

## CAPÍTULO IV

### Determinación de $Q$ en ondas coda, ondas P y S: Aplicación, resultados e interpretación

En este capítulo se presentan las estimaciones del factor de calidad para la Región de Nuevo Cuyo sobre los diferentes tipos de ondas registrados por la RSZNC, habiendo seleccionado aquellos métodos que mejor se adaptaran a los datos. En cada caso se plantean las consideraciones realizadas para la aplicación del método, los criterios utilizados y las herramientas de cálculo. Los resultados obtenidos se interpretan en planta y profundidad, comparando con los conocimientos actuales de la tectónica regional. Luego se separan los efectos de la absorción intrínseca y de *scattering* interpretándose su relación en función de los procesos geodinámicos que caracterizan a la región.

#### 4.1 ONDAS CODA

##### 4.1.1 MÉTODOS DE *BACK-SCATTERING* SIMPLE (SBS) Y *SCATTERING* ISÓTROPO SIMPLE (SIS)

###### 4.1.1.1 APLICACIÓN Y RESULTADOS

El análisis de la atenuación de ondas coda se ha realizado simultáneamente por el método SBS (Aki y Chouet, 1975) y por el método SIS, incorporando al SBS la modificación propuesta por Sato (1977) en el caso en que la distancia fuente-receptor no fuese despreciable. Combinando las (2.28), (2.34) y (2.35), que aproximan la envolvente de la energía de la coda en función del tiempo y la frecuencia angular, puede expresarse la envolvente de la amplitud de la coda de un sismograma a una dada frecuencia ( $f$ ) y lapso de tiempo ( $t$ ) medido desde el origen del evento

$$A(f, t) = A_0(f) t^{-m} K(\nu)^{\frac{1}{2}} e^{-\frac{\pi f t}{Q_c}} \quad (4.1)$$

donde  $A_0(f)$  resume los efectos del patrón de radiación y el efecto de sitio;  $t^{-m}$  representa la

expansión geométrica de las ondas coda;  $K(\nu)$  es el factor de corrección por expansión geométrica del SIS dado por la (2.35) en el que  $\nu = vt/r = t/t_s$  con  $t_s$ , el tiempo de llegada de la onda S;  $Q_c$  es el factor de calidad del medio que tiene en cuenta la atenuación total. En el caso del método SBS, el factor  $K(\nu)$  se considera igual a la unidad.

El factor de divergencia geométrica,  $m$ , puede seleccionarse entre 1 y 0.5 según se considere a la coda como compuesta por ondas S dispersadas u ondas superficiales, respectivamente. Como ya se mencionara en el Cap. II, para un modelo cortical simplificado de dos capas, distancias inferiores a 500 km y focos en corteza superior, las ondas de corte en los sismogramas mostrarán fases Sg, S\* y Sn en diferente orden según sea la distancia epicentral, mientras que para eventos en corteza inferior, no se espera hallar Sg (Kulháněk, 2002). Las ondas S de corto período pueden interferir en corteza y dar lugar a ondas superficiales, como las Rg, para el caso de focos con profundidades inferiores a 5 km. Si bien se han observado ondas superficiales Lg a distancias apenas mayores que 100 km (Chun et al., 1987; De Miguel et al., 1992) lo habitual es que se produzcan a distancias de 5° o más para trayectorias continentales (Kulháněk, 2002). En una corteza continental real, más compleja, pueden observarse un número mayor de comienzos de P y S, pero en general la Sg muestra las mayores amplitudes y decae formando la coda. Aki (1980b) observó que la energía requerida para la generación de ondas coda mediante *scattering* simple coincidía con la atenuación de ondas S, por lo que interpretó a la coda de terremotos locales como producto de la dispersión simple de S a S. Siguiendo a Aki (1980b), se ha asumido en este trabajo a las ondas coda como ondas S dispersadas tomando  $m = 1$ .

Para el ajuste de los valores de  $Q_c$  a los sismogramas, se ha utilizado el programa QCODA, desarrollado por J. Ibáñez, con modificaciones realizadas para este trabajo (QCODA03) que incorporaron la entrada automática de las formas de onda (convertidas a formato ASCII de una columna) y de los parámetros de cálculo desde un fichero, grabando los resultados seleccionados en un archivo por estación. Los sismogramas han de tener codas no saturadas con más de 60 s de duración, buena relación señal ruido y debe contarse con la localización de hipocentros para la definición de los lapsos de tiempo.

Para cada estación, las trazas se han filtrado en cuatro bandas de frecuencia centradas en  $f_c = 1.5, 3, 6$  y 12 Hz (a excepción de CFAZ y RTMC en las que la  $f_c$  máxima impuesta por las condiciones de registración ha sido 6 Hz) y ancho de banda de una octava. Los filtros pasabanda aplicados son tipo Butterworth de orden cinco en el intervalo  $[f_c - f_c/2, f_c + f_c/2]$ . Las envolventes de la coda en cada banda de frecuencia, como las que se muestran en la Fig.

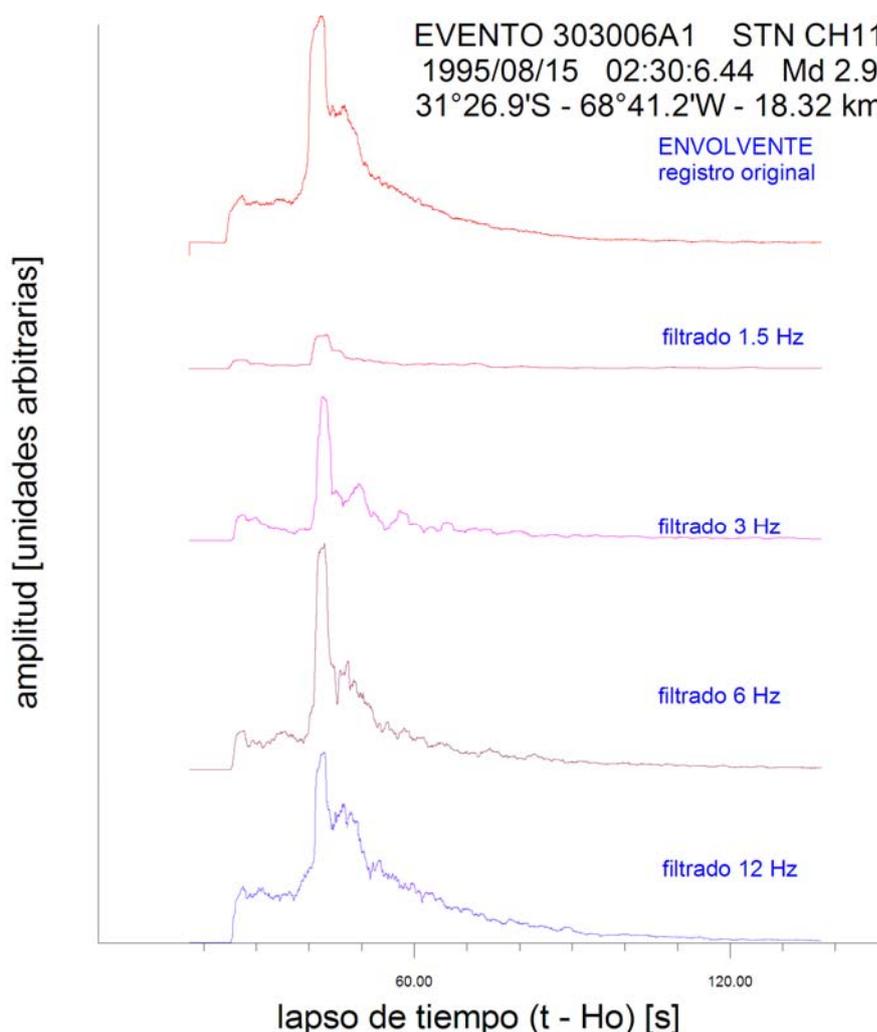


Fig. 4.1.- Ejemplo de envolventes calculadas sobre un registro de la estación Chepes. Arriba se observa la envolvente de la traza original y por debajo las envolventes de la señal filtrada en las frecuencias centrales elegidas.

4.1, han sido estimadas calculando la raíz cuadrada del valor cuadrático medio (RMC) de cada traza en el dominio temporal sobre unas ventanas móviles (Aki y Chouet, 1975) elegidas según la frecuencia  $f_c$  (3 s de duración para 1.5 Hz y 2 s para 3, 6 y 12 Hz) y con un solapamiento del 50%.

Dado el amplio rango de distancias y magnitudes disponibles, la consideración  $t_c > 2t_s$  establecida en el SBS no aseguraba una buena relación señal ruido en la coda de todos los registros. Siguiendo a Ibáñez et al. (1991) se ha definido su inicio en forma visual coincidiendo con el punto donde la envolvente corregida de divergencia geométrica comienza a decaer de forma regular (Fig. 4.2). El final de la coda suele establecerse a partir de la relación señal ruido, pero ésta puede variar de una estación a otra, por lo que se ha definido el final de la coda en el punto donde la envolvente de la coda corregida de divergencia geométrica comienza a crecer luego de haber alcanzado un mínimo (Ibáñez et al., 1991). A fin de estudiar la variación de  $Q$  con el lapso de tiempo, se han calculado los ajustes en cada

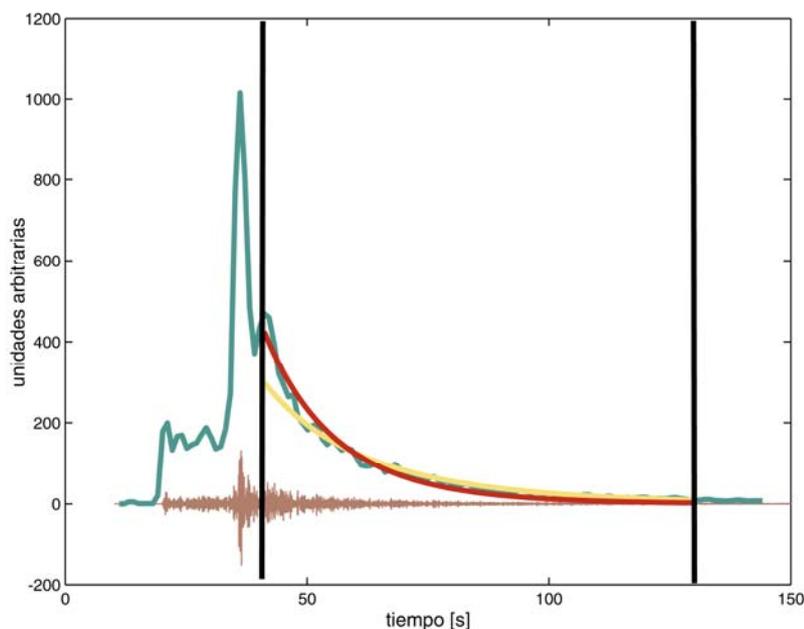


Fig. 4.2.- Ejemplo de registro filtrado a 6 Hz, su envolvente RMC (en verde) y las definiciones de inicio y fin de coda (en negro), según el criterio de Ibáñez et al (1991). En amarillo se muestra el ajuste lineal y en rojo, el ajuste no lineal.

envolvente para diferentes longitudes de coda, todas múltiplos de 10 s. La máxima longitud analizada se extiende desde el inicio hasta el fin de la coda, definidos estos visualmente pero dentro de los límites objetivos (Ibáñez et al., 1991) y la mínima longitud es de 20 s.

Para cada frecuencia y longitud de coda, el ajuste del decaimiento exponencial a la envolvente en el dominio del tiempo (Fig. 4.2), se puede realizar por transformación logarítmica de la (4.1) o por un ajuste no lineal (Gauss-Newton). Este último garantiza los requisitos del método de ajuste por mínimos cuadrados para la obtención del  $Q$  (Ibáñez et al., 1993) supuesta una distribución gaussiana de errores en los datos. De este modo se han obtenido 60605 valores de  $Q$  (para todas las frecuencias y lapsos de tiempo analizados) tanto con el ajuste lineal como con el no lineal.

En cada ajuste individual se ha observado que el método no lineal estima mejor el inicio de la ventana mientras que el método lineal lo hace sobre el final de la ventana. Esto ya había sido comprobado sobre datos sintéticos y reales por Ibáñez et al. (1990). Al comparar los resultados de los ajustes ha podido observarse que un 86% de los valores de  $Q$  calculados con el método lineal son mayores que los correspondientes del método no lineal. (Fig. 4.2).

En un 99% de las soluciones, se ha logrado buena convergencia para ambos métodos, aunque los coeficientes de correlación del ajuste no lineal son en general, superiores al del método lineal. La Fig. 4.3 muestra las distribuciones de coeficientes de correlación en

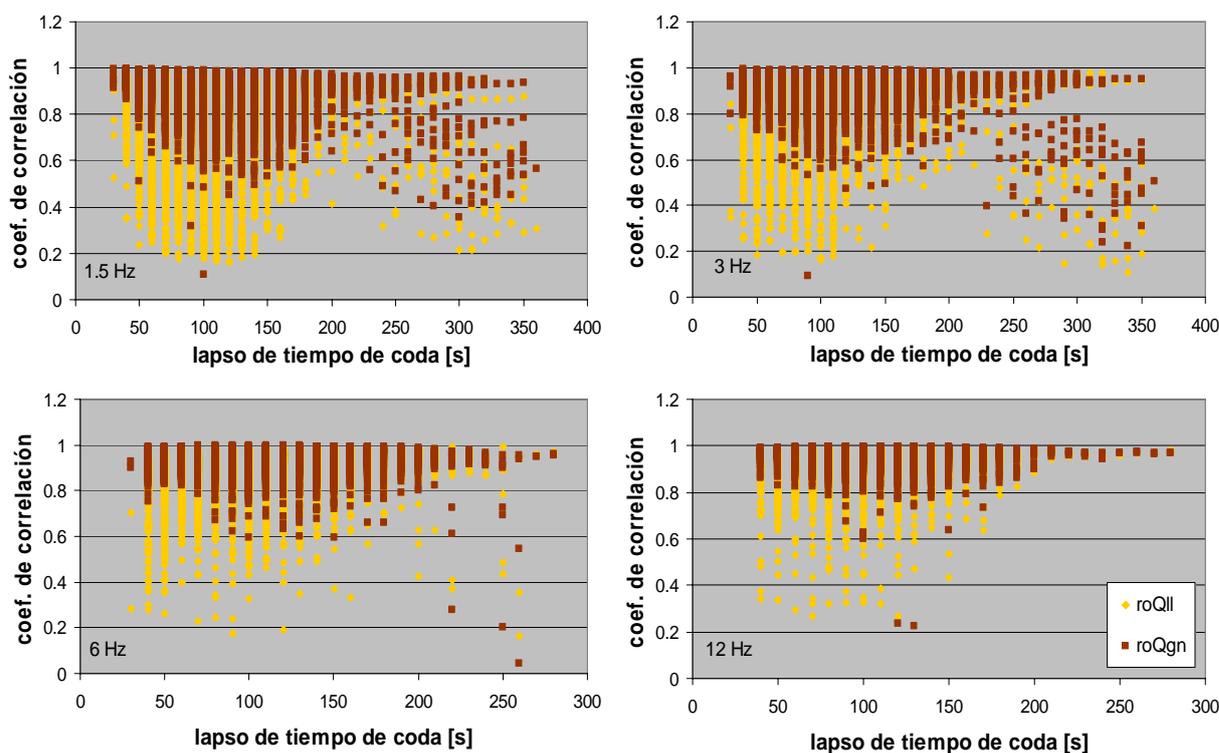


Fig. 4.3.- Coeficientes de correlación de los ajustes lineal (amarillo) y no lineal (rojo) de la ecuación 4.1 en función del lapso de tiempo de coda para las diferentes bandas de frecuencia consideradas. En cada caso se consideró todo el rango de profundidades focales disponibles.

función del lapso de tiempo para las frecuencias analizadas. Analizando los ajustes con coeficientes de correlación mayores que 0.7 en ambos métodos, se observa que los errores del método no lineal son menores que los del método lineal en el 61% de los casos, razón por la cual de aquí en más, los resultados de  $Q_c$  analizados son los del ajuste Gauss-Newton.

Observando el comportamiento de los valores de  $Q_c$  individuales obtenidos para toda la región, en función del lapso de tiempo y la profundidad, con la frecuencia como parámetro, se observa que  $Q_c$  crece con el lapso de tiempo para todas las frecuencias en ambos intervalos de profundidad, pero no muestra una clara dependencia con esta última.

La (2.21) puede aplicarse a la atenuación de ondas coda en la forma  $Q_c = Q_o (ff_0)^n$  permitiendo hallar valores de  $Q_o$  y  $n$  regionales, pero con el lapso de tiempo como parámetro. Para ellos, en primer lugar se han suavizado los valores de  $Q_c$  con coeficientes de correlación superiores a 0.9 mediante un método de regresión polinómico ponderado (LOESS robusto) que asigna pesos locales a los datos con un ajuste por mínimos cuadrados lineal utilizando un polinomio de segundo grado y es resistente a los valores extremos. Seguidamente se ha ajustado la relación  $Q(f)$  a los valores suavizados usando un método de mínimos cuadrados no lineal y robusto mediante pesos bicuadrados (Fig. 4.4). En este ajuste, los pesos se reasignan en las sucesivas iteraciones de acuerdo a los residuos obtenidos en cada una de ellas

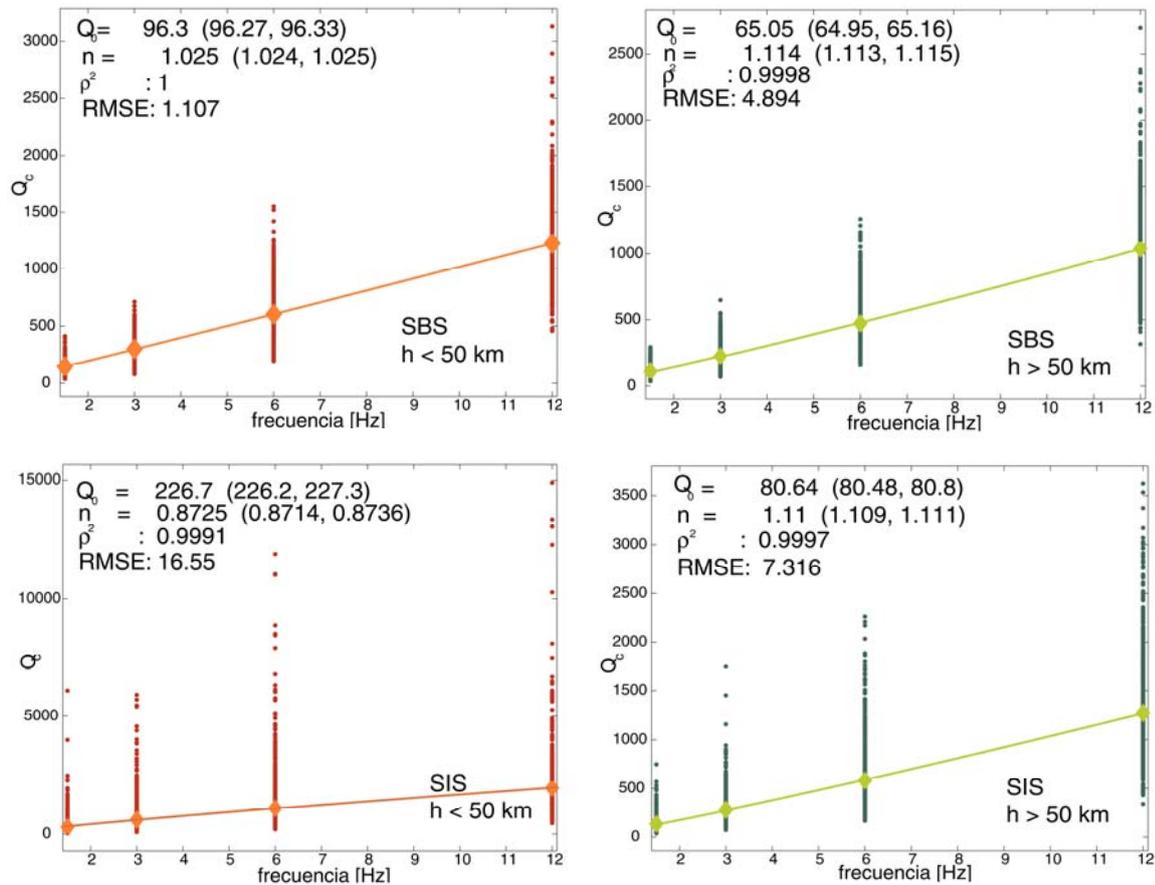


Fig. 4.4.- Distribución de  $Q_c$  con la frecuencia a 90s de lapso de tiempo, para profundidades focales menores que 50 km (rojo) y mayores que 50 km (verde) según los métodos de back scattering simple (SBS) y scattering isótropo simple (SIS). Los rombos indican valores suavizados y las curvas corresponden al ajuste de la relación  $Q(f)$  (ver texto). Se indican los coeficientes obtenidos en el ajuste con sus intervalos de confianza y bondad ( $\rho$ : correlación y RMSE: error medio cuadrático). No se incluyen los errores de  $Q_c$ .

asignando menor peso a los datos cuanto mayor sea su residuo ( $\omega_i = (1 - u_i^2)^2$  para  $|u_i| < 1$  y  $\omega_i = 0$  para  $|u_i| \geq 1$ , donde  $\omega_i$  son los pesos y  $u_i$  son los residuos ajustados y estandarizados). En la Tabla 4.1 se muestran los valores medios regionales de  $Q_0$  y  $n$  obtenidos por el ajuste junto a sus errores admitidos, en los que se ha tenido en cuenta la propagación de errores en la determinación individual de cada  $Q_c$ . Se presentan también los coeficientes de correlación de los ajustes y su error medio cuadrático.

Lapso	$Q_0 \pm dQ_0$ (SBS)	$n \pm dn$ (SBS)	$\rho_o^2$ (SBS)	RMSE(SBS)	$Q_0 \pm dQ_0$ (SIS)	$n \pm dn$ (SIS)	$\rho_o^2$ (SIS)	RMSE(SIS)
30	38±6	0.71±0.1	0.9700	5.12	104±5	0.36±0.07	0.9958	1.92
40	40±5	1.27±0.01	0.9921	20.09	84±5	1.31±0.03	0.9674	96.00
50	53±7	1.26±0.01	0.9998	5.75	80±7	1.65±0.02	0.9981	68.10

Tabla 4.1.- (Página siguiente)  $Q_0$  y  $n$  promedios regionales con errores, coeficiente de determinación ( $\rho_o^2$ ) y error medio cuadrático (RMSE) para eventos superficiales (tabla superior) e intermedios (tabla inferior).

60	66±9	1.16±0.02	0.9068	135.50	173±9	1.23±0.01	1.0000	3.27
70	80±11	1.1±0.02	1.0000	2.64	212±11	0.96±0	0.9980	31.97
80	91±12	1.04±0.02	1.0000	0.50	256±12	0.82±0	0.9997	9.52
90	96±12	1.03±0.03	1.0000	1.11	227±13	0.87±0.01	0.9991	16.55
100	104±13	1±0.03	0.9999	4.10	255±13	0.82±0.01	0.9974	27.83
110	113±13	0.97±0.03	0.9925	30.47	233±14	0.84±0.01	0.9995	11.16
120	114±13	0.97±0.03	0.9959	21.84	229±14	0.81±0.01	0.9984	17.56
130	117±13	0.93±0.03	0.8638	135.30	236±14	0.78±0.01	0.9961	24.73
140	127±12	0.9±0.02	0.9971	15.41	224±13	0.75±0.01	0.9973	17.73
150	130±11	0.87±0.03	0.8235	117.10	231±11	0.72±0	0.9908	24.60
160	138±11	0.86±0.01	0.9994	6.22	245±11	0.68±0.01	0.9980	11.65
170	136±11	0.89±0.01	0.9976	13.70	207±11	0.76±0	0.9997	4.85
180	130±11	0.91±0.01	0.9992	7.73	163±11	0.84±0.01	0.9996	5.15
190	118±10	0.94±0.01	0.9925	25.61	135±10	0.93±0.01	0.9951	21.59
200	112±10	1.01±0.02	0.9994	7.96	130±10	0.97±0.01	0.9995	7.94
210	127±21	0.94±0.08	0.9265	96.94	138±16	0.94±0.05	0.9608	76.51
220	122±12	0.98±0.02	0.9998	1.00	141±12	0.97±0.02	0.9999	5.39
230	119±10	0.9±0.02	0.9985	12.25	123±10	0.93±0.04	0.9945	25.67
240	129±18	0.89±0.06	0.9981	18.75	160±118	0.82±0.32	0.9449	114.30

Lapso	$Q_o \pm dQ_o$ (SBS)	$n \pm dn$ (SBS)	$\rho_o^2$ (SBS)	RMSE(SBS)	$Q_o \pm dQ_o$ (SIS)	$n \pm dn$ (SIS)	$\rho_o^2$ (SIS)	RMSE(SIS)
40	37±15	1.5±0.25	0.9981	10.88	34±28	1.86±0.48	0.9963	29.02
50	35±5	1.01±0.02	0.9950	10.37	40±5	0.99±0.03	0.9927	13.42
60	32±5	1.28±0	0.9983	10.55	35±5	1.3±0.03	0.9983	12.20
70	42±6	1.23±0	0.9993	7.79	46±6	1.26±0.03	0.9992	9.99
80	53±7	1.17±0	0.9997	5.52	61±7	1.19±0.02	0.9996	7.89
90	65±8	1.11±0	0.9998	4.89	81±8	1.11±0.02	0.9997	7.32
100	75±9	1.07±0	0.9993	9.25	97±9	1.06±0.02	0.9987	16.00
110	88±10	1.03±0	0.9991	10.96	117±10	1±0.02	0.9979	20.42
120	102±12	0.98±0	0.9980	16.37	157±12	0.89±0.02	0.9930	36.08
130	127±15	0.9±0	0.9961	23.24	172±15	0.85±0.02	0.9872	48.19
140	129±16	0.89±0	0.9970	20.00	177±17	0.82±0.02	0.9699	69.78
150	138±15	0.87±0.01	0.9953	25.41	165±16	0.84±0.02	0.9923	35.23
160	144±16	0.85±0	1.0000	1.36	173±16	0.81±0.02	0.9985	14.62
170	147±16	0.86±0	0.9997	6.74	173±16	0.82±0.02	0.9988	13.23
180	156±16	0.87±0.02	0.9938	30.71	191±17	0.81±0.02	0.9913	37.09
190	192±20	0.82±0.04	0.9850	50.39	243±24	0.75±0.05	0.9730	69.65
200	197±21	0.82±0.05	0.9811	53.58	237±27	0.78±0.05	0.9756	64.37
210	198±14	0.83±0.01	0.9995	6.38	260±14	0.79±0.03	0.9969	18.04
220	175±14	0.94±0.03	0.9969	17.03	227±14	0.9±0.02	0.9989	12.02
230	194±50	0.61±0.13	0.8066	94.65	216±18	0.62±0.04	0.9766	35.02
240	199±37	0.71±0.09	0.9503	63.20	249±16	0.64±0.01	0.9994	7.31
250	214±88	0.69±0.19	0.7871	152.50	266±33	0.68±0.06	0.9778	56.03
260	196±15	0.74±0	0.9999	3.13	226±15	0.75±0.01	0.9997	6.54
270	189±14	0.79±0.01	0.9997	5.95	229±14	0.78±0.03	0.9972	23.92
280	200±15	0.76±0.02	0.9983	14.16	242±15	0.76±0.01	0.9992	11.06
290	209±15	0.72±0	1.0000	0.00	263±15	0.62±0	1.0000	0.00
300	204±14	0.76±0	1.0000	0.00	256±14	0.67±0	1.0000	0.00

En la Fig. 4.5 pueden compararse las curvas de variación de los valores medios regionales de  $Q_o$  y  $n$  obtenidos en función del lapso de tiempo para eventos con focos a

profundidades corticales y en la placa de Nazca. El factor de calidad regional crece con el lapso de tiempo analizado tal como se había observado en los valores individuales. Los valores del factor de calidad resultantes del SIS son siempre mayores que aquellos obtenidos por el SBS ya que el modelo de Sato, al considerar la distribución de energía en el frente de onda, atribuye un mayor efecto a la expansión geométrica. Con datos de eventos intermedios, ambos métodos dan valores de  $Q_0$  con comportamientos crecientes con el lapso de tiempo de manera similar. La convergencia entre ambos métodos para lapsos de tiempo cortos, en incidencia casi vertical, parece indicar que las variaciones de la atenuación debidas a la trayectoria horizontal recorrida son más importantes que las debidas a la profundidad focal.

Para eventos superficiales, los valores de  $Q_c$  del método SIS se apartan notablemente de los correspondientes al método SBS para lapsos de tiempo por debajo de los 190s. De acuerdo a estudios comparativos entre ambos métodos, se esperaba hallar diferencias en el ajuste de la primera porción de la coda (Rautian y Khalturin, 1978; Herraiz y Espinosa, 1986; Novelo-Casanova y Lee, 1991 e Ibáñez et al., 1991) que es más sensible a la asimetría del patrón de radiación y del *scattering* que la parte final. Sin embargo, a lapsos de tiempo entre 60 y 190 s, la disparidad de resultados puede deberse a la disponibilidad de ese lapso de tiempo en un amplio rango de distancias hipocentrales. Para un dado lapso de tiempo, el efecto de la expansión geométrica corregida según el factor de Sato (Ec. 2.30) será mayor cuanto mayor sea la distancia fuente-receptor, aumentando más el valor del factor de calidad

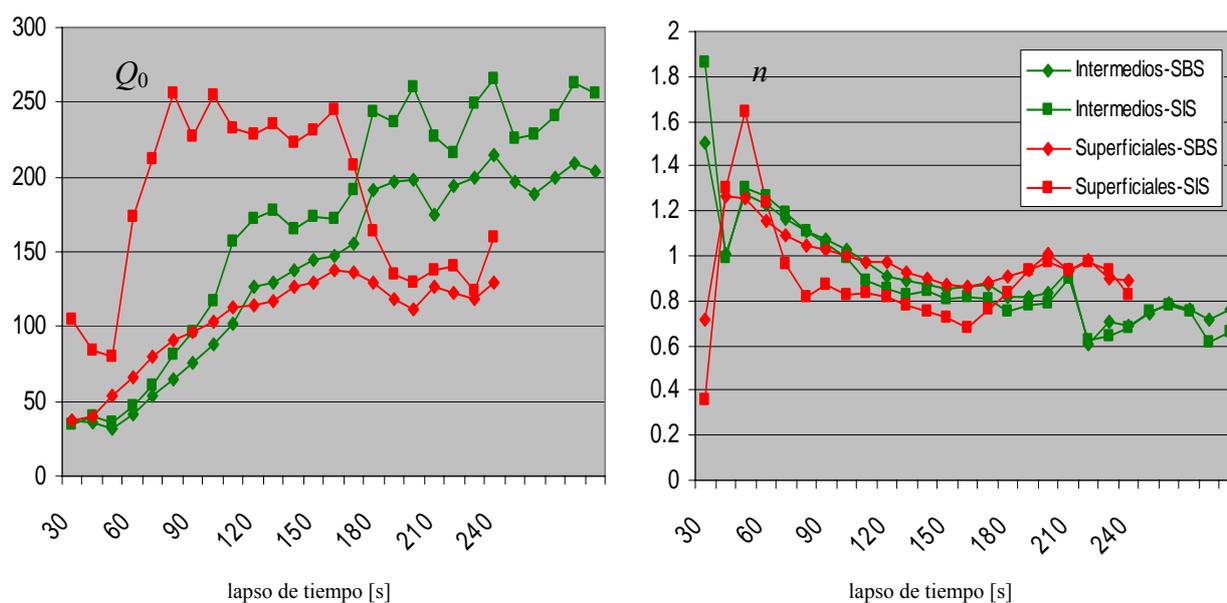


Fig. 4.5.- Valores medios regionales de  $Q_0$  (izquierda) y  $n$  (derecha) para eventos superficiales (rojo) e intermedios (verde) obtenidos del ajuste por mínimos cuadrados robusto en función de la frecuencia sobre todos los ajustes individuales de  $Q_c$  por lapso de tiempo. Rombos indican resultados del método SBS y cuadrados corresponden al método SIS.

ajustado en esos casos respecto de aquel obtenido a distancias menores. Por lo tanto, puede esperarse un apartamiento notable entre el método SBS y SIS si no se consideran longitudes de coda similares o rangos de distancia acotados. Por otra parte, los valores de la potencia  $n$  se mantienen muy similares entre ambos métodos y a lo largo de toda la coda, mostrando un comportamiento levemente decreciente con el lapso de tiempo analizado conforme aumenta  $Q_0$ . La mayor diferencia se observa para lapsos de tiempo cortos, lo cual podría estar indicando una subestimación del  $Q_0$  a profundidades intermedias pero sobre todo una sobrestimación a profundidades corticales, de acuerdo al cambio brusco de pendiente de las curvas de  $n$ .

#### 4.1.1.2 INTERPRETACIÓN

Con el fin de detectar la existencia de variaciones en la atenuación dentro de la región, se han analizado los valores individuales de  $Q_c(f)$ , para el método SIS, en función del backazimut para cada estación en los dos rangos de profundidades focales.

A profundidades intermedias (Fig. 4.6), las estaciones RTCB, RTLL, RTLS y RTPR muestran valores mayores de  $Q_c$  y una mayor dispersión en función de la frecuencia para las trayectorias de dirección aproximadamente paralelas a los mayores lineamientos si se los compara con los valores de  $Q_c$  en las trayectorias transversales a los fallamientos principales o, lo que es lo mismo, paralelas a la dirección de convergencia de las placas tectónicas.

En el caso de la sismicidad superficial (Fig. 4.7), sólo las estaciones CFAZ, CA21 e ICAZ muestran alguna dependencia azimutal en los valores de  $Q_c$  para distintas frecuencias.

La dispersión de los valores de  $Q_c$  con la frecuencia es mayor para las trayectorias de eventos superficiales que para las trayectorias de eventos intermedios. En la teoría del *scattering* esto indicaría que cerca de la superficie la razón entre las densidades de heterogeneidades de grandes y pequeñas dimensiones es mayor que a profundidades intermedias.

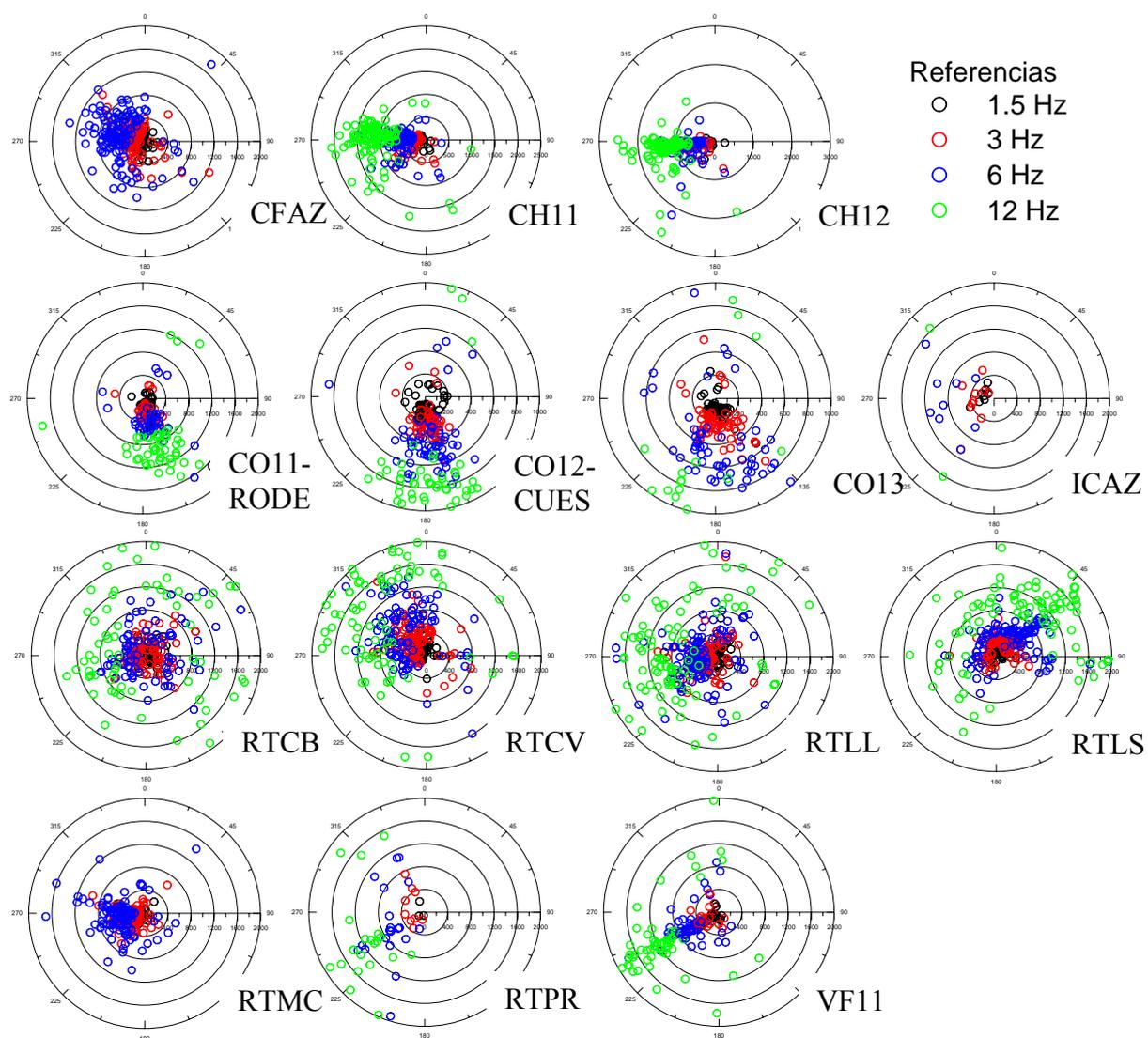


Fig.4.6.- Distribución de valores de  $Q_c$  obtenidos correspondientes a 100 s de lapso de tiempo para eventos con profundidades mayores que 50 km, por estación, en función del Backazimut y según la frecuencia central del filtro aplicado (círculos negros representan  $Q_c$  a 1.5 Hz; rojos, a 3 Hz; azules, a 6 Hz y verdes, a 12 Hz).

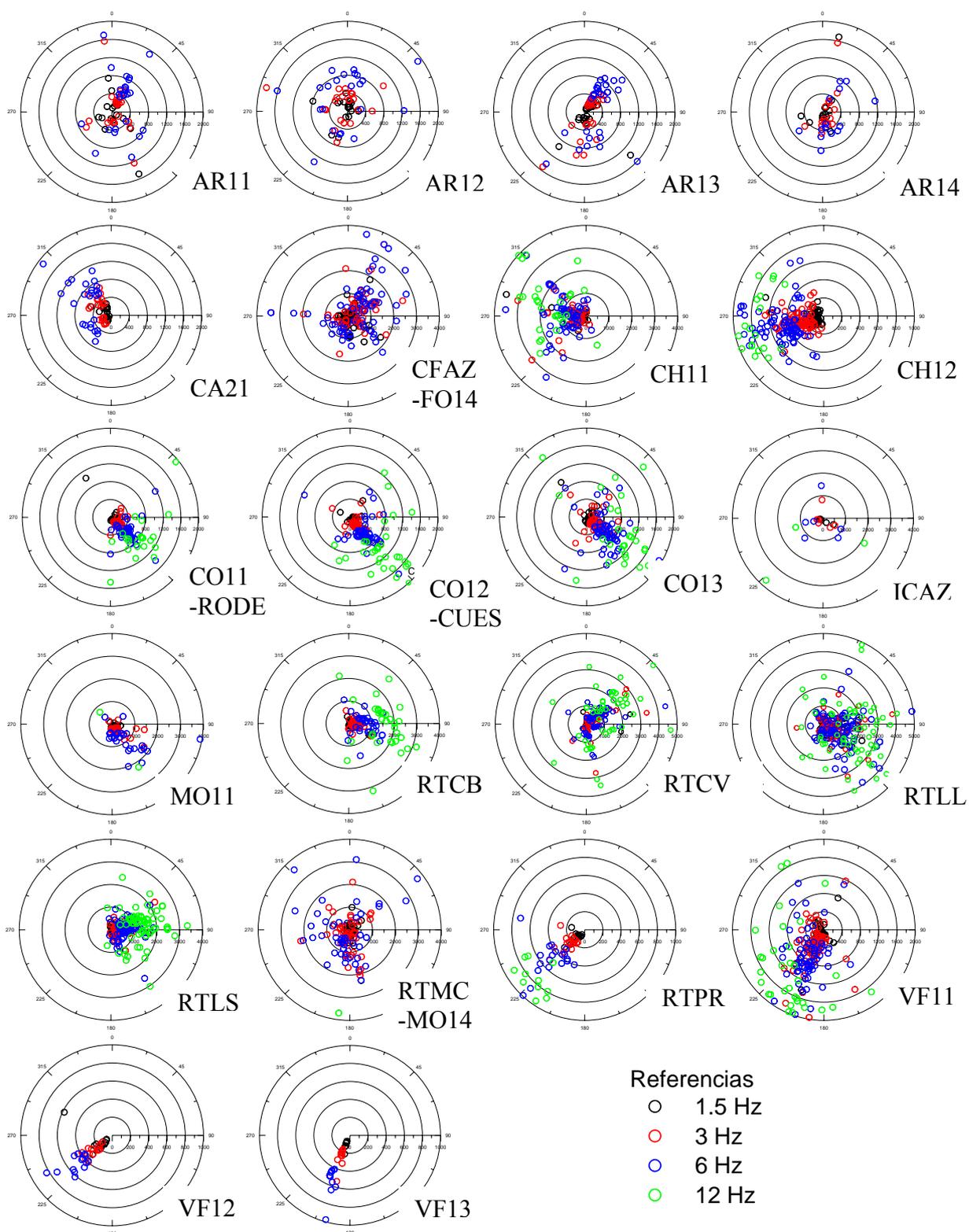


Fig. 4.7.- Distribución de valores de  $Q_c$  para eventos con profundidades inferiores a 50 km obtenidos para cada estación en función del Backazimut y según la frecuencia central del filtro aplicado (círculos negros representan  $Q_c$  a 1.5 Hz; rojos, a 3 Hz; azules, a 6 Hz y verdes, a 12 Hz.). En todos los casos se graficaron los valores correspondientes a 90 s de lapso de tiempo, excepto para VF13 que se graficaron los valores correspondientes a 100 s.

Por otra parte, no se observan diferencias importantes de la atenuación de ondas coda en relación a la dirección de propagación de las ondas directas, por lo que se ha considerado la hipótesis de Pulli (1984) para la identificación de variaciones laterales de la atenuación. Según la misma, el  $Q_c$  estimado con el modelo de scattering simple para un lapso de tiempo dado, corresponde al decaimiento promedio de la amplitud de las ondas que han sido dispersadas en la superficie de un elipsoide que tiene a la estación y a la fuente como focos.

Puede considerarse como fuente para cada elipsoide, la localización promedio de un grupo de eventos asociados a una misma fuente sísmogénica cuyos registros en una dada estación hayan arrojado valores de  $Q_c$  similares. En ese caso se obtiene un elipsoide promedio para los eventos mencionados y la estación (Kumar et al., 2005, Biescas et al., 2007). La proyección superficial del elipsoide tiene semieje mayor  $a = v_{med}t/2$  y semieje menor  $b = \sqrt{(v_{med}t/2)^2 - (\Delta_{med}/2)^2}$ , donde  $v_{med}$  es la velocidad promedio de las ondas coda para las trayectorias consideradas a partir del modelo (Tabla 3.2),  $t$  es el lapso de tiempo al que se mide la amplitud de la coda y  $\Delta_{med}$  es la distancia epicentral media en km. La profundidad promedio a la que se asigna el valor de  $Q_c$ , está dada por  $h = h_{med} + b$ , donde  $h_{med}$  es la profundidad media de los focos considerados.

Tabla 4.2.- Valores de  $Q_0$  y  $n$  ajustados a los datos de  $Q_c$  en función de la frecuencia mediante la (2.21) para cada estación y grupo de epicentros seleccionados a partir de la figura 4.7. El epicentro promedio corresponde a las coordenadas del centro geográfico de cada grupo de epicentros,  $a$  es el semieje mayor de la elipse calculado según se indica en el texto y  $h$  es la profundidad máxima que alcanza el elipsoide según la hipótesis de Pulli (1984).

ESTACIÓN		EPICENTRO promedio		$a$ [km]	$h$ [km]	Single Back-Scattering		Single Isotropic-Scattering	
latitud [°]	longitud [°]	latitud [°]	longitud [°]			$Q_0 \pm eQ_0$	$n \pm en$	$Q_0 \pm eQ_0$	$n \pm en$
lapso de tiempo = 40 s									
-31.603	-68.232	-31.528	-68.095	74	84	25±0	1.48±0.01	32±1	1.69±0.01
-31.528	-68.560	-31.562	-68.715	72	76	33±6	1.31±0.08	22±12	1.94±0.21
-31.862	-68.540	-31.731	-68.661	73	78	37±4	1.34±0.05	57±21	1.58±0.15
-31.329	-68.475	-31.324	-68.276	73	84	40±3	1.31±0.03	47±4	1.6±0.03
-31.310	-67.924	-31.369	-67.852	74	83	17±1	1.74±0.03	14±2	2.34±0.09
-31.310	-67.924	-31.318	-67.986	73	85	22±1	1.64±0.03	11±1	2.78±0.04
lapso de tiempo = 50 s									
-32.841	-68.933	-32.918	-68.936	92	100	55±7	1.18±0.08	135±12	1.47±0.05
-31.603	-68.232	-31.491	-68.078	91	100	43±0	1.31±0	70±2	1.47±0.02
-31.456	-67.327	-31.450	-67.613	92	98	54±24	1.58±0.19	114±3	1.23±0.01
-31.528	-68.560	-31.584	-68.725	90	92	48±3	1.22±0.03	112±18	1.39±0.07
-30.940	-68.492	-31.109	-68.242	91	97	44±2	1.37±0.02	53±2	1.48±0.02
-31.489	-68.810	-31.327	-68.487	92	95	25±2	1.43±0.03	24±3	1.59±0.05
-31.862	-68.540	-31.694	-68.627	91	98	51±8	1.23±0.07	79±32	1.42±0.17
-31.862	-68.540	-31.954	-68.635	91	100	58±29	1.17±0.2	35±3	1.65±0.04

ESTACIÓN		EPICENTRO promedio		a [km]	h [km]	Single Back-Scattering		Single Isotropic-Scattering	
latitud [°]	longitud [°]	latitud [°]	longitud [°]			$Q_0 \pm eQ_0$	$n \pm en$	$Q_0 \pm eQ_0$	$n \pm en$
-31.862	-68.540	-31.695	-68.243	92	96	43±2	1.31±0.02	120±24	1.25±0.08
-31.329	-68.475	-31.385	-68.205	91	97	70±3	1.14±0.02	123±9	1.19±0.03
-31.800	-69.295	-31.673	-69.024	91	93	43±4	1.34±0.04	65±32	1.46±0.2
-31.310	-67.924	-31.162	-67.908	91	98	33±10	1.49±0.18	42±16	1.82±0.22
-31.310	-67.924	-31.368	-67.848	92	102	27±0	1.51±0	29±2	1.99±0.03
-31.310	-67.924	-31.318	-67.987	92	103	30±0	1.51±0.01	21±1	2.44±0.02
-30.660	-67.454	-30.908	-67.677	91	93	43±4	1.33±0.03	50±8	1.49±0.06
lapso de tiempo = 60 s									
-33.474	-68.515	-33.174	-68.680	110	116	89±16	0.83±0.11	133±40	0.72±0.19
-32.841	-68.933	-33.062	-68.907	110	116	68±6	0.95±0.05	106±23	0.88±0.13
-31.603	-68.232	-31.741	-68.474	110	111	35±8	1.47±0.11	104±8	1.44±0.04
-31.603	-68.232	-31.481	-68.076	110	118	56±11	2.05±0.12	42±12	1.53±0.13
-31.167	-66.663	-31.320	-67.217	110	107	53±26	1.01±0.18	45±3	1.22±0.03
-31.528	-68.560	-31.438	-68.308	109	119	81±45	0.95±0.23	56±12	1.57±0.09
-31.528	-68.560	-31.570	-68.732	109	111	42±3	1.25±0.03	92±59	1.25±0.29
-31.489	-68.810	-31.433	-68.416	110	112	59±1	1.17±0.01	74±3	1.22±0.02
-31.862	-68.540	-31.973	-68.712	110	115	86±3	1.01±0.02	103±23	1.43±0.09
-31.862	-68.540	-31.692	-68.627	109	117	79±32	1.42±0.17	79±3	1.28±0.01
-31.862	-68.540	-31.650	-68.221	110	113	61±1	1.2±0.01	184±33	0.91±0.08
-31.329	-68.475	-31.396	-68.180	109	115	87±2	1.06±0.01	184±8	1.01±0.02
-31.800	-69.295	-31.812	-68.734	110	106	58±4	1.17±0.03	64±6	1.22±0.04
-31.310	-67.924	-31.489	-67.935	109	117	64±7	1.18±0.05	59±5	1.59±0.05
-31.310	-67.924	-31.370	-67.848	110	120	38±2	1.35±0.03	138±92	1.16±0.26
-30.660	-67.454	-30.985	-67.703	110	112	70±2	1.18±0.02	119±12	1.14±0.04
lapso de tiempo = 70 s									
-33.086	-68.828	-33.340	-68.634	129	139	87±4	0.81±0.03	73±33	1.13±0.26
-33.474	-68.515	-33.195	-68.699	128	132	104±3	0.87±0.02	161±59	0.88±0.23
-32.592	-68.834	-32.083	-68.433	128	119	36±12	1.51±0.19	34±13	1.62±0.22
-32.592	-68.834	-33.042	-68.616	129	133	51±2	1.16±0.02	53±1	1.23±0.01
-32.841	-68.933	-33.061	-68.825	128	134	61±0	1.09±0	140±16	0.94±0.07
-32.275	-67.188	-32.003	-67.590	127	127	92±8	1.04±0.05	126±18	1.03±0.08
-31.603	-68.232	-31.825	-68.498	128	127	41±7	1.45±0.08	90±2	1.58±0.01
-31.603	-68.232	-31.478	-68.074	128	136	73±0	1.16±0	35±10	1.71±0.13
-30.589	-69.081	-30.934	-68.534	128	119	75±6	1.07±0.03	82±7	1.06±0.04
-31.528	-68.560	-31.570	-68.729	126	129	56±5	1.14±0.04	92±30	1.37±0.14
-30.940	-68.492	-31.219	-68.223	128	132	35±3	1.62±0.04	21±5	2.29±0.1
-31.489	-68.810	-31.462	-68.391	128	130	68±1	1.14±0.01	91±2	1.17±0.01
-31.862	-68.540	-31.710	-68.639	127	135	71±5	1.16±0.03	149±35	1.34±0.1
-31.862	-68.540	-31.638	-68.214	128	131	83±2	1.1±0.01	140±3	1.08±0.01
-31.862	-68.540	-32.054	-68.687	128	133	92±1	1.02±0	170±3	1.02±0.01
-31.329	-68.475	-31.593	-68.576	128	129	86±1	1.01±0	198±9	0.85±0.02
-31.800	-69.295	-31.658	-68.997	128	135	57±2	1.29±0.01	118±23	1.37±0.08
-31.800	-69.295	-31.674	-68.647	128	119	71±1	1.13±0	82±1	1.14±0.01
-31.310	-67.924	-31.371	-67.841	129	138	35±1	1.43±0.01	34±2	1.98±0.04
-31.310	-67.924	-31.317	-67.987	128	140	44±1	1.36±0.01	65±2	1.85±0.02
-30.660	-67.454	-31.039	-67.712	128	128	77±1	1.19±0	156±6	1.11±0.02
lapso de tiempo = 80 s									
-33.086	-68.828	-33.368	-68.672	148	159	84±12	0.88±0.09	125±25	0.88±0.12
-33.474	-68.515	-33.155	-68.693	147	154	109±11	0.86±0.06	180±35	0.75±0.12

Tabla 4.2. (continuación)

ESTACIÓN		EPICENTRO promedio		$a$ [km]	$h$ [km]	Single Back-Scattering		Single Isotropic-Scattering	
latitud [°]	longitud [°]	latitud [°]	longitud [°]			$Q_0 \pm eQ_0$	$n \pm en$	$Q_0 \pm eQ_0$	$n \pm en$
-32.592	-68.834	-33.041	-68.602	148	153	71±3	1.01±0.02	57±4	1.37±0.04
-32.592	-68.834	-32.028	-68.400	147	139	54±3	1.34±0.03	80±6	1.07±0.04
-32.841	-68.933	-33.057	-68.836	147	152	80±6	0.94±0.04	152±1	0.87±0
-32.275	-67.188	-31.915	-67.587	146	146	101±3	1±0.02	38±6	1.41±0.1
-32.275	-67.188	-32.491	-67.980	147	137	37±6	1.38±0.09	137±5	1±0.02
-31.603	-68.232	-31.915	-68.513	147	145	84±1	1.03±0.01	118±2	0.98±0.01
-31.167	-66.663	-31.333	-67.301	146	140	72±1	1.06±0.01	86±1	1.06±0.01
-30.167	-69.473	-30.668	-68.703	146	122	68±4	1.04±0.03	68±4	1.04±0.03
-30.171	-69.120	-30.730	-68.524	146	128	77±4	1.05±0.02	82±5	1.04±0.02
-30.589	-69.081	-31.027	-68.514	146	133	75±2	1.08±0.01	82±2	1.08±0.01
-31.528	-68.560	-31.565	-68.731	144	147	49±7	1.22±0.06	68±22	1.54±0.13
-30.940	-68.492	-31.270	-68.218	147	149	40±3	1.58±0.03	22±3	2.34±0.07
-31.489	-68.810	-31.475	-68.376	146	149	82±0	1.09±0	123±0	1.09±0
-31.862	-68.540	-31.614	-68.214	146	149	102±1	1.04±0.01	186±6	1±0.01
-31.862	-68.540	-32.206	-68.626	147	150	107±5	1±0.02	194±7	0.97±0.02
-31.329	-68.475	-31.653	-68.580	146	146	93±1	1.03±0.01	202±2	0.88±0
-31.800	-69.295	-31.670	-68.617	146	137	79±1	1.1±0	98±0	1.08±0
-31.310	-67.924	-31.320	-67.988	147	159	48±1	1.34±0.01	76±1	1.19±0
-31.310	-67.924	-31.375	-67.827	147	157	48±2	1.15±0.02	68±6	1.8±0.05
-30.308	-66.552	-30.812	-67.234	146	129	61±4	1.14±0.02	63±4	1.14±0.03
-30.396	-66.528	-30.843	-67.213	146	132	101±2	0.84±0.01	110±3	0.81±0.01
lapso de tiempo = 90 s									
-33.474	-68.515	-33.155	-68.693	165	173	115±7	0.89±0.04	87±3	1.21±0.02
-33.474	-68.515	-32.773	-68.286	165	153	81±39	1.2±0.29	189±23	0.8±0.08
-33.086	-68.828	-32.485	-68.426	165	156	110±3	0.89±0.02	128±5	0.86±0.03
-32.841	-68.933	-32.917	-68.783	165	168	87±1	0.98±0.01	92±15	1.74±0.09
-32.592	-68.834	-33.064	-68.625	166	172	80±8	1.03±0.06	85±0	1.09±0
-32.592	-68.834	-31.944	-68.373	165	153	78±0	1.09±0	98±13	1.05±0.08
-32.275	-67.188	-32.674	-67.907	166	157	58±3	1.2±0.03	60±3	1.22±0.03
-32.275	-67.188	-31.899	-67.583	165	165	117±3	0.92±0.01	168±4	0.9±0.01
-31.862	-68.540	-32.383	-68.521	166	166	107±1	1±0	150±10	1.05±0.03
-31.800	-69.295	-31.673	-68.611	164	156	85±0	1.1±0	107±1	1.11±0
-31.603	-68.232	-32.035	-68.507	165	162	94±1	1.04±0.01	138±5	0.98±0.02
-31.489	-68.810	-31.480	-68.358	164	166	100±2	1.04±0.01	177±5	0.99±0.01
-31.329	-68.475	-31.649	-68.578	164	160	100±0	1±0	186±5	0.93±0.01
-31.310	-67.924	-31.375	-67.827	165	176	48±2	1.21±0.02	135±27	1.8±0.12
-31.310	-67.924	-31.325	-67.985	165	177	58±1	1.19±0.01	70±5	1.3±0.05
-31.310	-67.924	-31.164	-67.909	163	171	67±6	1.34±0.05	96±14	1.46±0.09
-31.167	-66.663	-31.345	-67.312	165	160	79±3	1.03±0.02	101±1	1.02±0.01
-30.940	-68.492	-31.269	-68.214	165	168	80±7	1.25±0.04	49±5	2.03±0.04
-30.589	-69.081	-31.021	-68.502	164	154	90±3	1.02±0.01	102±2	1.03±0.01
-30.396	-66.528	-30.859	-67.214	164	153	103±1	0.87±0.01	82±4	1.06±0.02
-30.308	-66.552	-30.846	-67.228	164	149	77±4	1.05±0.02	88±4	1.11±0.02
-30.171	-69.120	-30.753	-68.513	164	149	81±3	1.1±0.02	106±2	0.96±0.01
-30.167	-69.473	-30.696	-68.716	164	143	100±2	0.97±0.01	118±1	0.84±0.01

Tabla 4.2. (continuación)

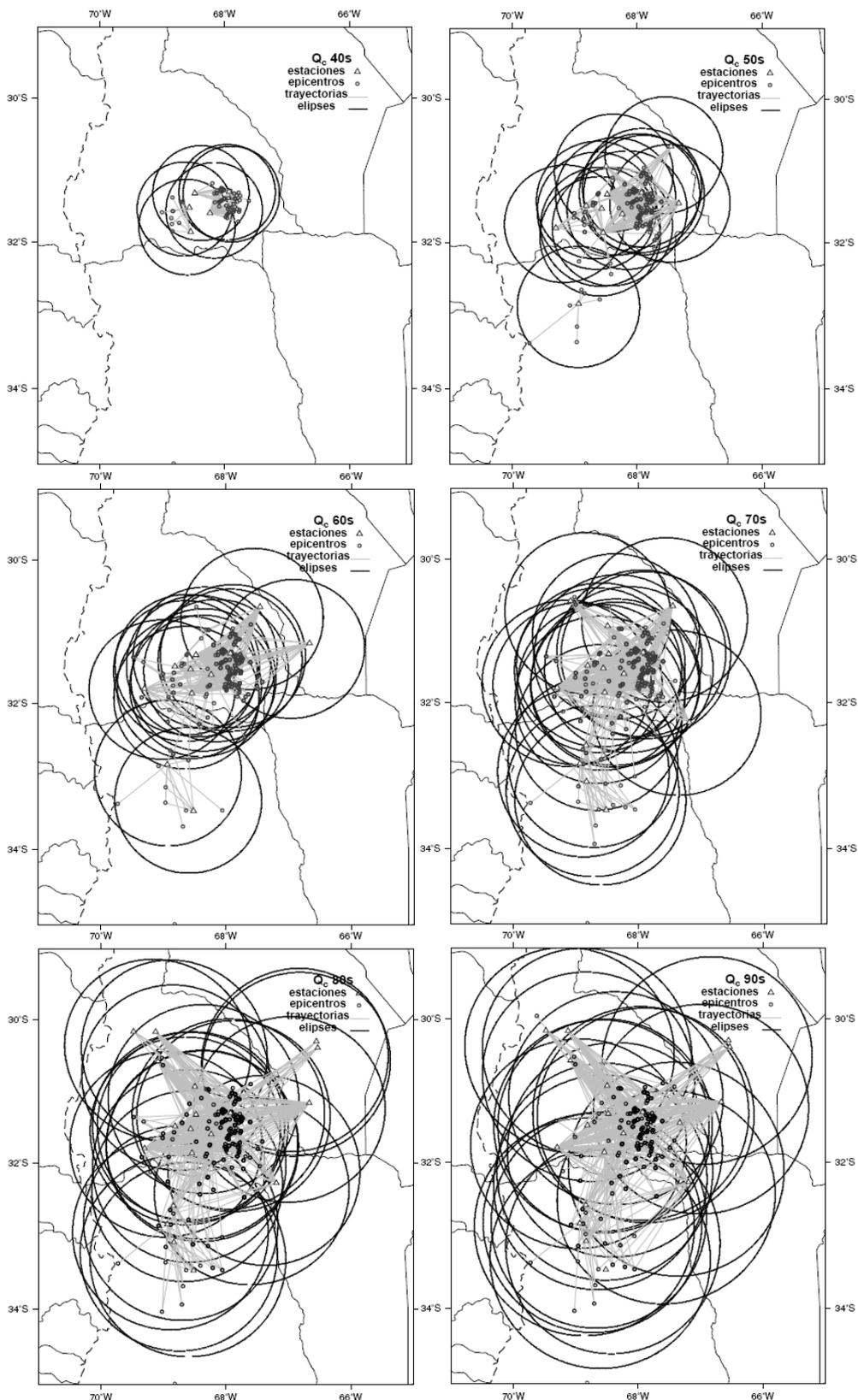


Fig. 4.8.- Contornos de las proyecciones superficiales de los elipsoides involucrados en la generación de ondas coda seleccionados. Para cada lapso de tiempo (entre 40 y 90 s) se graficaron los haces de trayectorias directas y las elipses con focos en la estación y en el centro del grupo de epicentros considerados.

Para la construcción de las elipses se han seleccionado de la Fig. 4.7 grupos de eventos con profundidades menores que 50 km, distancias epicentrales inferiores a 200 km y valores similares de  $Q_c$ . En la Tabla 4.2 se listan los valores de  $Q_0$  y  $n$  estimados para cada elipse, en lapsos de tiempo entre 40 y 90 s considerando los modelos SBS y SIS, sus errores y los parámetros que la definen (coordenadas de los focos: estación y epicentro promedio; semieje mayor,  $a$  y profundidad promedio,  $h$ ). Los mapas de la Fig. 4.8 muestran los epicentros y estaciones seleccionados, las trayectorias consideradas en cada caso y las elipses calculadas.

Asumiendo un valor uniforme de  $Q_0$  y  $n$  dentro de cada elipse y promediando los valores de todas las elipses en una malla de 1' de espaciado, se han obtenido distribuciones de  $Q_0$  y  $n$  para los diferentes lapsos de tiempo analizados según el modelo de Sato. Se representan los contornos de  $Q_0$  y  $n$  (Figs. 4.9 a y b), ajustando una superficie cartesiana 2-D mediante una interpolación cúbica por trozos (*splines*) con funciones de Green, curvatura mínima y un espaciado de 3'.

Los valores de  $Q_0^{-1}$ , como medida de la atenuación se representan en escala de colores, observándose que al aumentar el volumen muestreado por las ondas, la atenuación se aproxima a un valor uniforme y cercano a 0.01, para toda la región. Cerca de la superficie, entre 0 y 82 km, la mayor atenuación se registra en la región oriental de la provincia de San Juan, hacia las Sas. Pie de Palo y Valle Fértil (ver Figs. 3.7 y 3.20), aunque aparece otro mínimo en el oeste, en Precordillera. Girolodi (1990) obtuvo para la provincia de San Juan un valor medio de  $Q_0=100$  y Alvarado (1992) dedujo, para el norte de Mendoza, un valor promedio de  $Q_0=122$ , en ambos trabajos se consideró la longitud total de coda. En este trabajo puede verse que el valor de  $Q_0$  varía con el lapso de tiempo utilizado. Sin embargo los resultados obtenidos no se apartan significativamente de los valores previamente mencionados para lapsos de tiempo del orden de los 100 s, que es la longitud de coda preponderante. Por otra parte, se observa una fuerte dependencia de  $Q_c$  con la frecuencia, que se manifiesta en valores de  $n$  en general superiores a 1. En todos los casos, los mayores valores de  $n$  se corresponden con los valores más bajos de  $Q_{0c}$ , de modo que a mayor atenuación, mayor variación de ella con la frecuencia.

En la aproximación del *scattering* simple, la coda está compuesta por ondas S cuyo factor de calidad resume los efectos del *scattering* y la absorción intrínseca verificando la relación  $Q_c^{-1} = Q_s^{-1} + Q_i^{-1}$  (Novelo Casanova y Martínez Bringas, 2005).

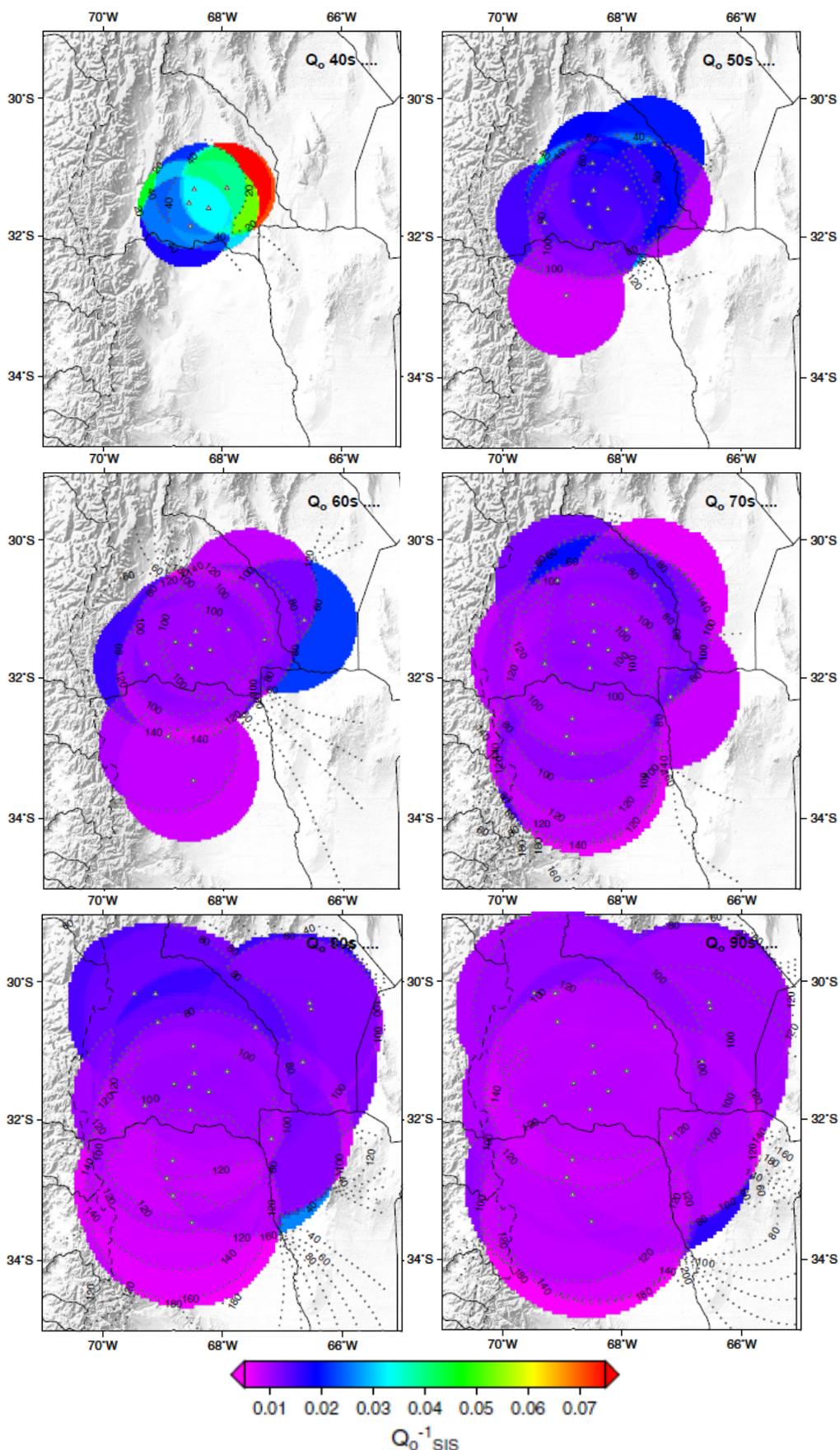


Fig. 4.9a.- Contornos de  $Q_0$  según la interpretación de Pulli (1984) obtenidos promediando en una grilla los valores de  $Q_0$  asignados a las elipses de la Fig. 4.8. En color se representa la función disipativa ( $Q_0^{-1}$ ) como medida de la atenuación.

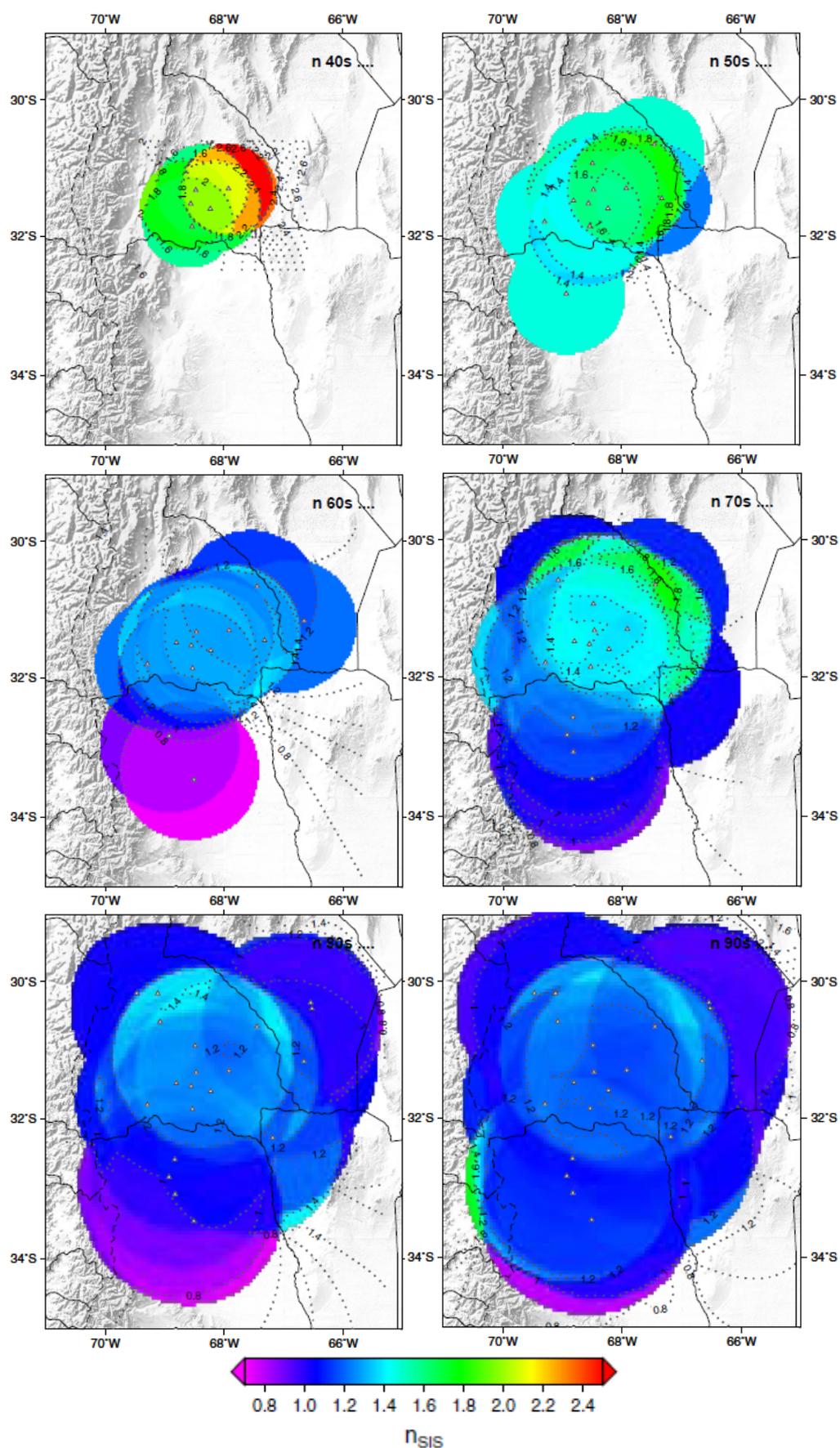


Fig. 4.9b.- Distribución del coeficiente  $n$  que ajusta la variación de  $Q(f) = Q_0 f^n$ . Siguiendo la interpretación con volúmenes elipsoidales de Pulli (1984), se obtuvieron los valores de  $n$  promediando en una grilla los valores asignados a las elipses de la Fig. 4.8. Comparando con la Fig. 4.9a, puede verse que los valores mayores de  $n$  se dan en las áreas con mayor atenuación.

Sobre la base de las conclusiones de otros autores citados en el Capítulo 2 y de los resultados de la separación de la atenuación intrínseca y de *scattering* de este trabajo que más adelante se presentarán, puede suponerse que los valores de  $Q_c$  son mayormente dominados por los mecanismos intrínsecos. De este modo, los valores de  $Q_c^{-1}$  obtenidos para lapsos de tiempo de 40, 50, 60, 70, 80 y 90 s, representan la atenuación promedio en volúmenes elipsoidales con profundidades máximas medias de 82, 97, 114, 132, 144 y 161 km respectivamente, según la interpretación de Pulli (1984). En cada lapso de tiempo se ha estimado la mediana de  $Q_0$  obteniéndose los valores 30, 70, 100, 103, 100 y 112 respectivamente y se han calculado los residuos normalizados robustos de  $Q_0^{-1}$  que permiten analizar la variación de la atenuación en planta y profundidad. Dichos residuos se definen como  $(Q_0^{-1} - MED(Q_0^{-1})) / MAD(Q_0^{-1})$  donde  $MED(x)$  representa la mediana de  $x$  y  $MAD(x) = MED(abs(x - MED(x)))$  (Sachs, 1984). Asignando un plano a cada rango de profundidad como se muestra en la Fig. 4.10 se representan las desviaciones de la atenuación respecto de su mediana y se sobreimprimen los contornos de la ZWB (Anderson et al., 2007) correspondientes al rango de profundidad considerado. De acuerdo a los volúmenes implicados en la generación de las ondas coda, la atenuación para lapsos de tiempo mayores que o iguales a 60 s incluye el efecto de la placa de Nazca subyacente.

Se observa que en todos los rangos de profundidad el valor mediano de la atenuación se da principalmente en el área de mayor sismicidad que coincide con la horizontalización de la placa debido a la trayectoria de la dorsal Juan Fernández en su subducción bajo Sudamérica según estudios realizados por Gutscher et al. (2000) y Yañez et al. (2001) entre otros. Los máximos relativos de la atenuación en cada intervalo de profundidad se localizan en la dirección y sentido de subducción de la dorsal asísmica Juan Fernández. La mayor absorción de energía sísmica en dicha región coincidiría con un incremento del acoplamiento viscoso entre las placas continental y oceánica (Alvarado et al., 2010) debido a la morfología irregular de la placa de Nazca en la JFR, la escasez de material astenosférico entre placas, la consecuente alteración de la estructura geotérmica y por lo tanto el enfriamiento de la litósfera continental que resulta en un endurecimiento de su reología.

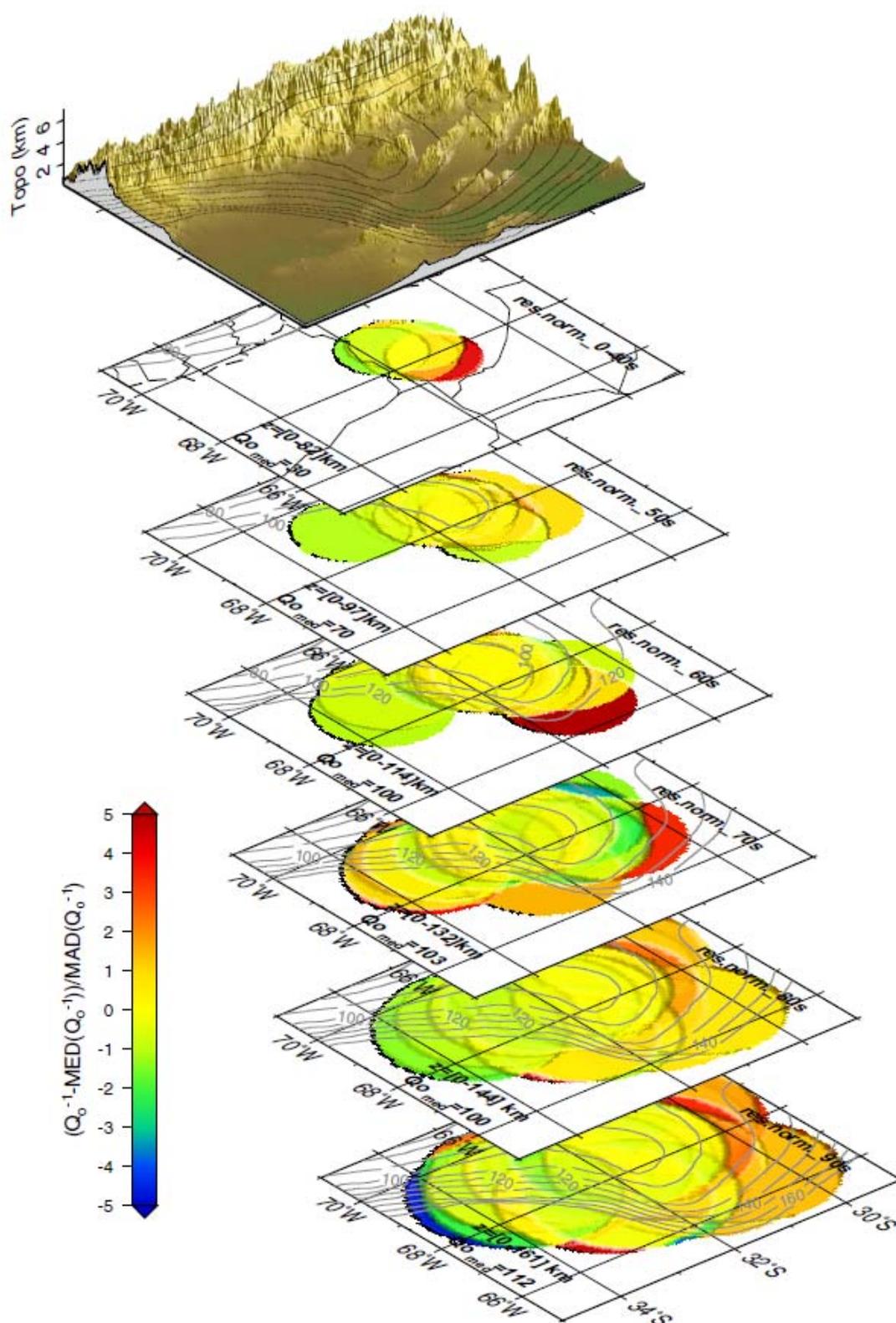


Fig. 4.10.- Los residuos normalizados de  $Q_0^{-1}$  permiten ver las variaciones laterales de la atenuación para cada rango de profundidades muestreado en los intervalos de tiempo analizados (40, 50, 60, 70, 80 y 90 s). En la parte superior se muestra la topografía junto a los contornos de la ZWB. En cada mapa de  $Q_0$  se expresa el valor de la mediana de  $Q_0$  para dicho lapso de tiempo así como el intervalo de profundidades barrido por las ondas coda  $v$  se sob reimprimen los contornos de la ZWB correspondientes.

La mediana de  $Q_0$  crece con el volumen muestreado, por lo que resulta de interés estudiar la variación de  $Q_0$  con la profundidad.

Considerando a la atenuación como un efecto lineal puede estimarse la variación de  $Q_0^{-1}$  de ondas coda ( $\Delta Q_c^{-1}$ ) en un dado intervalo de profundidades ( $z_2 - z_1$ ) substrayendo el efecto atenuativo desde la superficie hasta la menor profundidad ( $z_1$ ) de aquel efecto hasta la mayor profundidad ( $z_2$ ) (Novelo Casanova y Martínez Bringas, 2005):

$$t_{(z_2-z_1)} \Delta Q_c^{-1} \Big|_{z_1}^{z_2} = t_2 Q_c^{-1} \Big|_{z_2} - t_1 Q_c^{-1} \Big|_{z_1} \quad (4.2)$$

donde  $t_{(z_2-z_1)}$  es el tiempo que le lleva a las ondas propagarse por la capa entre  $z_2$  y  $z_1$ ,  $t_2$  y  $t_1$  son los lapsos de tiempo correspondientes a los elipsoides de profundidades máximas  $z_2$  y  $z_1$  respectivamente y  $Q_c^{-1}$  es la mediana de la atenuación estimada en cada caso ( $Q_0^{-1}$ ). Para poder comparar los valores de atenuación a diferentes profundidades y para asumir que las variaciones obtenidas son función sólo de la profundidad, se ha restringido el área estudiada a aquella muestreada por las codas de 40 s, seleccionando para todos los lapsos de tiempo sólo datos de estaciones y eventos dentro de la misma área.

El significado estadístico de los cambios de  $\Delta Q_c^{-1}$  se analizó mediante el test de suma de rangos conocido también como test de Mann-Whitney o test de Wilcoxon (Hollander y Wolfe, 1999; Triola, 2004; Moore, 2005) donde el estadístico se relaciona con la suma de los rangos de cada muestra. Este test no paramétrico es indicado si la cantidad de datos es numerosa y su distribución no puede suponerse normal en un principio, ya que basa sus hipótesis en el rango completo de los datos. En todos los casos, un valor absoluto del estadístico superior a 1.96 permitió rechazar la hipótesis nula (igualdad de medianas en las muestras) con un nivel de significancia del 5% (Mongay Fernández, 2005). Si bien a profundidades mayores que 130 km las medianas de  $\Delta Q_c^{-1}$  resultaron similares, el test mostró que los rangos y por lo tanto las muestras eran diferentes (UCLA: Academic Technology Services, Statistical Consulting Group, 2010).

Asumiendo entonces que las variaciones de la atenuación vistas en profundidad a través de la hipótesis de Pulli (1984) son significativas puede hacerse una interpretación de las variaciones de la atenuación con la profundidad relacionando, por ejemplo, su mediana con la distribución de sismicidad (Fig. 4.11).

De acuerdo a las magnitudes y distancias epicentrales de los datos, no pueden identificarse variaciones de atenuación (mediana de variación de  $Q_c^{-1}$  en la Fig. 4.11 izquierda) dentro de los primeros 80km de profundidad (lapsos de tiempo menores que 40 s),

que comprenden básicamente a la litósfera continental. Sin embargo, la condición frágil de la litósfera superior, marcada por la sismicidad hasta los 50 km de profundidad (Fig. 4.11 derecha), acompaña a una atenuación alta. Allí donde se da la transición litósfera continental-litósfera oceánica (Gutscher et al., 2000), a través de una delgada capa de material astenosférico, se da una disminución brusca de la atenuación y ausencia de terremotos. En la parte superior de la litósfera oceánica, a los 100km de profundidad, se da la mayor concentración de eventos sísmicos, así como un aumento de la atenuación.

De acuerdo a estudios realizados en otras regiones de corteza continental tectónicamente activas, gran parte de los terremotos de mayor magnitud se localizan alrededor de la transición frágil-dúctil (TDF) (Sibson, 1982, Meissner y Strehlau, 1982, Chen y Molnar, 1983; Fernández, 2004). Relacionando la atenuación de ondas coda a un efecto anelástico, entonces el aumento de la atenuación entre los 100 y 114 km estaría indicando la posible ubicación de la TDF en la litósfera de Nazca subducida.

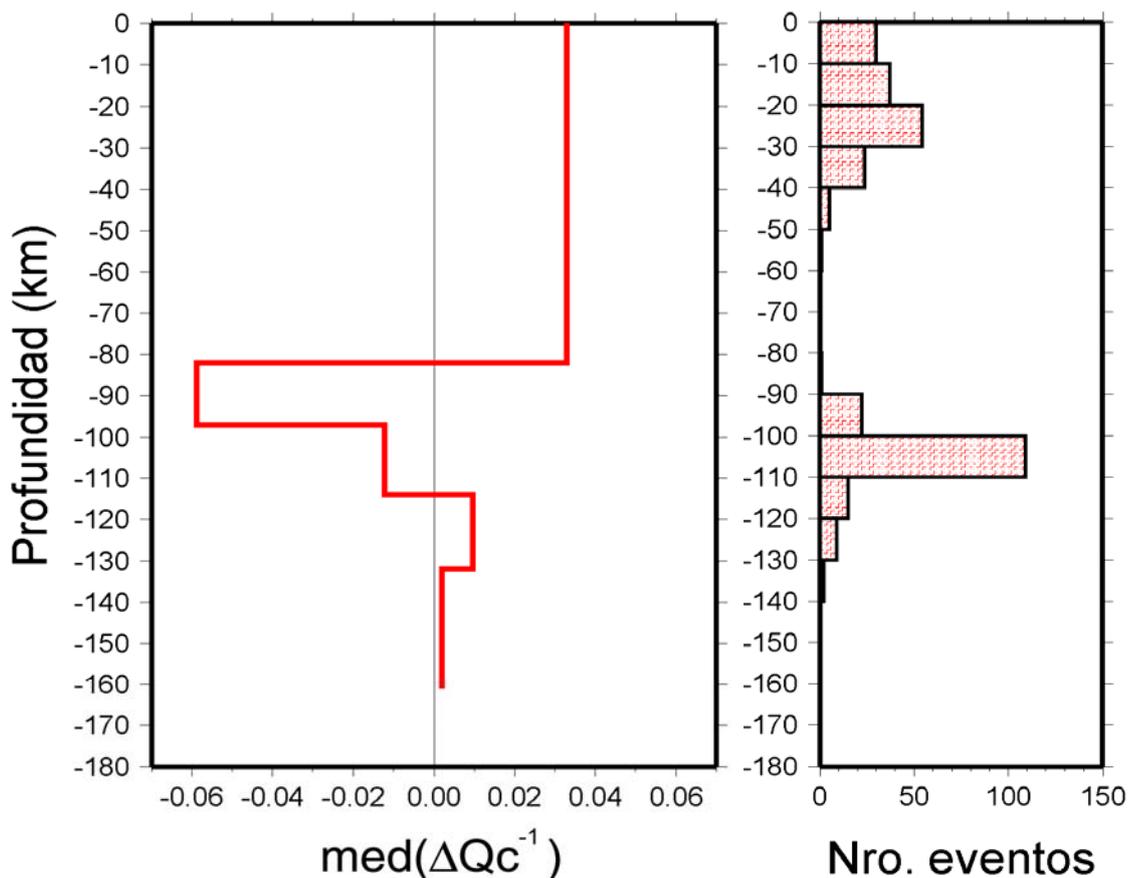


Fig.4.11.- Relación entre las medianas de la variación de la atenuación con la profundidad (izquierda) y el número de eventos en intervalos de 10km de profundidad, seleccionados para este estudio dentro del área delimitada por 30.8°-32.5° S y 69.4°-67° O (derecha).

## 4.2 ONDAS P y S

### 4.2.1 MÉTODO ESPECTRAL (ME)

#### 4.2.1.1 APLICACIÓN Y RESULTADOS

Para la determinación del factor de calidad de ondas P y S ( $Q_P$  y  $Q_S$ ) en función de la frecuencia a partir del decaimiento espectral, se ha aplicado la adaptación realizada por Giampiccolo et al. (2007) al método de las razones espectrales con una sola estación de Tsujiura (1966) y una nueva adaptación propuesta en este trabajo.

Utilizando la (2.81), la gráfica del  $\ln[A(f_i)/A(f_1)]$  en función del tiempo tendrá una tendencia lineal que podrá ser ajustada con una recta de pendiente  $m_i$  de la forma

$$m_i = -\pi(f_i/Q_i - f_1/Q_1) \quad (4.3)$$

donde se ha supuesto que los términos representados por los cocientes de las amplitudes espectrales en la fuente y de las funciones respuesta de sitio son constantes e independientes del tiempo de viaje para todos los registros analizados.

En la implementación de Giampiccolo et al. (2007) se supone que el factor de calidad es constante en el intervalo que va desde la frecuencia de referencia  $f_1$  hasta cada  $f_i$  analizada, mientras que en nuestra aproximación, se ajusta una variación del factor de calidad de la forma  $Q_i(f) = Q_o (f_i/f_0)^n$  en cada intervalo de frecuencia considerado, con  $Q(1 \text{ Hz}) = Q_o$ .

Para aproximar los datos a la validez de las hipótesis del método, se han agrupado los eventos en aquellos con focos corticales ( $h < 50 \text{ km}$ ) y los que tienen su origen en la placa de Nazca ( $h > 90 \text{ km}$ ) restringiendo las magnitudes al rango [3.8 - 4.2].

Los espectros de desplazamiento han sido calculados utilizando la herramienta *qspec* (Havskov, 2005) del paquete SEISAN (SEISmic ANalysis System) (Ottemöller, Voss y Havskov, 2009). En primer lugar se convirtieron los datos a formato SEISAN y se elaboraron con el programa *resp*, las curvas de respuesta de instrumento en desplazamiento utilizando la información disponible (Tabla A1) para determinar las constantes correspondientes (Tabla A2).

En forma semiautomática se han calculado entonces los espectros de desplazamiento del suelo para eventos registrados por 14 estaciones, que tuvieran formas de onda no saturadas y

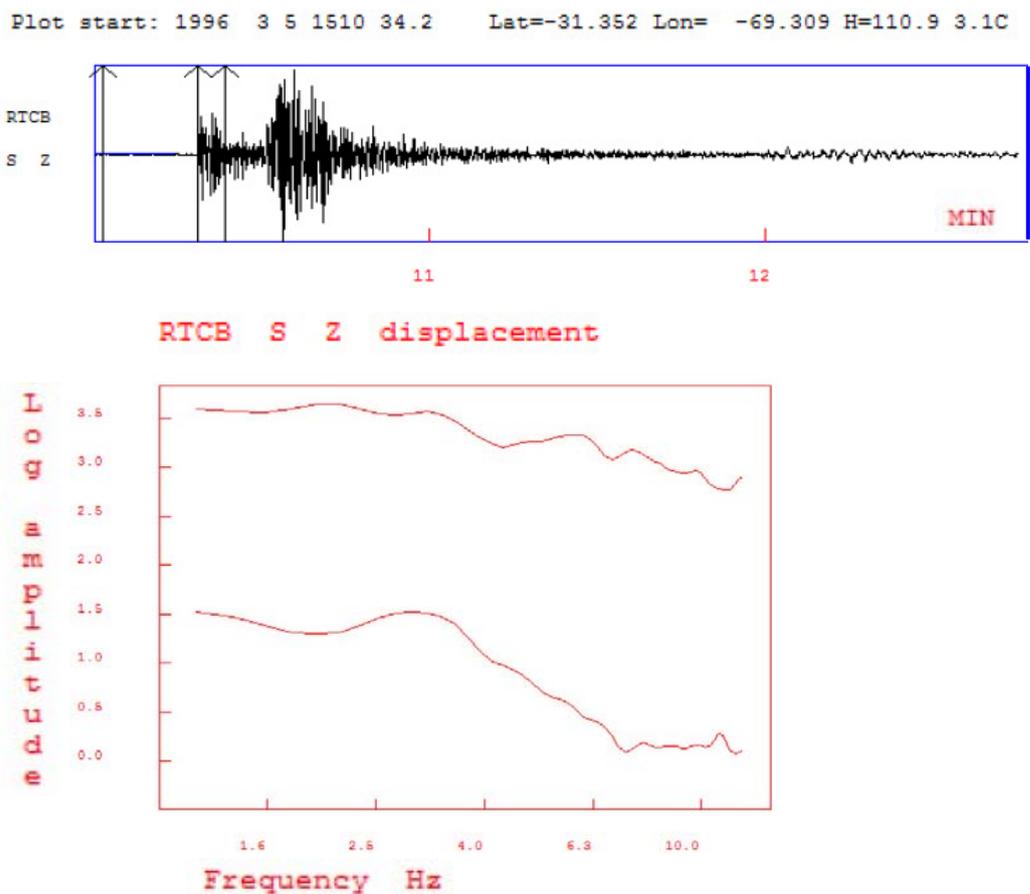
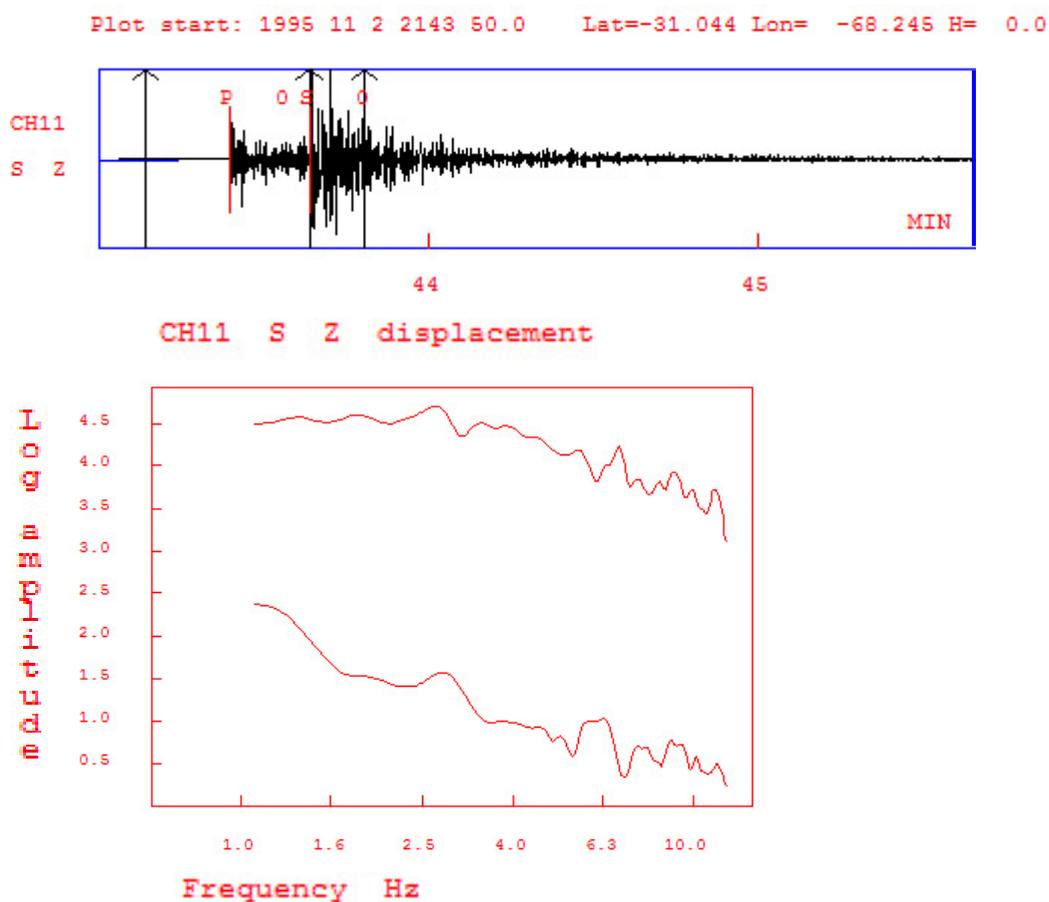


Fig. 4.12.- Ejemplos del cálculo de espectros de desplazamiento: *Arriba* registro de evento con profundidad focal intermedia donde se señala la ventana de señal de P e inicio de la ventana de ruido para el cálculo de los espectros de amplitud suavizados que se muestran inmediatamente debajo. *Abajo*: idem arriba pero para ondas S de evento superficial.



localizaciones con bajo RMS, si bien el programa hace un control y rechazo de señales saturadas. Para ello se han seleccionado ventanas de 5 y 10 s de duración a partir del tiempo de llegada de las ondas P o S respectivamente, suavizando los bordes de las mismas en un 10% con una función coseno. En el caso de las ondas S, se ha optado por determinar el inicio de la ventana mediante el cálculo de tiempo de llegada con el modelo de velocidad y coordenadas de acuerdo a los resultados de la localización (Sección 3.4). Se quitaron la respuesta instrumental y el efecto de la expansión geométrica con la forma  $r^n$  con  $n = -1$  por ser ondas internas. Seguidamente se han calculado los espectros suavizados en 5 etapas, en bandas de frecuencia entre 1 y 12 Hz o entre 1 y 6 Hz de acuerdo a las respuestas instrumentales de cada estación, como puede verse en los ejemplos de la Fig. 4.12.

Las salidas del programa *qspect* incluyen entre otros, dos archivos principales en formato ASCII por estación. Estos archivos contienen, en un caso la información de los parámetros usados para el cálculo y los parámetros epicentrales de cada evento junto a la distancia epicentral y el tiempo de viaje de la onda analizada o los mensajes de error. En el

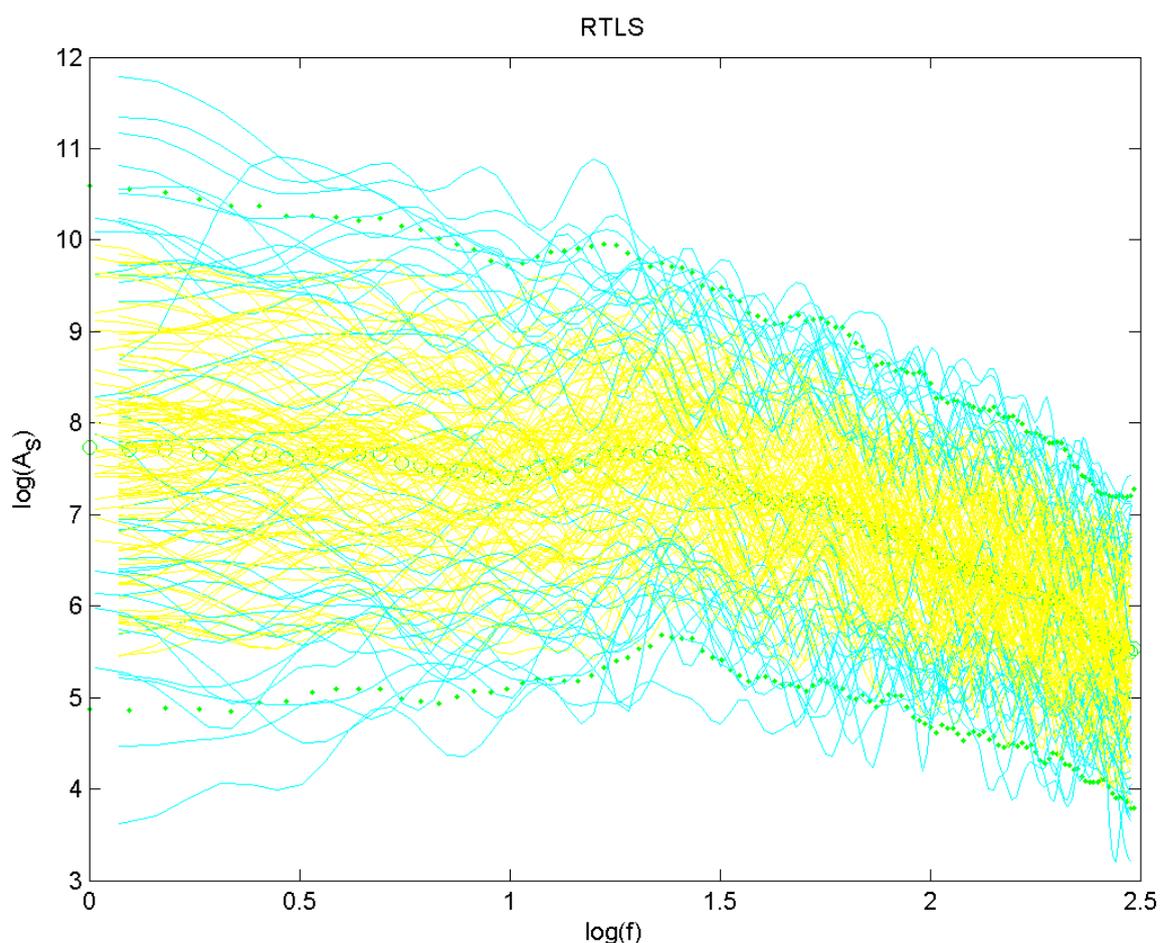


Fig. 4.13.- Selección de espectros por estación a partir de la dispersión del logaritmo natural de los espectros en función de la frecuencia. Círculos verdes indican la mediana; puntos verdes dan rango aceptado con un residuo máximo de  $\pm 2\sigma$ , con  $\sigma$  la desviación estándar; en cian se presentan los espectros rechazados y en amarillo los considerados en el ajuste.

otro archivo, se listan las amplitudes espectrales en formato secuencial a dos columnas (frecuencia y amplitud). De este modo se han calculado 1728 espectros de trayectorias desde la placa de Nazca y 1426 espectros para trayectorias corticales, tanto en ondas P como S.

Se ha desarrollado un código de programación que toma como entradas los listados de archivos de salida del programa qspec e implementa en forma simultánea los ajustes según la aproximación lineal, ME\_L, (Giampiccolo et al., 2007) y no lineal, ME\_NL, (este trabajo).

En primer lugar el programa compara los espectros por estación y rango de profundidad en función de la frecuencia, procediendo a restringir aún más la selección a fin de reducir su dispersión y lograr un mejor ajuste del método al buscar similitud de espectros en la fuente. Se ha adoptado  $\pm 2\sigma$  como residuo límite, con  $\sigma$  la desviación estándar de los logaritmos naturales de los espectros respecto de la mediana de los mismos por estación (Fig. 4.13).

Calculadas las amplitudes espectrales promedios en ventanas de 1Hz de ancho centradas en  $f_i = 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5 \dots 11.5$  Hz, de acuerdo a la banda de paso de cada estación, se ha

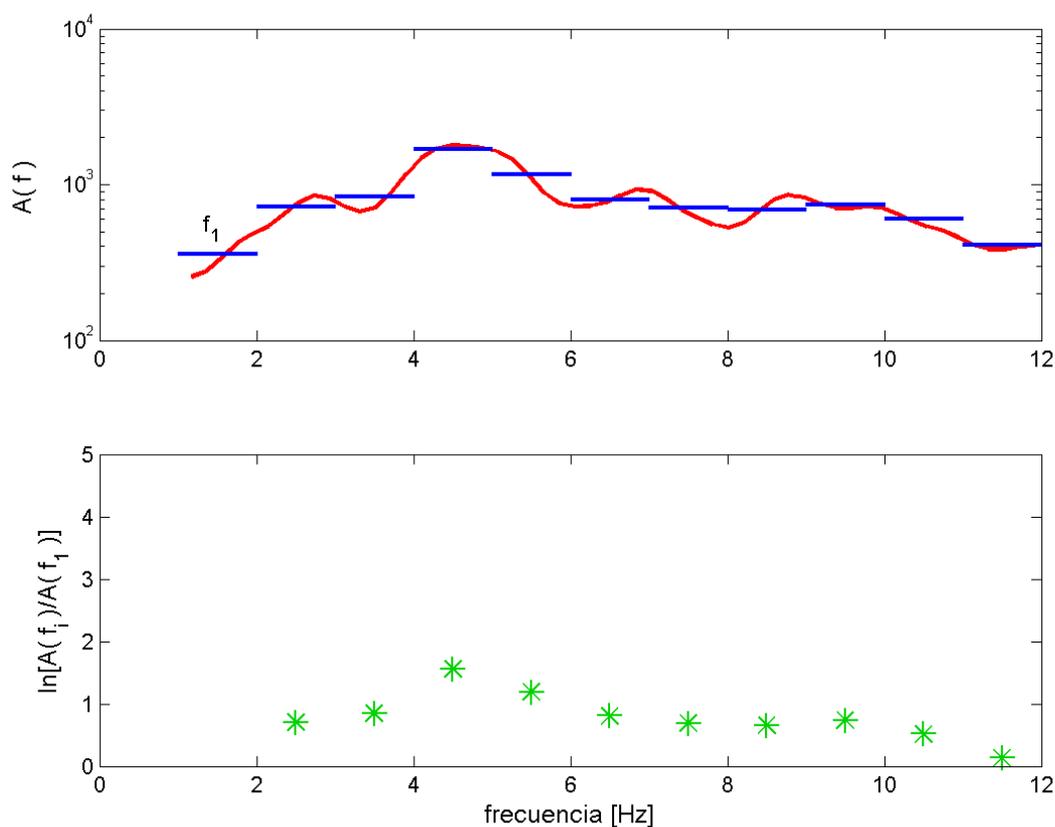


Fig. 4.14.- Ejemplo de aplicación del ME para calcular los cocientes de amplitudes espectrales medias en ventanas de frecuencia de 1 Hz de ancho. Arriba: espectro de amplitud de una onda P para un evento (rojo) y amplitudes medias (azul) en ventanas de frecuencia centradas en 1.5, 2.5, 3.5..., 11.5 Hz,  $f_1$  es la frecuencia de referencia para el cociente espectral. Abajo: logaritmo de los cocientes de amplitudes espectrales promedio en función de la frecuencia central de ventana.

elegido  $f_1 = 1.5$  como frecuencia de referencia para el cálculo de los cocientes  $A(f_i)/A(f_1)$  en cada sismograma. En la Fig. 4.14 se ilustra el procedimiento para un espectro de ondas P de un evento con foco a 102.1 km de profundidad registrado a 183.1 km de distancia hipocentral. Los logaritmos de los cocientes entre las amplitudes medias de cada ventana y la frecuencia de referencia,  $f_1$ , se asignan a la frecuencia central de cada ventana como se muestra en la parte inferior de la figura.

Cada valor obtenido se asigna luego al tiempo de viaje de la onda P, que en este caso es

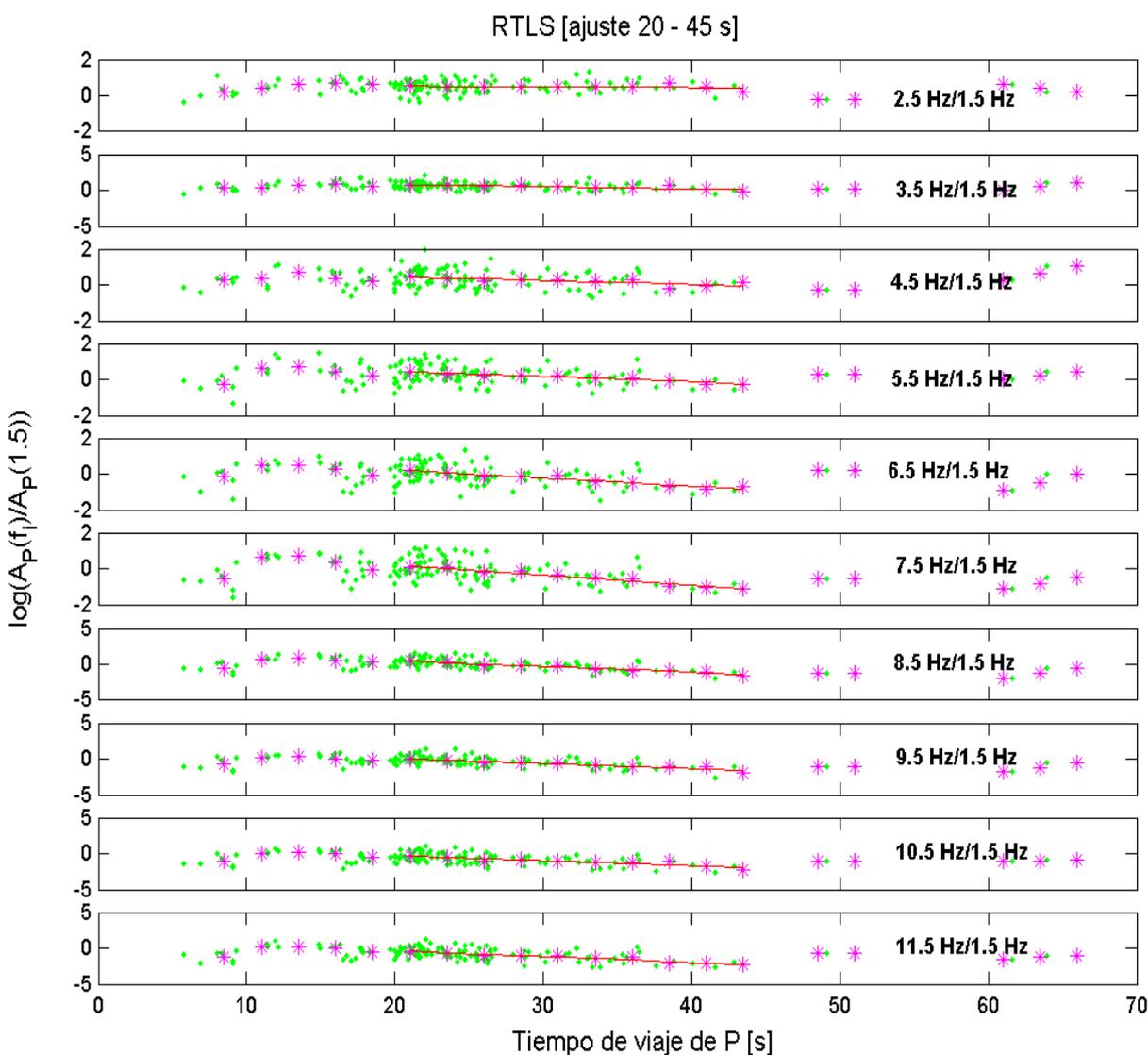


Fig. 4.15 a.- Ejemplo de aplicación del método espectral. Cocientes de amplitudes espectrales en función del tiempo de viaje y de la frecuencia (puntos verdes) para las ondas P de eventos superficiales registrados en la estación RTLS. Los asteriscos fucsia indican promedios en ventanas temporales móviles y las líneas rojas indican ajustes lineales para el intervalo de tiempo seleccionado como se indica en el título de la figura (20-45s).

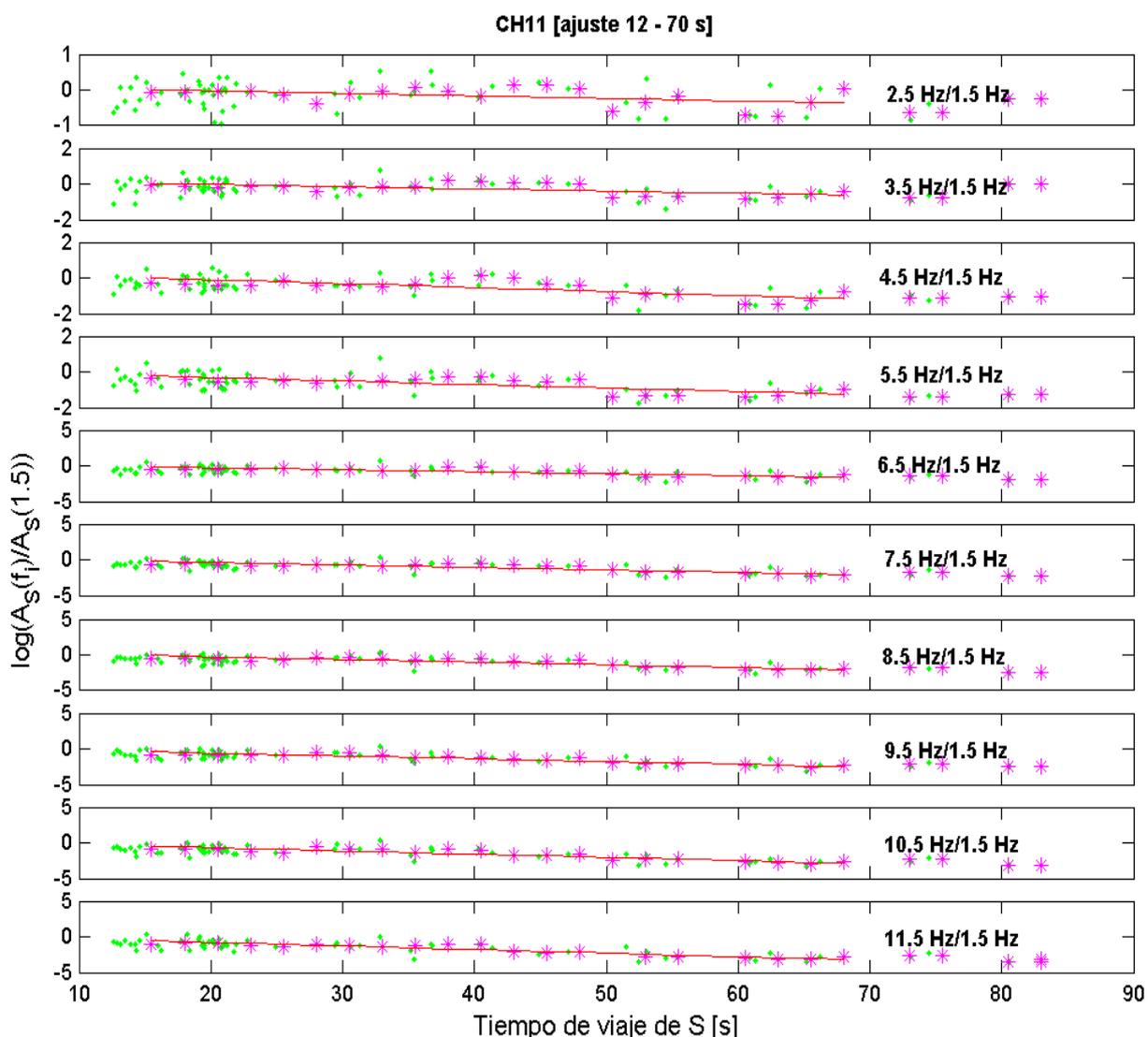


Fig. 4.15 b.- Ejemplo de aplicación del método espectral. Cocientes de amplitudes espectrales en función del tiempo de viaje y de la frecuencia (puntos verdes) para las ondas S de eventos superficiales registrados por la estación CH11. Los asteriscos fucsia indican promedios en ventanas temporales móviles y las líneas rojas indican ajustes lineales para el intervalo de tiempo seleccionado como se indica en el título de la figura (12-70s)

de 25.7 s. Seguidamente se construye un número de gráficos igual al número de pares de frecuencias ( $f_i/f_1$ ) que puedan formarse para cada estación tal como aparece en una ventana emergente de la subrutina (Fig. 4.15 a, b). En cada gráfico se representa el  $\ln[A(f_i)/A(f_1)]$  vs.  $t$  para todos los sismogramas, donde  $t$  es el tiempo de viaje de la onda analizada.

El programa permite ingresar por teclado varios intervalos de tiempo para el ajuste que se eligen por inspección visual de los gráficos, teniendo en cuenta que se espera observar una relación lineal, según la (2.81). Para cada intervalo de tiempo elegido, se suaviza la distribución de puntos calculando medianas en ventanas temporales móviles de 5 s con un 50% de solapamiento y se obtiene la pendiente,  $m_i$ , de un ajuste lineal ortogonal a la

distribución de medianas. Los resultados se muestran en el mismo gráfico (Figs. 4.15 a, b) y se guardan en un archivo de texto los intervalos de tiempo seleccionados, el valor de la pendiente ajustada y su coeficiente de correlación.

Según la aproximación no lineal (ME\_NL), puede reescribirse la (4.3) suponiendo una variación de  $Q$  con la frecuencia de la forma  $Q(f) = Q_0(f/f_0)^\alpha$  para generar una función bivariada en  $Q_0$  y  $\alpha$  con  $m_i, f_i$  y  $f_1$  como datos, considerando  $f_0=1$  Hz

$$m_i = -\pi \left( \frac{f_i}{Q_0 f_i^\alpha} - \frac{f_1}{Q_0 f_1^\alpha} \right) \quad (4.4)$$

$$\Rightarrow 0 = \frac{m_i}{\pi} + \frac{1}{Q_0} (f_i^{(1-\alpha)} - f_1^{(1-\alpha)})$$

El problema se reduce entonces a resolver un sistema de ecuaciones no lineales donde el número de ecuaciones varía con el número de ventanas de frecuencia consideradas. En el presente trabajo, dependiendo de la banda de paso de cada estación se ha obtenido un sistema de entre 4 y 10 ecuaciones que se puede resolver por mínimos cuadrados.

$$F(Q_0, \alpha) = \sum_i \left\{ \frac{m_i}{\pi} + \frac{1}{Q_0} (f_i^{(1-\alpha)} - f_1^{(1-\alpha)}) \right\}^2 \quad (4.5)$$

La solución puede hallarse por métodos iterativos tipo *gradiente* (Gauss-Newton) o tipo *búsqueda* (Búsqueda Exhaustiva). En este caso se ha optado por utilizar una Búsqueda Exhaustiva, evaluando la función  $F(Q_0, \alpha)$  en valores de prueba de  $Q_{0j}$  y  $\alpha_j$ , dentro de un rango probable de variación para la región ( $Q_{0j}=[0-500]$  y  $\alpha_j=[0-3]$ ). Se construye entonces una superficie tridimensional  $S(Q_{0j}, \alpha_j, F(Q_{0j}, \alpha_j))$  cuyo mínimo global puede hallarse en forma aproximada por inspección visual en una gráfica de la superficie y contornos y a su vez determinando las coordenadas  $Q_{0j}^*$  y  $\alpha_j^*$  que hacen mínima la tercera dimensión de la matriz  $S$ . Una vez mostradas todas las soluciones de una estación, el programa solicita al usuario la selección de un par de valores  $Q_{0j}^*$  y  $\alpha_j^*$  para almacenar en memoria los valores correspondientes de las pendientes  $m_i$ . Una vez concluido el cálculo por estaciones, el programa estima un valor medio regional de la atenuación, utilizando el valor medio de las pendientes,  $m_i$ , en cada ventana de frecuencias para todas las estaciones y volviendo a minimizar la (4.5).

De esta manera se han obtenido valores de  $Q_0$  y  $\alpha$  por estación para intervalos de tiempo seleccionados. En la Fig. 4.16 se presentan ejemplos de las superficies obtenidas con

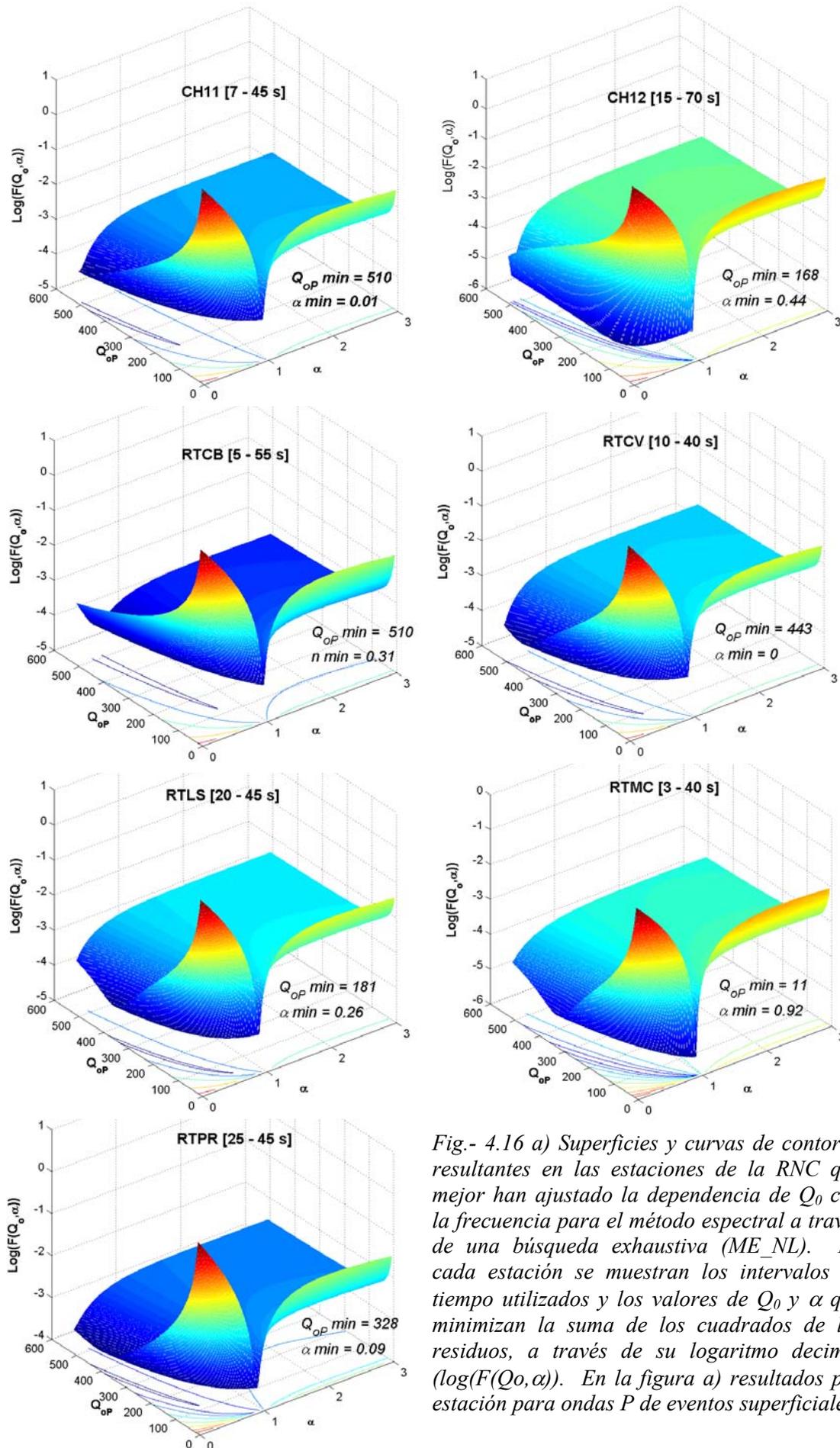


Fig.- 4.16 a) Superficies y curvas de contorno resultantes en las estaciones de la RNC que mejor han ajustado la dependencia de  $Q_0$  con la frecuencia para el método espectral a través de una búsqueda exhaustiva (ME\_NL). En cada estación se muestran los intervalos de tiempo utilizados y los valores de  $Q_0$  y  $\alpha$  que minimizan la suma de los cuadrados de los residuos, a través de su logaritmo decimal ( $\log(F(Q_0, \alpha))$ ). En la figura a) resultados por estación para ondas P de eventos superficiales.

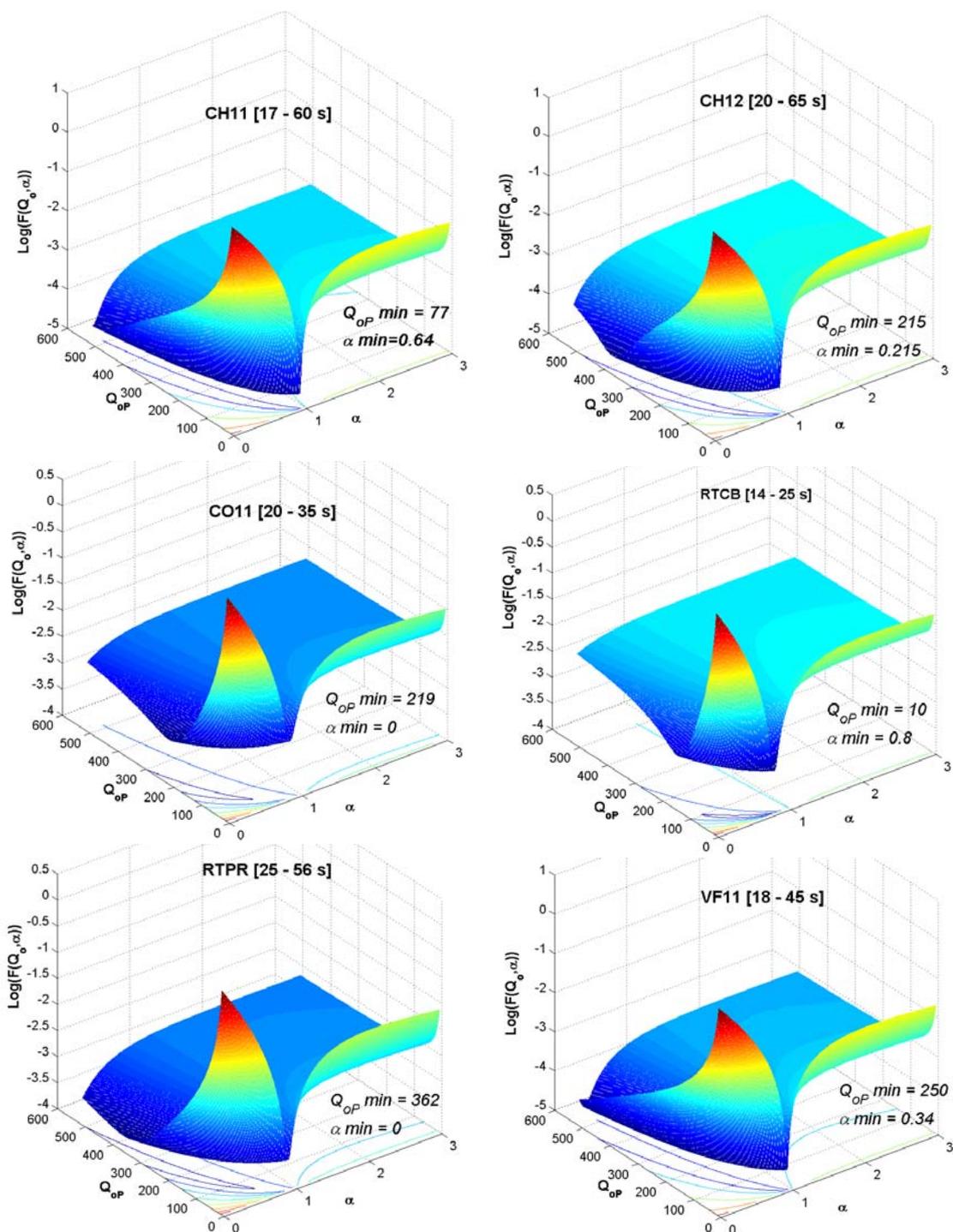


Fig 4.16.- b) resultados de la aplicación del ME\_NL por estación para ondas P de eventos intermedios. Ver más explicación en Fig. 4.16 a.

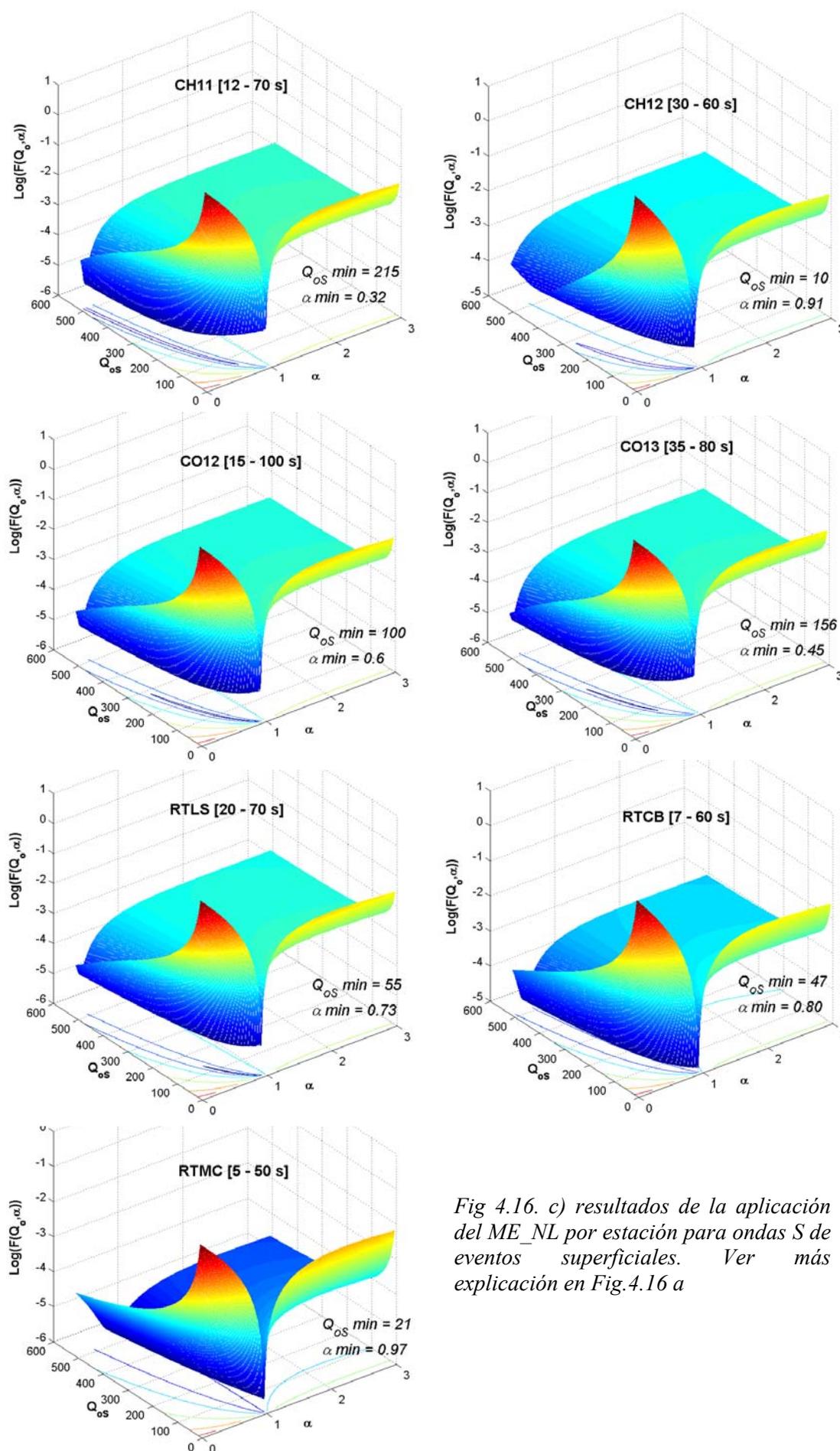


Fig 4.16. c) resultados de la aplicación del ME\_NL por estación para ondas S de eventos superficiales. Ver más explicación en Fig.4.16 a

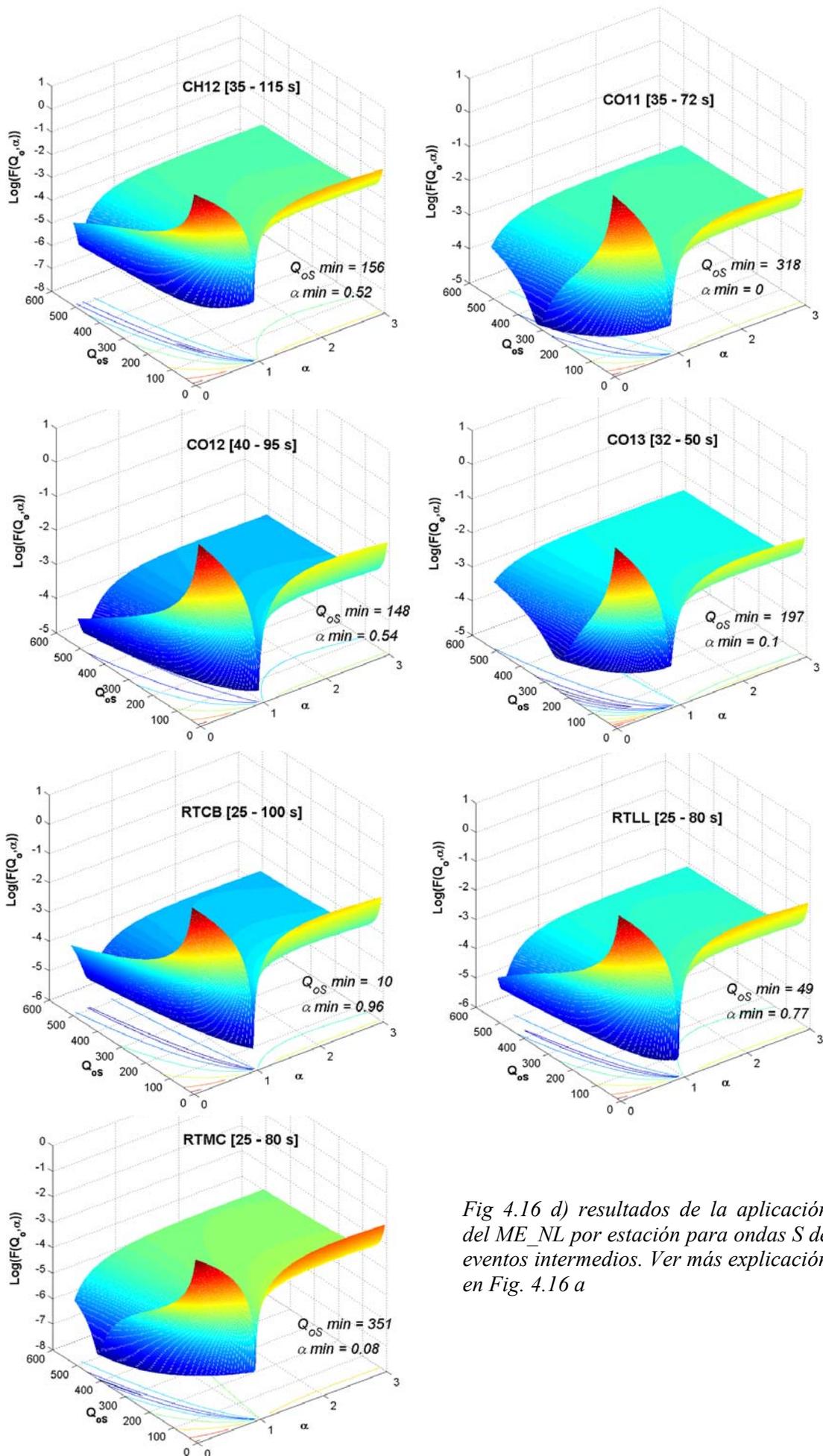


Fig 4.16 d) resultados de la aplicación del ME\_NL por estación para ondas S de eventos intermedios. Ver más explicación en Fig. 4.16 a

los valores de prueba  $Q_{0j}$  y  $\alpha_j$ , indicándose en cada caso el intervalo de tiempo de viaje en el que se ha efectuado el ajuste y los valores de  $Q_0$  y  $\alpha$  que minimizan la suma de los cuadrados de los residuos. Se presentan resultados para aquellos intervalos de tiempo en los que el ajuste lineal de  $m_i$ , ha logrado un coeficiente de correlación superior a 0.5. El rango de variación de  $F(Q_0, \alpha)$  dentro del intervalo seleccionado para  $Q_{0j}$  y  $\alpha_j$ , es muy amplio y por otra parte, el mínimo se encuentra sistemáticamente en un valle alargado de la función. A fin de facilitar la visualización de los mínimos se ha utilizado en este caso, una representación del  $\log(F(Q_0, \alpha))$  que permite una mayor resolución de la superficie en cercanías del mínimo.

En forma numérica el mínimo de la función  $\log(F(Q_0, \alpha))$  puede hallarse fácilmente y es único, pero la visualización de las superficies permite ver que la solución obtenida en el rango de prueba no está claramente definida. En todos los casos y dependiendo del margen de error aceptado, las soluciones matemáticamente posibles de  $Q_0$  y  $\alpha$  son numerosas pero mantienen una relación de tipo exponencial decreciente. Cuanto mayor sea  $Q_0$  menor será el valor de  $\alpha$ , lo que ya se había observado también en la atenuación de ondas coda.

Por otra parte, comparando los resultados entre las distintas estaciones a intervalos de tiempo aproximadamente similares, para cada onda y rango de profundidad, se observan diferencias notables del valor de  $Q_0$  obtenido, por lo que resultará interesante realizar más adelante una regionalización de dichos valores. Como era de esperar en este caso, la solución promedio regional calculada a partir de los valores individuales seleccionados no ha alcanzado una buena correlación de los ajustes y por lo tanto tampoco una clara definición de  $Q_0$  y  $\alpha$ .

En segundo lugar, se ha procedido a aplicar el mismo método mediante la adaptación ME\_L (Giampiccolo et al., 2007). Tomando nuevamente la (4.3) y suponiendo que  $Q$  es constante entre  $f_i$  y  $f_1$ , puede escribirse  $Q_i = Q_1 = Q$  quedando entonces

$$m_i = -\frac{\pi}{Q}(f_i - f_1) \quad (4.6)$$

donde cada pendiente permite hallar un valor de  $Q$  que se asocia a la frecuencia  $f_i$  para modelar luego la dependencia de  $Q$  con  $f$ .

Analizando todos los ajustes lineales del  $\ln[A(f_i)/A(f_1)]$  vs.  $t$  en cada estación con coeficiente de correlación mayor que 0.65, se ha seleccionado el intervalo de tiempo de viaje que haya resultado con mayor correlación promedio para todas las ventanas de frecuencia en

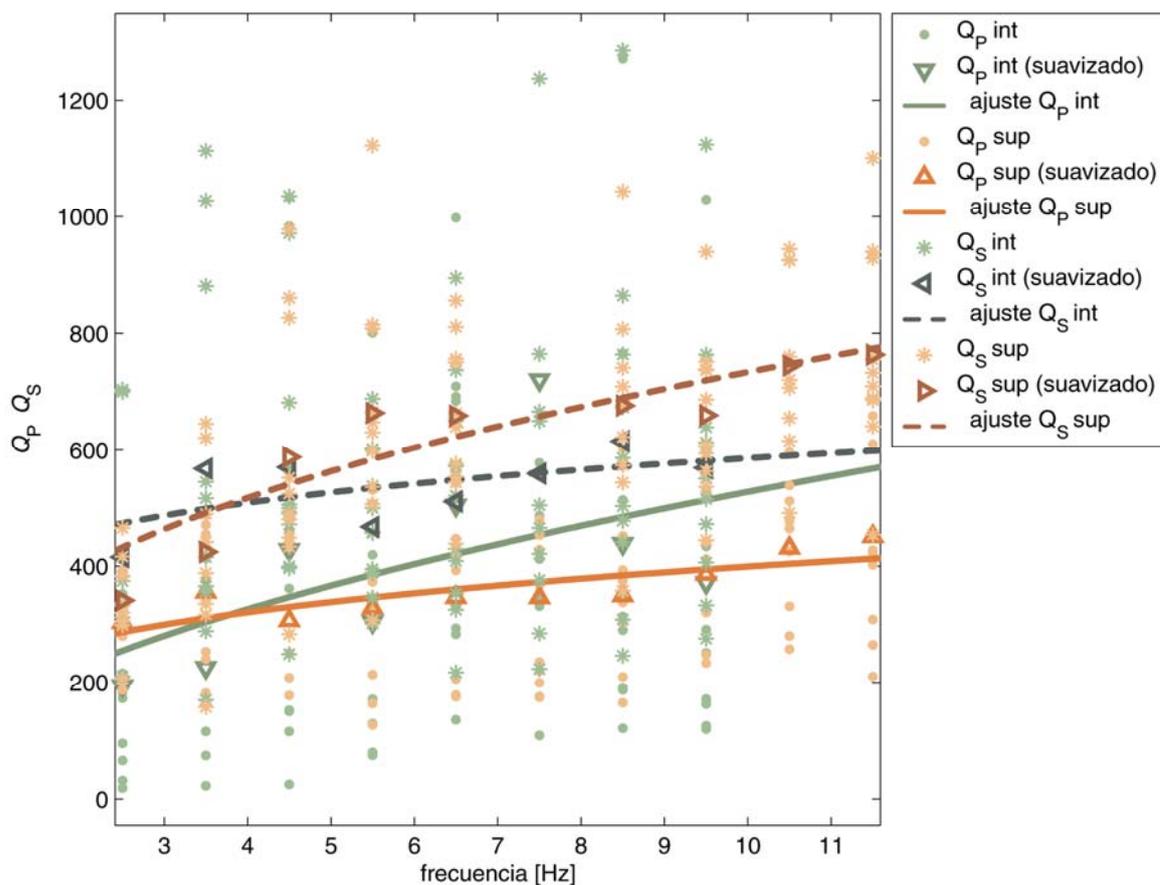


Fig. 4.17.- Ajustes regionales de los valores de  $Q_P$  y  $Q_S$  para la Región de Nuevo Cuyo, en función de la frecuencia obtenidos por el ME\_L según la (4.6). Se indican valores individuales de  $Q(f)$  con puntos (ondas P,  $Q_P$ ) o asteriscos (ondas S,  $Q_S$ ); valores suavizados con triángulos y ajustes de la función potencia en líneas sólidas para ondas P y líneas segmentadas para ondas S. Se distinguen los resultados para datos de eventos superficiales en gama de rojos y los de eventos intermedios en gama de verdes.

el conjunto de pendientes. Esta condición se ha verificado para intervalos de tiempo promedio entre 16 s y 42 s para ondas P y entre 25 s y 83 s para ondas S, teniendo en cuenta todas las estaciones y profundidades.

Calculados los factores de calidad en cada frecuencia para todas las estaciones, la gráfica de  $Q$  vs.  $f$ , muestra una clara dependencia por lo que se ha ajustado la relación  $Q_i = Q_0(f_i/f_0)^\alpha$  mediante un método de cuadrados mínimos robusto tal como se explicara en la Sección 4.1.1.1 (Fig. 4.17). De esta manera se han obtenido los valores de  $Q_0$  y  $\alpha$  que representan el efecto promedio regional de la atenuación sobre las ondas P y S en cada uno de los rangos de profundidad considerados ( $h \leq 50$  km y  $h > 50$  km). La Tabla 4.3 contiene dichos valores de  $Q_0$  y  $\alpha$ , resultantes del ajuste de la función potencia a los datos suavizados de cada grupo de eventos como se muestra en la Fig. 4.17. La bondad de los ajustes resulta mejor a profundidades corticales como puede comprobarse observando la dispersión de los valores suavizados.

ME_L	Ondas P			Ondas S		
Profundidad	$Q_{0P} \pm eQ_{0P}$	$\alpha_P \pm e\alpha_P$	$\rho_P$	$Q_{0S} \pm eQ_{0S}$	$\alpha_S \pm e\alpha_S$	$\rho_S$
0-50 km	230 ± 21	0.24 ± 0.04	0.56	305 ± 28	0.38 ± 0.04	0.78
50-150 km	157 ± 65	0.52 ± 0.21	0.29	411 ± 41	0.15 ± 0.06	0.22

Tabla 4.3.- Valores promedio regionales de  $Q_0$  y  $\alpha$ , sus errores y coeficientes de correlación del ajuste de la relación  $Q(f)=Q_0(f/f_0)^\alpha$  para el método espectral (ME\_L) sobre ondas P y S según se muestra en la Fig. 4.17.

#### 4.2.1.2 INTERPRETACIÓN

Como se ha visto anteriormente, las diferencias laterales halladas entre los valores de  $Q$  por estación, amerita una interpretación en planta a fin de poder relacionarlas con la geodinámica de la región.

Utilizando los ajustes no lineales de  $Q_0$  por estación, con coeficientes de correlación superiores a 0.5, bien definidos y dentro de valores tectónicamente razonables (Fig. 4.16), se han confeccionado mapas de  $Q_0$  espectral ajustando una superficie cartesiana 2-D mediante interpolación a trozos (splines) con funciones de Green, curvatura mínima y un espaciado de 5' (Fig. 4.18). En el caso de  $Q_{0P}$  superficial (Fig. 4.18 a) se observa un mínimo alrededor de la Sierra Pie de Palo, hacia el este de San Juan, donde se concentra la mayor actividad sísmica superficial y dos máximos de  $Q_{0P}$ , uno de gran desarrollo superficial hacia el sur de Valle Fértil en el sudeste de la región, allí donde limitan San Luis, San Juan y Mendoza y otro de menor extensión hacia el centro-sur de San Juan. Si se observan las distribuciones de  $Q_{0S}$  superficial (Fig. 4.18 c) se destaca un gran mínimo que se extiende de sudoeste a noreste de la región acompañando la trayectoria de la dorsal Juan Fernández subducida y en coincidencia con el desarrollo de la Sierra Pie de Palo. En el caso de las profundidades mayores que 50 km (Fig. 4.18 d) un mínimo muy definido de  $Q_{0S}$  coincide con la región de mayor concentración de sismicidad a profundidades intermedias, bajo la Precordillera y al oeste de la Sierra Pie de Palo, mientras que hacia el este se acentúa también el máximo de  $Q_{0S}$  que se había observado a menor profundidad. Por lo tanto, del análisis de la Fig. 4.18 puede concluirse que se observa la presencia de máximos de atenuación, tanto para ondas P como para ondas S en coincidencia con las regiones de mayor concentración de sismicidad tanto a profundidades superficiales como intermedias. Del mismo modo, coinciden para ambas ondas los mínimos de atenuación con una zona bien definida hacia el sudeste de la región. La distribución de  $Q_{0P}$  a profundidades intermedias (Fig. 4.18b), no muestra importantes variaciones que puedan

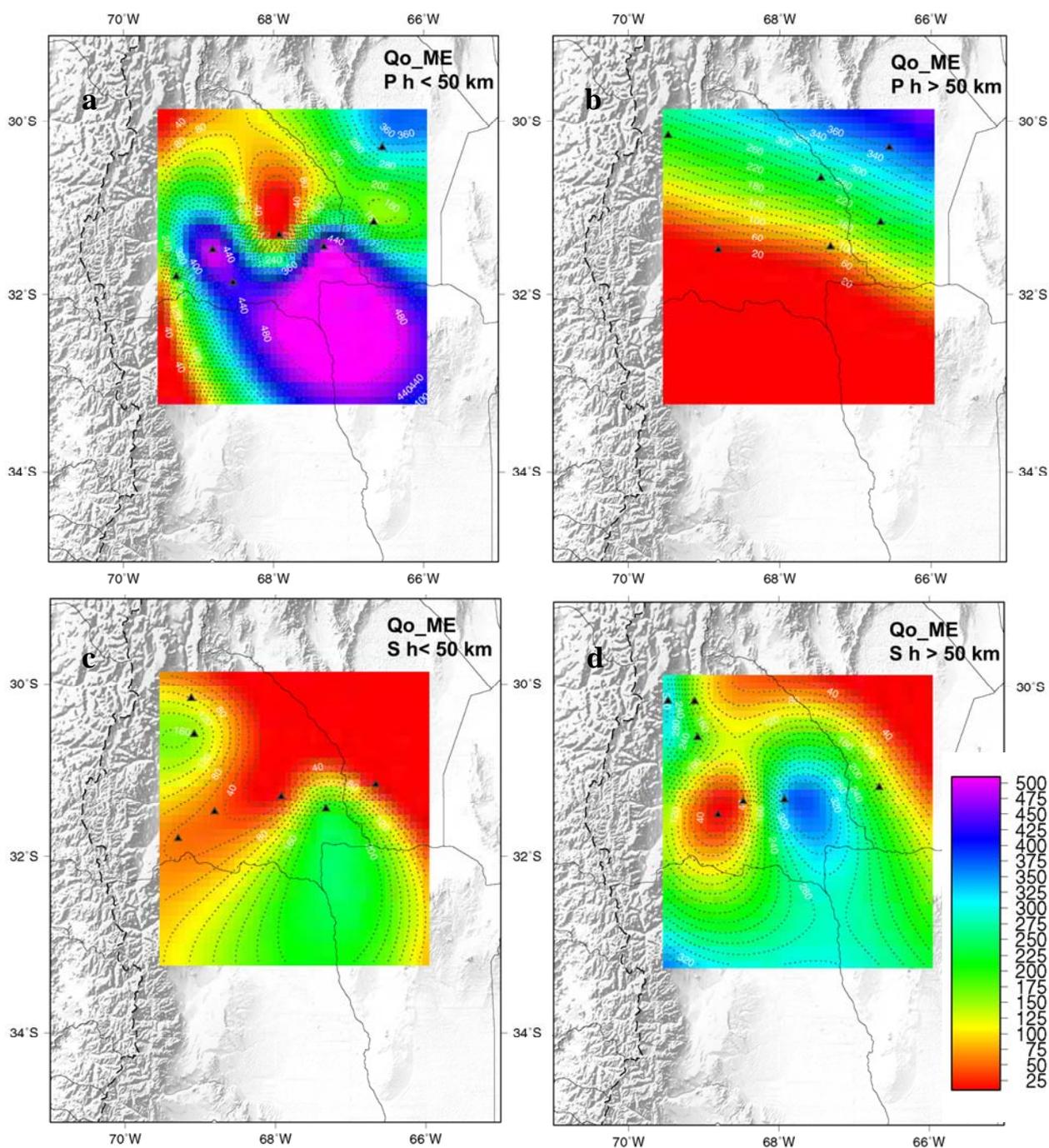


Fig. 4.18.- Mapas de distribución del factor  $Q_0$  para el ME\_NL según valores obtenidos por estación (Fig. 4.16). Arriba:  $Q_P$  (a y b) y abajo:  $Q_S$ ; (c y d), izquierda: profundidades focales menores que 50 km y derecha: profundidades focales mayores que 50 km. Los triángulos indican estaciones utilizadas a las que se asignaron los valores de  $Q_0$  para ajustar una superficie cartesiana 2-D mediante interpolación a trozos con funciones de Green, curvatura mínima y un espaciado de 5'. Se muestran contornos en el rango correspondiente a cada grupo de datos.

relacionarse con la geodinámica de la región.

Los valores de  $Q_0$  regionales obtenidos mediante el ajuste lineal son razonables para una región de gran actividad sísmica como puede verse comparando con los valores obtenidos por otros autores en diversas regiones del mundo (Fig. 2.21 y 2.22). Comparando la dependencia de  $Q$  con la frecuencia para ondas P, S y coda (Fig. 4.5 y Tabla 4.3) a nivel regional, se

observa que la atenuación de las ondas coda crece más rápidamente con la frecuencia que la de las ondas directas. Sin embargo, para valores obtenidos por estación con el ME\_NL (Fig. 4.16), la variación de la atenuación de S en trayectorias superficiales, resulta mayor que la del resto y se aproxima al comportamiento de las ondas coda.

De la Fig. 4.17, se deduce que la atenuación de ondas P es mayor que la atenuación de ondas S en el intervalo de frecuencias analizadas en la región. En ambos tipos de ondas, los ajustes robustos regionales del  $Q$  espectral no mostraron una clara variación de la atenuación con la profundidad. Existe sin embargo un detalle interesante y es que los valores de  $Q_P$  y  $Q_S$  a profundidades mayores que 50km, convergen para frecuencias altas mientras que divergen a profundidades menores que 50 km. Si se analiza la relación  $Q_P^{-1}/Q_S^{-1}$ , para ambos rangos de profundidad y en función de la frecuencia, se ve que  $Q_P^{-1}/Q_S^{-1} > 1$  para todo el intervalo (Fig. 4.19) y además ambos cocientes coinciden a una frecuencia entre 3.5 y 4 Hz. Es decir, que a una dada frecuencia la atenuación superficial resulta igual a la atenuación intermedia en ambos tipos de ondas internas. Puede observarse una cierta estabilidad en función de la frecuencia para la atenuación de ondas P en trayectorias corticales y de ondas S en trayectorias que involucran el manto. La variedad de escalas de estructuras corticales así como las diferencias existentes en cuanto a la composición de los terrenos que la conforman causaría la mayor estabilidad de la atenuación de ondas P en corteza. La mayor homogeneidad a profundidades intermedias y la liberación de fluidos por la dinámica de la subducción sería el origen de los efectos de la atenuación en las ondas S.

Al comparar las adaptaciones lineal y no lineal del método de Tsujiura (1966), puede decirse que el ME\_NL resulta teóricamente más justificado ya que en ningún momento se plantea la independencia de  $Q$  con la frecuencia. Las variaciones laterales observadas en los resultados obtenidos por estación con el ME\_NL han permitido una regionalización de los valores de atenuación para ondas P y S, lo que no ha podido lograrse con el ME\_L. Sin embargo, con el ME\_L se han obtenido valores razonables de la atenuación promedio regional.

A partir de las consideraciones realizadas en ambas implementaciones y de los resultados obtenidos se observa que el ME\_NL logra mejores ajustes por estación que el ME\_L. Disponiendo de datos seleccionados específicamente para este método, en lo que se refiere a similitud de mecanismos de fuente e implementando algún otro método iterativo en la resolución del problema por mínimos cuadrados, podrían lograrse aún ajustes más definidos. Otro factor importante es el cálculo de los espectros de desplazamiento, pues en

este trabajo se ha contado con datos de estaciones de corto período trabajando en rangos de frecuencia limitados por los filtros analógicos. El análisis visual de las frecuencias de corte espectrales, ha mostrado que en ciertos eventos las mismas podrían ser cercanas a las frecuencias de corte de los filtros analógicos, por lo que la recuperación de los espectros de desplazamiento podría no ser completa. Dado que se han encontrado algunos inconvenientes en el cálculo de espectros dentro de la versión del *qspect* utilizada y vista la dispersión de los ajustes del ME\_NL, se observa que en futuros análisis sería conveniente incorporar el cálculo de los mismos al código de programación del método dando a la vez la posibilidad de modificar parámetros en su determinación.

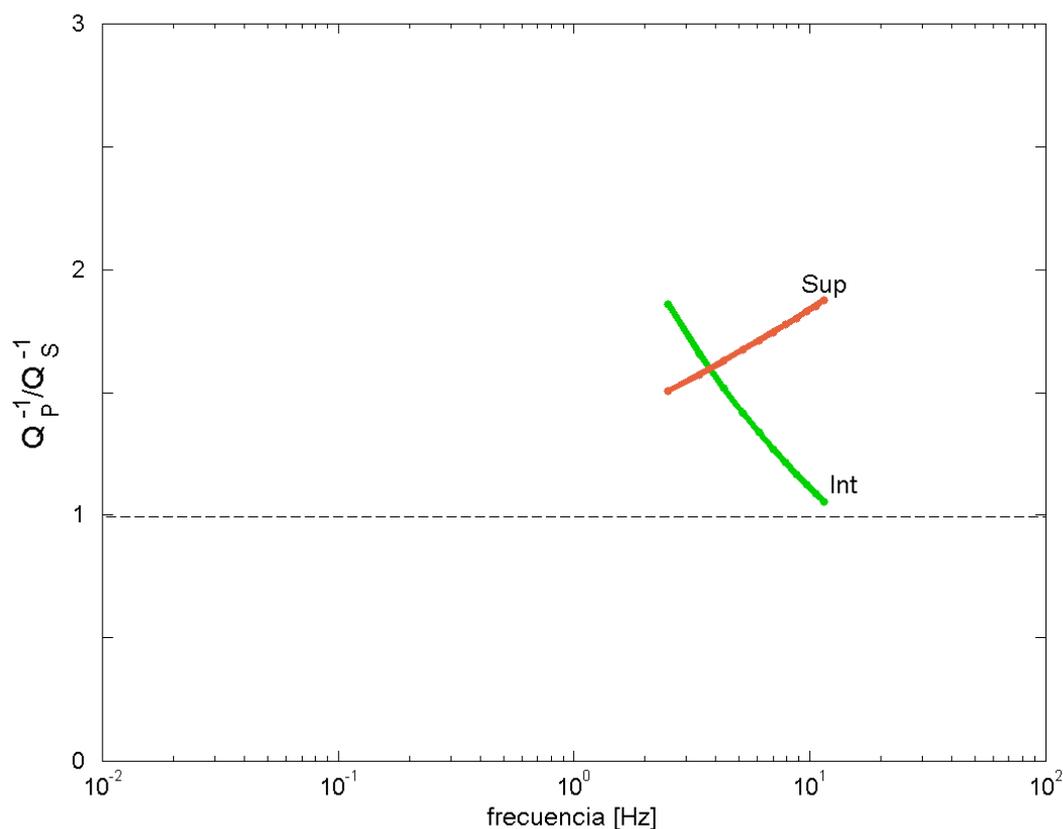


Fig. 4.19.- Relación  $Q_P^{-1}/Q_S^{-1}$  para la región de Nuevo Cuyo obtenida en este estudio mediante el ME\_L. Resultados RNC a profundidades corticales se muestran en línea sólida roja y a profundidades de hasta 150 km, en línea sólida verde. La escala del gráfico permite su comparación con la Fig. 2.24 que muestra los valores obtenidos en otras regiones del mundo.

## 4.2.2 MÉTODO DEL ANCHO DEL PULSO DE P (APP)

### 4.2.2.1 APLICACIÓN Y RESULTADOS

La relación 2.71, establecida empíricamente por Gladwin y Stacey (1974b), permite determinar el factor de calidad de las ondas longitudinales a partir de la dependencia lineal entre el ancho del primer pulso de P en la estación y el tiempo de propagación. El valor de  $Q_P$  obtenido a partir del ajuste por mínimos cuadrados de la (2.71) a los datos, se considera independiente de la frecuencia ya que se analiza la forma de onda tal cual es registrada y en el dominio del tiempo.

Para la medición del ancho del pulso de P se ha elaborado un código en lenguaje Basic (Ibáñez y Badi) que lee en forma automática el listado de sismogramas, así como los parámetros del hipocentro, los datos de registración y el tiempo de llegada de P, necesarios para la identificación del primer pulso. Los sismogramas en velocidad se ingresan en formato ASCII de una columna, a razón de un archivo por evento y por estación. En primer lugar se corrige el sismograma por línea base, eliminando el valor medio de las amplitudes en la traza completa para establecer la línea de amplitud cero. Luego se muestra una ventana de 3 s centrada en el inicio de la onda P, donde el usuario debe identificar el inicio y fin del primer pulso o rechazar el mismo si no se ajusta al criterio establecido para la selección (Fig. 2.18). Para medir la duración del pulso se prolonga linealmente la máxima pendiente positiva del primer pulso de P hasta intersectarla con la línea de amplitud cero marcando este punto como inicio. El ancho del pulso es el tiempo transcurrido desde dicha intersección hasta el primer cruce real de la traza con la línea de amplitud cero después de haber alcanzado su máximo. Sólo se deben seleccionar pulsos con pendientes y máximos claros. La duración del pulso en segundos y los parámetros del evento se graban en un archivo de salida.

El método requiere que el ancho del pulso en la fuente sea similar para todos los eventos, lo que es lo mismo que exigir ondas P con patrones de radiación similares. Para ello deben seleccionarse eventos con mecanismos focales similares. En caso de no contar con los mecanismos focales, el método puede aplicarse garantizando una misma zona sismogénica y un rango de magnitudes donde el ancho del pulso sea independiente de las mismas. Esta última condición permite suponer que las variaciones del ancho del pulso en la propagación, es decir su contenido en frecuencia, no guardan relación con el espectro de la fuente.

Habiendo calculado la magnitud coda ( $M_c$ ) de los eventos mediante la (3.3), se han representado las medidas del ancho del pulso en función de  $M_c$  (Fig. 4.20) para eventos en la placa Sudamericana y en la placa de Nazca. Se observa que ambas variables no guardan una

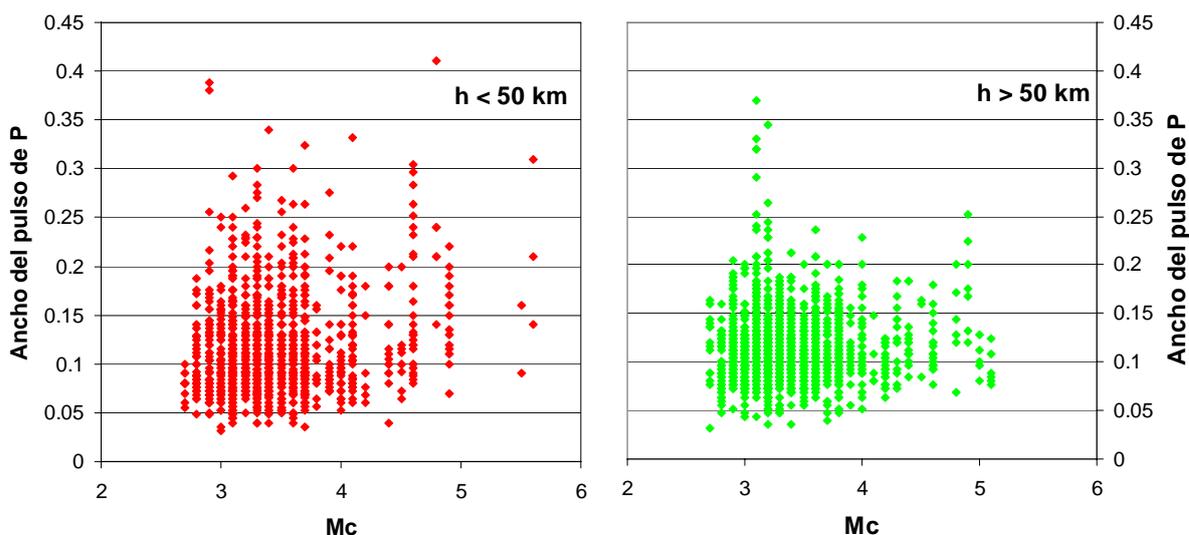


Fig. 4.20.- Distribución de duraciones del ancho del primer pulso de P en función de la Magnitud de coda ( $M_c$ ) para eventos superficiales (izquierda: 0-50 km de profundidad) y eventos intermedios (derecha: 50-155 km de profundidad).

clara relación por debajo del valor  $M_c = 4.2$  mientras que para valores de  $M_c$  mayores se puede ver una cierta dependencia directa. Por esta razón se ha decidido restringir el ajuste del factor de calidad a aquellos eventos con magnitudes en el rango 2.7-4.2.

A partir de la distribución de focos (Fig. 3.20) en planta y perfil, se observan dos nucleamientos bien definidos en los intervalos de profundidades 0-40 km y 90-120 km con proyecciones en superficie en la región definida por  $31^\circ$ - $32^\circ$ S y  $67^\circ$ - $69^\circ$ O para los eventos superficiales y en la región  $31$ - $32^\circ$ S y  $68$ - $70^\circ$ O para los eventos intermedios (rectángulos grises en Fig. 4.24). Se han definido entonces dos zonas sismogénicas, una superficial y otra intermedia, en cada una de las cuales los eventos se suponen con mecanismos focales similares entre sí.

En la Fig 4.21 se presentan los valores del ancho del pulso medidos en cada traza, en función del tiempo de viaje de la onda P. A fin de ajustar la (2.71) a los datos y dada la dispersión de los mismos se ha procedido a aplicar un ajuste por cuadrados mínimos robusto. Cabe aclarar que un ajuste por cuadrados mínimos convencional resulta en los mismos coeficientes de modo que este método solo mejora las bondades del ajuste. Para ello se han efectuado promedios de los valores individuales en ventanas temporales móviles de 4 segundos de duración y 50% de solapamiento. Se han obtenido las pendientes y ordenadas al origen de las rectas que se muestran en la Fig. 4.21, mediante un ajuste lineal por mínimos cuadrados robusto sobre los valores promediados en función del tiempo de viaje. Utilizando

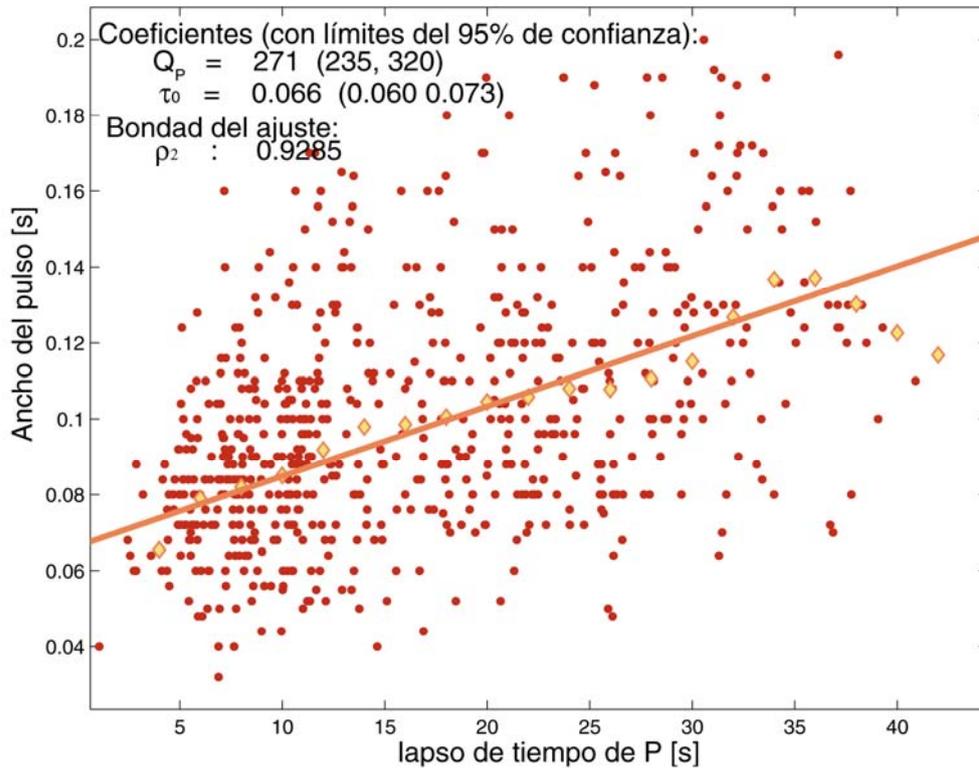
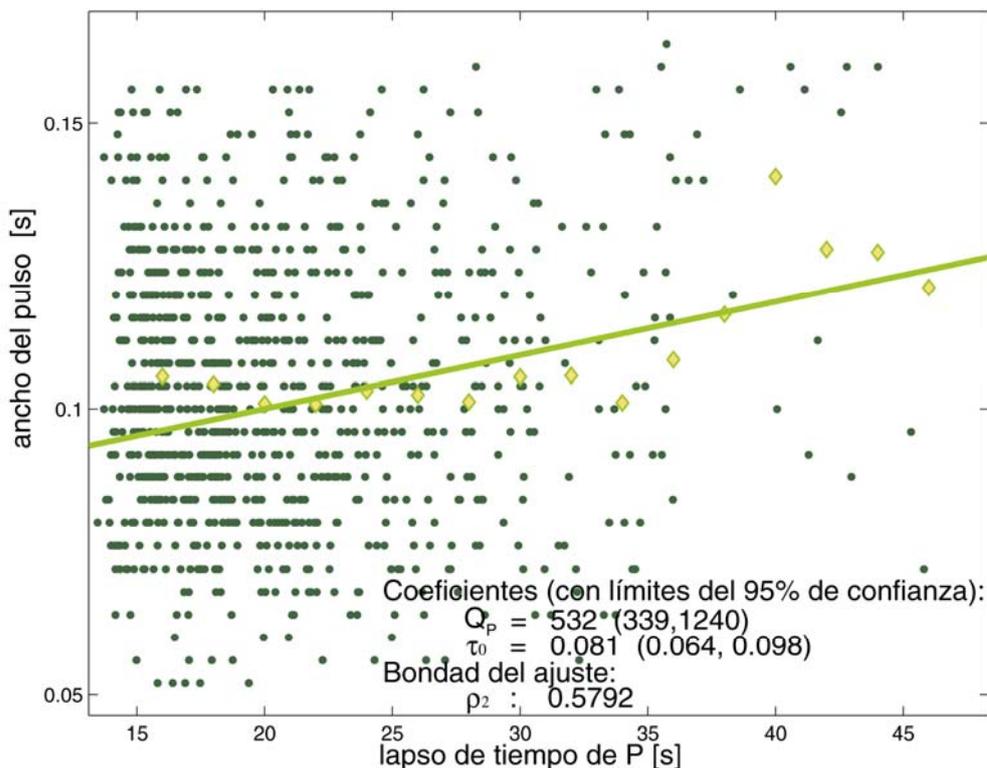


Fig. 4.21.- Distribución de la duración del primer pulso de P en función del lapso de tiempo para eventos con profundidades focales en el rango 0-40 km (arriba en puntos rojos) y 90-120 km (abajo en puntos verdes). Las líneas sólidas representan los ajustes por mínimos cuadrados de la (2.71) a los promedios temporales en ventanas móviles (rombos amarillos). En ambos gráficos se muestran los coeficientes del ajuste con límites de confianza del 95% y el coeficiente de determinación.



la (2.71) se han calculado los valores de  $Q_P$  y  $\tau_0$  asociados a la pendiente y la ordenada al origen del ajuste.

El valor de la constante  $C$ , que relaciona el inverso de la pendiente con  $Q_P$ , ha sido experimentalmente estimado por diversos autores (Kjartansson, 1979, Blair y Spathis, 1982, Gladwin y Stacey, 1974b). Dado que se trata de registros en velocidad, en este trabajo se ha adoptado un valor de  $C$  igual a 0.5 como fuera estimado por Gladwin y Stacey (1974b) y de acuerdo con el análisis realizado por Martínez Arévalo (2005). Jongmans (1991) recomendó el uso del método a distancias mayores que 1.2 veces las longitudes de onda analizadas.

Teniendo en cuenta la banda de paso de las estaciones utilizadas (en general entre 1 y 12 Hz) y las velocidades medias de las ondas P en las trayectorias consideradas (6.5 km/s para el intervalo [0-40] km y 8.2 km/s para [0-120] km), las distancias mínimas según lo recomendado son de 7.8 km y 9.8 km para eventos superficiales e intermedios respectivamente. Es así que los tiempos de propagación mínimos a considerar en los ajustes resultan del orden de 1.12 s. En la Fig. 4.21 puede verse que los tiempos de viaje de P considerados en los ajustes superan este límite en ambos intervalos de profundidad.

Junto a los coeficientes del ajuste se dan los rangos del 95% de confianza y el coeficiente de determinación ( $\rho^2$ ) que es el cuadrado del coeficiente de correlación ( $\rho$ ). Se ha obtenido un valor de  $Q_P = 271$  para trayectorias dentro de la corteza continental con lapsos de tiempo de hasta 38 s y un  $Q_P = 532$  para aquellas ondas con trayectorias desde la placa de Nazca y lapsos de tiempo de hasta 45 s. El valor de  $Q_P$  para trayectorias que se inician en la placa de Nazca debe considerarse además como un límite inferior ya que ajustes para lapsos de tiempo inferiores a 35 s (donde se concentra más del 87% de las muestras) dan valores del factor de calidad cercanos a 1000 si bien la dispersión de los valores resulta en un coeficiente de determinación por debajo del obtenido en el resultado presentado. La estimación de la atenuación de ondas P a partir de los promedios temporales del ancho del primer pulso para trayectorias superficiales logra una correlación ( $\rho = 0.97$ ) más alta que a profundidades intermedias ( $\rho = 0.76$ ), tal como puede apreciarse a simple vista en la distribución de mediciones en función del tiempo de la Fig. 4.21.

#### 4.2.2.2 INTERPRETACIÓN

Considerando a la atenuación como un proceso lineal, independiente y directamente proporcional a la distancia recorrida por las ondas en medios de atenuación constante, podemos identificar el efecto atenuativo de cada uno de los mismos. Suponiendo un modelo con estratificación horizontal y ondas que viajan en trayectorias casi verticales, puede

asumirse que

$$\frac{d_{total}}{Q_{total}} = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{Q_i} \quad (4.7)$$

donde el subíndice  $i$  se refiere a cada capa del modelo con espesor  $d_i$  y factor de calidad constante,  $Q_i$ , mientras que los valores totales reflejan el efecto de toda la estructura atravesada.

De acuerdo a la distribución de sismicidad (Fig. 3.20), se plantea un modelo simple de dos capas y un semiespacio (Fig. 4.22) que representan dos zonas sismogénicas (Z.S.1 y Z.S.2) y una zona asísmica (Z.A.). La Z.S.1 se asocia a los sismos corticales hasta 40 km de profundidad, la Z.S.2 está representada por los sismos intraplaca (90-120 km de profundidad) en la placa de Nazca subducida y la Z.A. intermedia comprende los últimos kilómetros de corteza continental, el manto litosférico y quizás una zona delgada de material astenosférico interplaca. Si bien Tassara et al. (2006), plantean que la litósfera sudamericana debajo de los silencios volcánicos, en los segmentos de subducción horizontal, tiene un espesor que puede superar los 100 km, el perfil obtenido por su modelo mantiene a los 31°S una zona de desacople entre litósfera continental y oceánica, como puede verse en el perfil de la Fig. 4.23.

Los valores de  $Q_P$  obtenidos por este modelo se consideran válidos para la región comprendida en el recuadro negro de la Fig. 4.24, que comprende el área atravesada por las trayectorias de ondas P provenientes de la superposición de los conjuntos de focos a 0-40 km y 90-120 km de profundidad. De este modo el área analizada se extiende entre los 68-69° O y los 31-32° S, hasta una profundidad de 120 km.

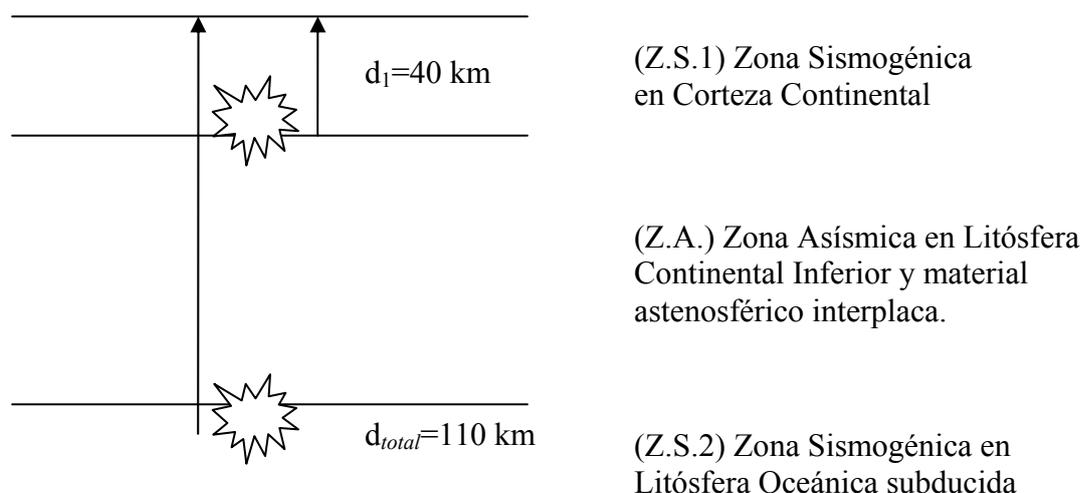


Fig. 4.22.- Modelo simplificado de estructura vertical para la región 31-32° S y 68-69° O utilizado en la interpretación de la distribución de valores de  $Q_P$  obtenidos.  $d_1$  es profundidad máxima de la zona sismogénica (S.Z.) cortical y  $d_{total}$  es la profundidad promedio de la ZWB. Z.A. es la zona asísmica intermedia asociada a la litósfera inferior y al material astenosférico entre placas.

Se asume una profundidad promedio de 110km para la zona sismogénica en la placa de Nazca (Z.S.2) y un factor de calidad para las ondas allí originadas, considerado como el total,  $Q_{total} = 532$ , obtenido para focos a profundidades entre 90 y 120 km. Se supone que dichas ondas atraviesan una capa de 40 km de espesor dentro de la corteza con  $Q_1 = 271$ , según el resultado obtenido para la atenuación de focos superficiales (Z.S.1). Se trata de estimar la atenuación de la Zona Asísmica intermedia, entre 40 y 110 km de profundidad, a partir de los valores de  $Q$  mencionados.

Expresando la (4.7) en términos del modelo queda

$$\frac{d_{total}}{Q_{total}} = \frac{d_{Z.A.}}{Q_{Z.A.}} + \frac{d_{Z.S.1}}{Q_{Z.S.1}},$$

$$\frac{110}{532} = \frac{70}{Q_{Z.A.}} + \frac{40}{271},$$

$$Q_{Z.A.} = 1183$$
(4.8)

donde se ha obtenido un valor de  $Q_p = 1183$  para la capa de 70 km de espesor que combina

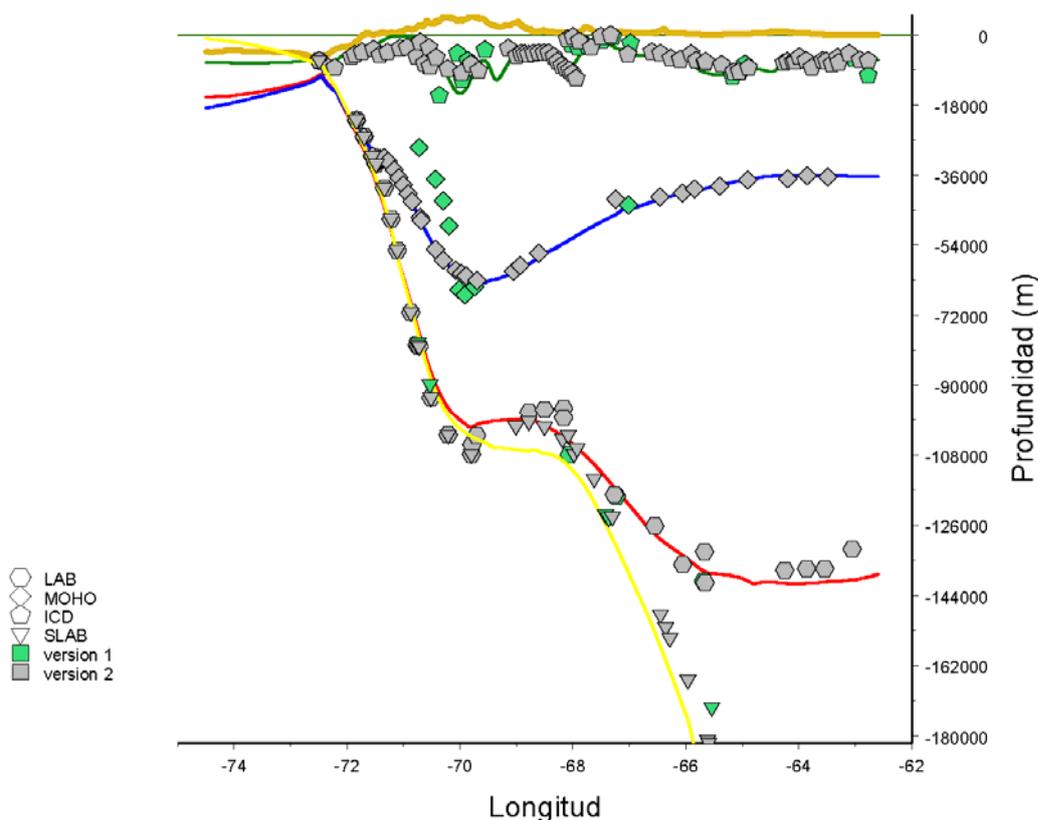


Fig. 4.23.- Perfil de la geometría 3D elaborado a los 31°S por Tassara et al. (2011). En verde se dibuja la Discontinuidad de Densidad Intracortical (ICD); en azul, la Discontinuidad de Mohorovicic (MOHO); en rojo, el Límite Litósfera-Astenósfera (LAB) y en amarillo, el contorno de la placa subducida (SLAB). Se muestran también los valores individuales utilizados para elaborar el perfil según la versión 1 (Tassara et al., 2006) y la versión 2 (Tassara et al., 2011, inédita)

litósfera continental inferior y material astenosférico interplaca.

Se observa entonces que la atenuación de las ondas P para eventos superficiales es netamente superior a la experimentada por aquellas ondas que provienen de focos en la placa de Nazca, ya que atraviesan una región de muy alto  $Q$  en la litósfera inferior.

Al calcular los ajustes de la (2.71) a los datos de eventos intermedios, se han utilizado tiempos de viaje de hasta 42 s. Para profundidades focales promedio iguales a 110 km, en una

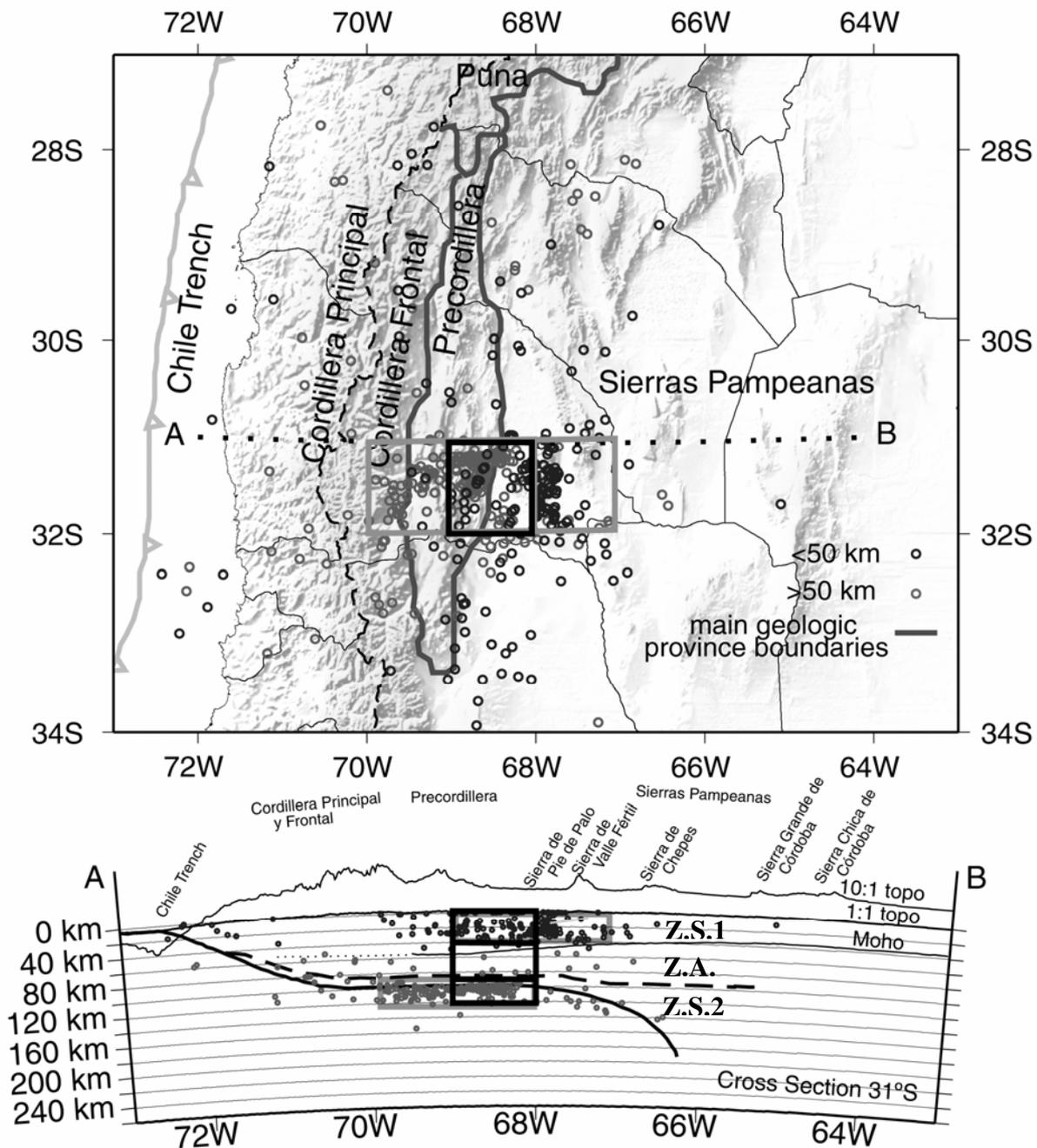


Fig. 4.24.- Sísmicidad seleccionada para esta tesis en planta y perfil (Fig. 3.20) sobre la que se señala, con rectángulos grises, la selección de áreas de sísmicidad considerada para la estimación de  $Q_p$  a profundidades entre 0-40 km y 90-120 km y con rectángulos negros, la zona de validez para la interpretación con la (4.8). Z.S.1 es la Zona Sísmogénica en corteza, Z.A. es la Zona Asísmica y Z.S.2 es la Zona Sísmogénica en la Placa de Nazca subducida.

incidencia vertical como se plantea en este caso, se obtendría un tiempo de viaje para la onda P de unos 15 s. Este tiempo se calcula suponiendo una velocidad promedio de 6.51 km/s para los primeros 40 km de corteza y 7.94 km/s para la Z.A según se deduce del modelo de velocidad (Tabla 3.2). De modo que para considerar incidencias verticales, deberían tenerse en cuenta tiempos de viaje significativamente menores que los disponibles. En este caso, al considerar un ajuste sobre tiempos de viaje por debajo de los 35 s, se han logrado valores de  $Q_p$  del orden de 1000, pero con baja correlación. Por lo tanto, la distribución de valores de  $Q_p$  en profundidad obtenida, si bien se aparta considerablemente del modelo de incidencia vertical propuesto para su interpretación, vale como una primera aproximación a la espera de una colección de datos seleccionados a tal fin.

### 4.2.3 MÉTODO DE NORMALIZACIÓN DE LA CODA (NC)

#### 4.2.3.1 APLICACIÓN Y RESULTADOS

Según el método de Normalización de la Coda propuesto por Aki (1980), el valor del factor de calidad de ondas de corte,  $Q_d$ , puede obtenerse a partir del ajuste de la (2.100) a la distribución de amplitudes espectrales con la distancia hipocentral. Esto requiere el cálculo de las amplitudes espectrales sobre dos ventanas seleccionadas en el sismograma. La primera ventana,  $A_i(\omega, D)$ , incluye las máximas amplitudes de la onda directa y la segunda,  $A_i^c(\omega, t_c)$ , contiene las amplitudes de la coda a un tiempo de referencia fijo  $t_c$ .

La implementación de este método se ha llevado a cabo mediante un código en lenguaje Basic (Ibáñez y Badi). El programa calcula amplitudes medias en una ventana de S elegida en pantalla por el usuario y en una ventana de coda a un tiempo de referencia pre-establecido sobre las trazas. Permite además calcular amplitudes y energía en otras ventanas de la onda S, que son de utilidad para la separación de la atenuación intrínseca y de *scattering*, como se verá más adelante.

La entrada de datos se realiza a través de un par de archivos de texto que reúnen el listado de trazas y sus parámetros focales y de registración, así como los resultados previos obtenidos de la atenuación de ondas coda que se requieren posteriormente para el ajuste. El tiempo de viaje de S incorporado en la entrada de datos, permite presentar en pantalla directamente una ventana centrada en el mismo para agilizar el proceso manual de selección del comienzo de la ventana de S.

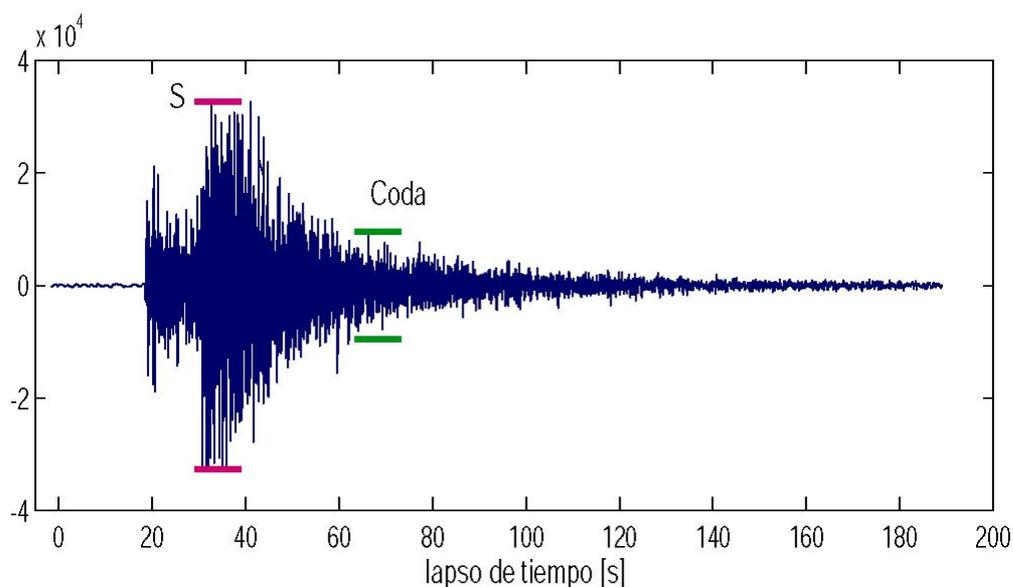


Fig.4.25.- Ejemplo de sismograma registrado a una distancia de 107 Km, donde se muestra la selección de la ventana de S sobre su máxima amplitud y la ventana de coda al tiempo de referencia establecido en el texto para la aplicación del NC.

Cada traza ingresada es filtrada en bandas de frecuencia centradas en  $f_c$ : 1.5, 3, 6 y 12 Hz y anchos de banda en el intervalo  $[f_c - f_c / 2, f_c + f_c / 2]$ . Sobre cada traza filtrada se miden las amplitudes espectrales de S y coda sobre el RMC calculado sobre las ventanas seleccionadas. Se han elegido las longitudes de las ventanas de S y de coda iguales entre sí y de 10 s de duración para hacerlas comparables en la normalización. De este modo se ha buscado garantizar la inclusión de todas las máximas amplitudes de la onda S directa evitando la contaminación con ondas S dispersadas. La ventana de S ( $t_s$ ) se ha ubicado visualmente en cada caso a partir del punto de máxima energía de la onda, habiéndose procesado 4074 sismogramas en total. En la Fig. 4.25 se muestra un ejemplo de sismograma con las ventanas de S y coda seleccionadas.

Debido al rango de distancias hipocentrales y magnitudes considerados, no ha sido posible fijar un único tiempo de referencia ( $t_c$ ) mayor que  $2t_s$  con una buena relación señal ruido donde centrar la ventana de coda en todos los sismogramas. La solución a este inconveniente fue sugerida e implementada en Aki (1980a) y consiste en tomar las amplitudes de coda en un conjunto de lapsos de tiempo ( $t_1$ ), seleccionados, para luego corregirlas a un tiempo de referencia fijo ( $t_c$ ) mediante la expresión del decaimiento de coda  $P(f, t)$ . Para definir los tiempos  $t_1$  se han contrastado los valores de  $t_s$ , las distancias hipocentrales y los lapsos de tiempo máximos y mínimos seleccionados en cada caso para la estimación de  $Q_c$ , donde ya se ha tenido en cuenta la relación señal ruido de las trazas. A partir de este análisis, los valores de  $t_1$  elegidos han sido: 70 s para distancias inferiores a 150 km, 90 s para 150-250

km de distancia, 110 s para 250-400 km de distancia y 130 s para distancias superiores a 400 km.

En primer lugar se ha realizado una determinación de  $Q_d$  sin normalizar las amplitudes de coda a un único tiempo de referencia (Badi et al., 2005), es decir realizando los ajustes de la (2.100) a los datos para cada  $t_1$  en forma independiente, o lo que es lo mismo para los rangos de distancias asociados a esos  $t_1$ . De este modo, se eliminaba la influencia del modelo SBS o SIS sobre el método NC ya que no se requería una expresión del decaimiento de coda obtenida por otro ajuste. Modificando la (2.100), se han calculado los promedios del logaritmo natural de los cocientes de amplitudes mediante la relación

$$\left\langle \ln \left\{ D^n A_t(\omega, D) / A_t^c(\omega, t_1) \right\} \right\rangle_{D \pm \Delta D} = a - bD \quad (4.9)$$

donde se ha elegido el coeficiente de expansión geométrica,  $n = 1$  o  $0.5$  según se considerara que las máximas amplitudes de la onda S fueran ondas internas o superficiales. En esta oportunidad se ha supuesto que para profundidades corticales y distancias grandes, podían tratarse de ondas superficiales atrapadas en corteza llegando inmediatamente luego de la S, como se ha planteado en otros trabajos (Chun et al., 1987; De Miguel et al., 1992). De este modo se ha elegido  $n = 0.5$  para profundidades mayores que 65 km y distancias mayores que

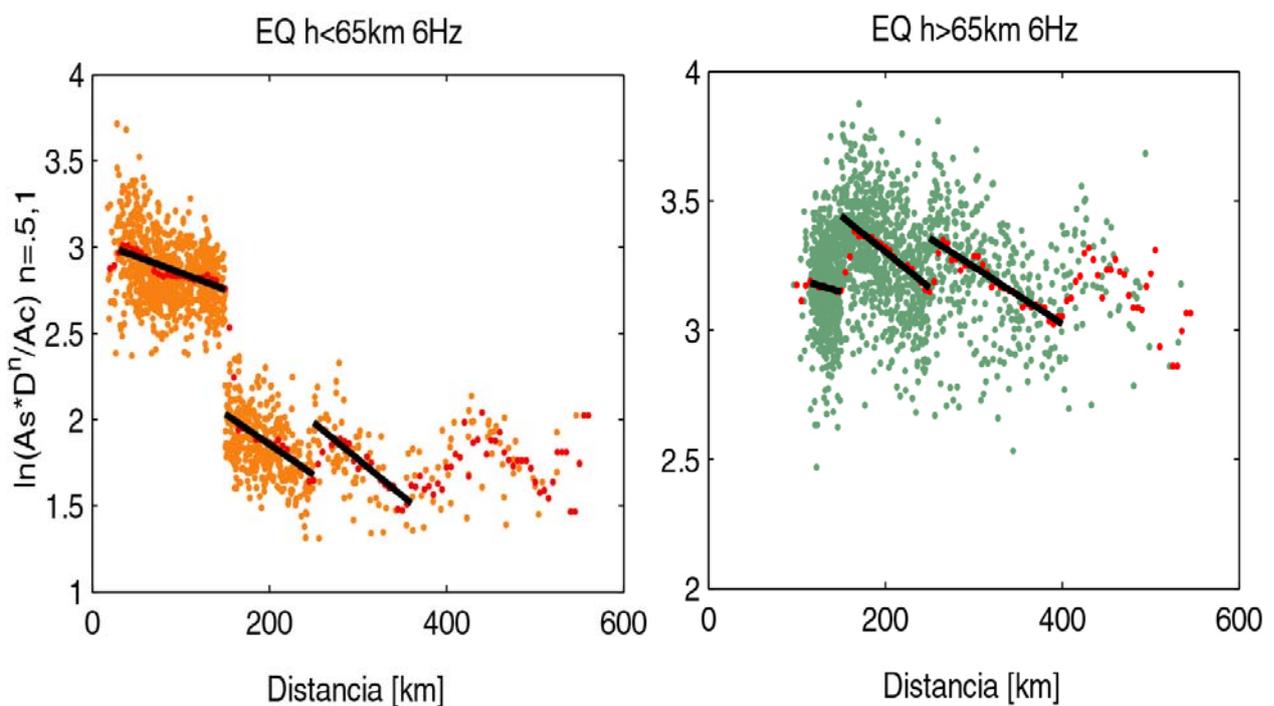
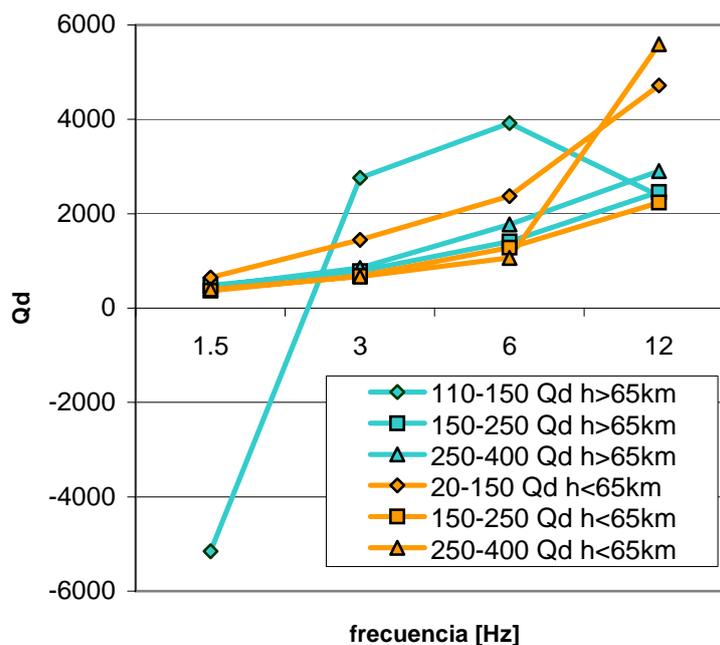


Fig. 4.26.- Ejemplos del ajuste del método NC para toda la región, sin corrección por decaimiento de coda para una frecuencia de 6 Hz. A la izquierda se presentan los ajustes para eventos superficiales y a la derecha los eventos intermedios. Los datos individuales (puntos naranjas y verdes) se suavizaron (puntos rojos) para hacer el ajuste lineal (líneas sólidas)(Badi et al., 2005).

Fig. 4.27.- Valores de  $Q_d$  obtenidos para cada intervalo de tiempo ajustado con la (4.9) sin corrección a un tiempo de referencia único para la coda. En verde se muestran los correspondientes a trayectorias de eventos intermedios ( $h > 65$  km) y en naranja los  $Q$  para trayectorias de eventos superficiales ( $h < 65$  km)



Distancias	Intermedios			Superficiales		
	$Q_0 \pm eQ_0$	$n \pm en$	$\rho^2$	$Q_0 \pm eQ_0$	$n \pm en$	$\rho^2$
< 150 km	$277.6 \pm 1455.5$	$0.99 \pm 2.28$	0.04	$475.1 \pm 87.9$	$0.92 \pm 0.08$	0.98
150 – 250 km	$331.8 \pm 37.4$	$0.81 \pm 0.05$	0.98	$275.2 \pm 38.9$	$0.84 \pm 0.06$	0.98
250 - 400	$367.3 \pm 51.2$	$0.84 \pm 0.06$	0.98	$29.5 \pm 75.9$	$2.11 \pm 1.05$	0.56

Tabla 4.4.- Resultados del ajuste de la función  $Q_d = Q_0 (f/f_0)^n$  a los valores de  $Q_d$  y sus coeficientes de determinación para toda la región como se muestran en la Fig. 4.27, a profundidades superficiales e intermedias

100 km. La profundidad de 65 km se ha elegido de acuerdo al modelo de velocidad originalmente utilizado en este trabajo (Tabla 3.1).

Los promedios en distancia, han sido estimados utilizando una ventana móvil de 15 km con un paso de 5 km, a fin de visualizar la tendencia de los datos y estimar ajustes por mínimos cuadrados robustos. Así mismo se consideraron distancias hipocentrales entre 30 y 400 km para eventos superficiales y entre 115 y 400 km para eventos intermedios dado que allí se concentraba la mayor población de datos y se maximizaba la correlación de los ajustes. Mediante un ajuste lineal por mínimos cuadrados en función de la distancia, se ha obtenido la pendiente,  $b$  (Fig. 4.26). Conocida  $b$ , se ha calculado el valor de  $Q_d$  para cada frecuencia y rango de distancia (Fig. 4.27), empleando un valor de 4.16 km/s como velocidad de S promedio para eventos superficiales y 4.81 km/s para los eventos intermedios de acuerdo al mismo modelo de velocidad. Los mejores ajustes regionales de  $Q_d$  en función de la

frecuencia sin corrección a un único tiempo de referencia se han obtenido a distancias epicentrales entre 150 y 250 km en ambos rangos de profundidad (Badi et al., 2005), a distancias cortas en eventos superficiales y a distancias largas en eventos intermedios (Tabla 4.4).

Una vez obtenida la expresión del decaimiento de coda, se ha optimizado la aplicación del método efectuando la corrección de las amplitudes de la coda a un tiempo uniforme. Este procedimiento se ha realizado para dos valores de tiempo de referencia,  $t_c = 0$  y 90 s, considerando a las amplitudes de S como ondas internas por lo que el coeficiente de expansión geométrica se ha supuesto igual a la unidad, de acuerdo a lo establecido en la determinación de  $Q_c$  (Sección 4.1.1).

La elección de  $t_c = 0$ , implicaría llevar la amplitud de coda a su valor en el tiempo de origen del evento, es decir en la fuente. La corrección de amplitudes en este caso se ha efectuado mediante (2.104) con  $K(t)=1$ , es decir suponiendo la validez del modelo SBS y reemplazando en  $Q_c(\omega, t)$  los promedios regionales para las frecuencias y lapsos de tiempo correspondientes obtenidos por el modelo SBS. Los ajustes de la (2.100), para distancias de hasta 400 km, han permitido nuevamente ajustar una relación  $Q(f)$  tipo potencia y hallar valores regionales de  $Q_{0d}$  iguales a 90 y 160 para trayectorias superficiales e intermedias respectivamente y un exponente  $n = 0.7$  en ambos casos (Badi et al., 2007).

En la reducción de amplitudes de coda a  $t_c = 90$  s, que es la longitud de coda predominante en la base de datos, se ha utilizado la (2.104) considerando el factor de corrección por expansión geométrica,  $K(t)$ , igual a la unidad en caso del modelo SBS (Badi et al., 2009) o calculando su valor en función de los tiempos de inicio de las ventanas de S y de coda en la consideración del modelo SIS (Badi et al., 2010). Así mismo, los valores de  $Q_c(\omega, t)$  se han reemplazado en la corrección a partir de:

- 1) valores individuales de  $Q_c$  para cada traza, intervalo de tiempo y frecuencia,
- 2) valores promedio regionales de  $Q_c$  por intervalo de tiempo, frecuencia y profundidad,
- 3) valores promedio de  $Q_c$  para cada lapso de tiempo y frecuencia en estaciones agrupadas de acuerdo a su entorno geotectónico,
- 4) la expresión de  $Q(f)$  ajustada para cada lapso de tiempo en los mismos grupos de estaciones.

Las amplitudes así corregidas se han reemplazado entonces en el primer miembro de la (2.100) y se han representado en función de la distancia hipocentral. Se han estimado los

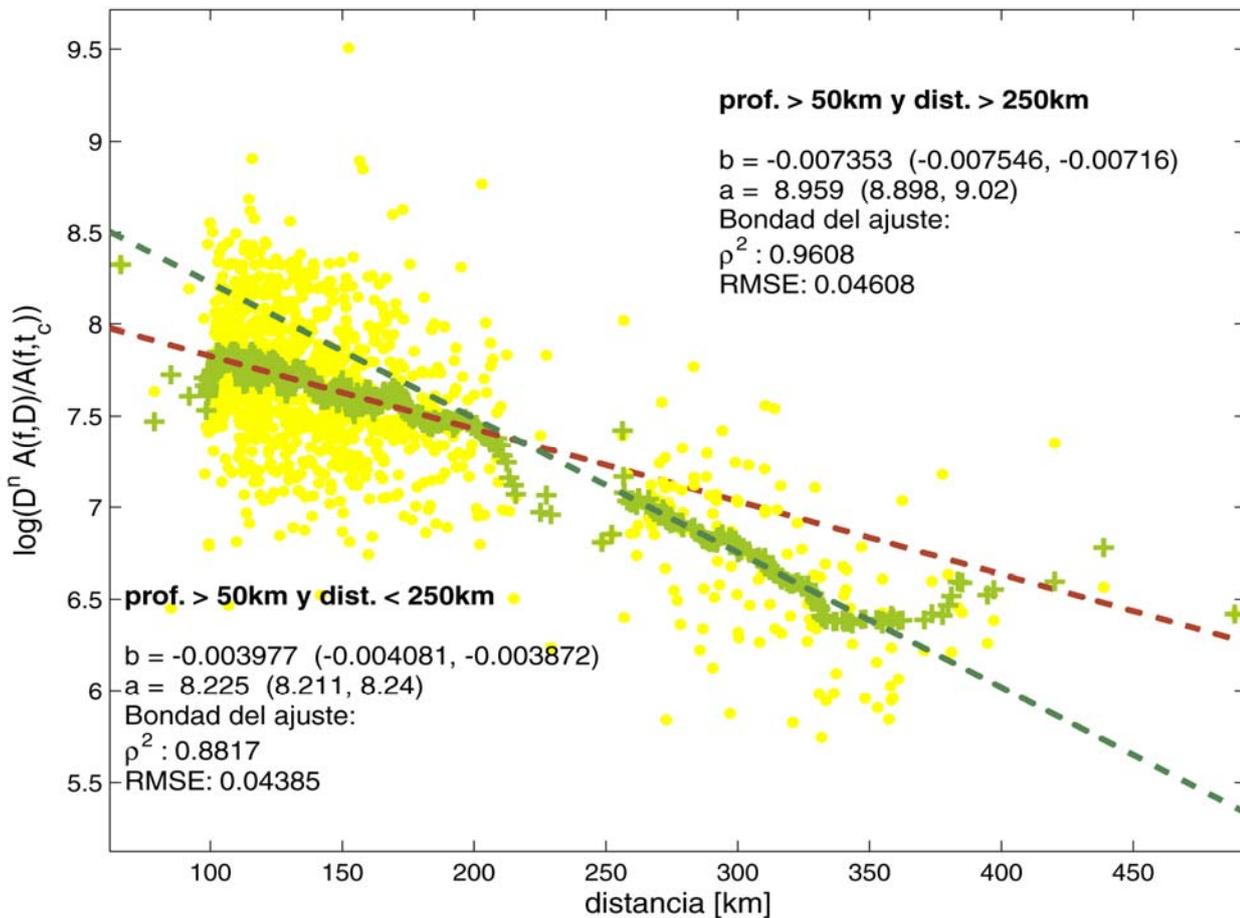


Fig. 4.28.- Ejemplo del ajuste lineal al logaritmo de la amplitud de S normalizada por la amplitud de coda a 90 s para datos de eventos de profundidad intermedia (prof.  $> 50$  km) filtrados a 6 Hz. A diferencia de los datos correspondientes a trayectorias corticales, en este caso se encontraron dos ajustes posibles según la distancia hipocentral, menor o mayor que 250 km.

promedios del  $\ln\{DA_i(\omega, D)/A_i^c(\omega, t_c)\}$  en ventanas móviles sobre  $D$  con un ancho de 12 km y un solapamiento de 4 km. Mediante un ajuste lineal ortogonal se han estimado los coeficientes  $a$  y  $b$  del segundo miembro de la (2.100) calculándose entonces el valor de  $Q_d$  para cada frecuencia mediante la relación  $b = \omega/2Q_d v$ . El valor de  $v$ , la velocidad promedio de S en la trayectoria, se ha estimado a partir de la localización definitiva y del modelo de velocidad obtenido en este trabajo (Apéndice B y Tabla 3.2). En el caso de focos superficiales ( $h < 50$  km)  $v$  resulta igual a 3.71 km/s e igual a 4.3 km/s en el caso de focos intermedios ( $h > 50$  km).

De la comparación de los resultados obtenidos según los diversos criterios de aplicación mencionados, se observa que los mejores ajustes de  $Q_d$  han surgido de emplear el modelo SIS reduciendo la amplitud de la coda a  $t_c=90$  s por medio de valores promedios regionales de  $Q_c$  por frecuencia y lapso de tiempo para el caso de eventos intermedios.

La Fig. 4.28 presenta un ejemplo del proceso de ajuste lineal sobre datos provenientes de focos a profundidades intermedias distribuidos en toda la región y para una frecuencia de 6 Hz. La tendencia observada en las amplitudes del  $\ln\{DA_i(\omega, D)/A_i^c(\omega, t_c)\}$  en función de la distancia es diferente según se sea  $D > 250$  km o  $D \leq 250$  km a dichas profundidades. Esta característica se repite en todas las bandas de frecuencia, por lo que se han efectuado dos ajustes lineales cada vez.

A profundidades corticales el ajuste regional de las amplitudes del  $\ln\{DA_i(\omega, D)/A_i^c(\omega, t_c)\}$  ha mostrado una gran dispersión por lo que se ha analizado la posibilidad de variaciones laterales en la atenuación superficial. Luego de considerar diferentes criterios de regionalización, se ha optado por la asociación de estaciones de la RSZNC de acuerdo a su entorno geológico.

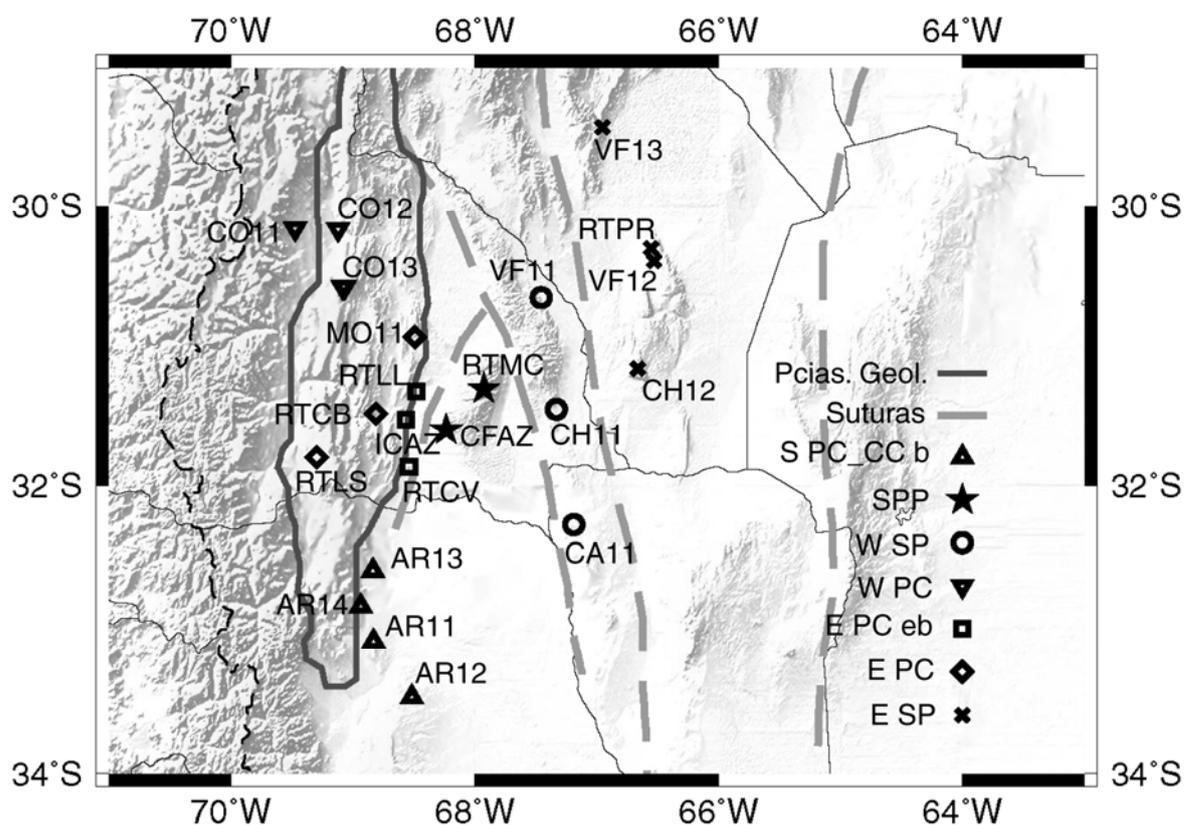


Fig. 4.29.- Grupos de estaciones elegidos para la regionalización del método NC. Se indica el nombre de cada estación de la RSZNC y se les asigna símbolo de acuerdo al grupo al que pertenecen. Ver más explicaciones en el texto.

La Fig. 4.29 muestra los diferentes grupos de estaciones considerados en relación a los principales rasgos tectónicos de la región, quedando definidos siete grupos:

**W PC** es la Precordillera occidental y está representada por las estaciones

CO11/RODE, CO12/CUES, CO13 y CO16.

**E PC** es Precordillera oriental con las estaciones MO11, RTCB y RTLS.

**E PC eb** es el límite este de Precordillera oriental donde se sitúan RTLL, ICAZ y RTCV.

**SPP** es Sierra Pie de Palo con la presencia de las estaciones RTMC y CFAZ.

**W SP** son las Sierras Pampeanas occidentales donde están CA11, VF11 y CH11.

**E SP** son las Sierras Pampeanas orientales con VF12, RTPR, CH12 y VF13.

**S PC\_CC b** es el límite entre Precordillera austral y Cuenca Cuyana donde se encuentran AR11, AR12, AR13 y AR14.

Las tendencias de las amplitudes agrupadas de este modo han resultado más claramente definidas, disminuyendo su dispersión y mejorando los ajustes de  $Q_d$  con valores lógicos y

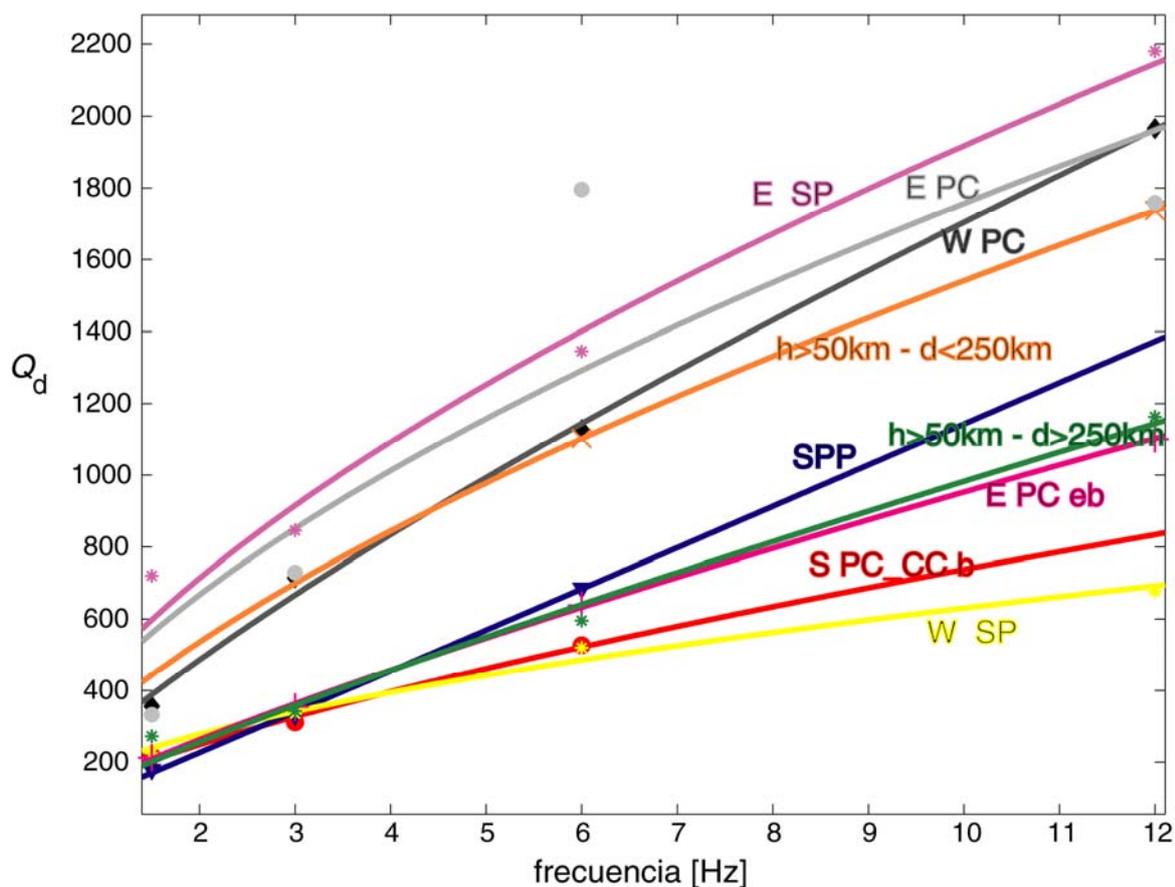


Fig. 4.30.- Distribución de  $Q_d$  en función de la frecuencia para la región de Nuevo Cuyo obtenida con datos de estaciones agrupadas de acuerdo a los principales rasgos tectónicos de su emplazamiento. Las curvas que se indican con  $h > 50$  km corresponden a ajustes para datos de focos en la placa de Nazca con distancias hipocentrales  $d > 250$  km o  $d < 250$  km. Las restantes curvas corresponden a datos de focos en corteza continental según los grupos cuyas siglas se explican en el texto.

buenos coeficientes de correlación. Por lo tanto, en el caso de eventos superficiales, se ha seleccionado la normalización de la coda por grupos de estaciones asumiendo nuevamente la validez del modelo SIS pero corrigiendo la amplitud de coda al tiempo de referencia,  $t_c = 90$ s por medio de los ajustes de  $Q_c(f)$  estimados sobre los datos de eventos superficiales registrados para cada grupo de estaciones.

En la Fig. 4.30 se presenta la distribución de los valores promedio de  $Q_d$  obtenida por ajuste ortogonal sobre valores promediados en ventanas de 12 km de ancho y 4 km de solapamiento. Para cada grupo se ha efectuado el ajuste en función de la frecuencia con una función potencia, para hallar los valores de  $Q_d(1 \text{ Hz}) = Q_0$  y el exponente  $n$ , que caracterizan su dependencia con la frecuencia. Se dibujan las curvas correspondientes a dichos ajustes en la misma figura y se muestran los coeficientes  $Q_0$  y  $n$  con sus errores y coeficientes de determinación correspondientes en la Tabla 4.5. Los errores obtenidos en las determinaciones del  $Q_d$  medio para cada frecuencia han sido sensiblemente inferiores a los errores presentados en la tabla que surgen del ajuste de la (2.21).

Zona	$Q_0 \pm eQ_0$	$n \pm en$	$\rho^2$
W PC	283 ± 106	0.78 ± 0.17	0.99
E PC	440 ± 1263	0.60 ± 1.34	0.58
E PC eb	151 ± 17	0.80 ± 0.05	0.99
SPP	113 ± 118	1.00 ± 0.64	0.99
W SP	195 ± 93	0.51 ± 0.23	0.97
E SP	466 ± 312	0.61 ± 0.31	0.98
S PC_CC b	155 ± 233	0.68 ± 0.97	0.98
h>50km - d<250km	340	0.66	Obs.: sólo dos frec.
h>50km – d>250km	143 ± 136	0.84 ± 0.42	0.97

Tabla 4.5.- Estimaciones del factor de calidad de ondas S a 1 Hz ( $Q_0$ ) y potencia ( $n$ ) que surgen del ajuste de los valores de  $Q_d$  en función de la frecuencia, obtenidos por el método NC. Cada zona se define a partir de los rasgos tectónicos del emplazamiento de las estaciones (ver más explicación en el texto). Para eventos intermedios y distancias inferiores a 250 km, el ajuste se realizó sobre valores para dos frecuencias, por lo que no pudo estimarse error en la determinación.

#### 4.2.3.2 INTERPRETACIÓN

En el análisis de las curvas de la Fig. 4.30, se observan dos grupos de curvas con características diferentes. Por un lado se encuentra la atenuación estimada para las zonas E SP, W PC y E PC con valores de  $Q_0$  altos y una variación con la frecuencia relativamente lenta, dada por exponentes menores que 0.8. Los resultados obtenidos para la Precordillera Oriental deben considerarse con cuidado debido al alto error en su determinación y por lo

tanto su bajo coeficiente de correlación. La menor atenuación que caracteriza a las dos primeras zonas coincide con la menor sismicidad asociada a las mismas. Por otra parte se encuentran valores bajos de  $Q_0$  y muy similares entre sí, para la SPP, E PC eb, W SP y S PC\_CC b con una dependencia con la frecuencia no homogénea dentro del grupo. Vuelve a verificarse que a menor  $Q_0$ , más alto será el exponente de su relación potencia con la frecuencia. Analizando la relación entre los valores de  $Q_0$  y la actividad sísmica, se ve la coincidencia entre los valores más altos de la atenuación y las áreas de mayor concentración de hipocentros. Por lo tanto, nuevamente se cumple que a mayor actividad tectónica mayor es la atenuación y a su vez esta crecerá más rápidamente con la frecuencia.

A partir de la distribución de los valores de  $Q_0$ , para profundidades corticales y por grupos de estaciones, se ha confeccionado un mapa de la atenuación de ondas S directas mediante el ajuste de una superficie cartesiana 2-D con interpolación spline y funciones de Green, curvatura mínima y un espaciado de 5', que se muestra en la Fig. 4.31.

Se destacan dos mínimos de  $Q_0$ , uno en la zona de la Sierra Pie de Palo y el otro en el NO de Mendoza. El primero de ellos se encuentra mejor definido por los valores de  $Q_0$  ascendentes al este y al oeste, mientras que el otro surge de un único valor de  $Q_0$  y del ajuste de la superficie cartesiana. A pesar del limitado número de valores disponibles para la interpolación, puede verse que ambos máximos de atenuación se sitúan en las proximidades de las principales fuentes sismogénicas de la Región de Nuevo Cuyo, donde tuvieron epicentro los sismos históricos de mayor magnitud de la región.

En el caso de las trayectorias de ondas S provenientes de focos intermedios se ha observado una misma tendencia de las amplitudes normalizadas en función de la distancia para todas las estaciones, por lo que se han interpretado en forma de promedio regional. A su vez, se ha comprobado en todas las frecuencias que el resultado del ajuste de la (2.100) dependía del intervalo de distancias seleccionado, obteniéndose dos pendientes bien diferentes (Fig. 4.28).

Para distancias inferiores a 250 km, la atenuación a profundidades intermedias se caracteriza por un factor  $Q_0 = 340$ , mientras que para distancias mayores que 250 km resulta ser  $Q_0 = 143$ . Comparados estos ajustes con los de trayectorias superficiales, en la Fig. 4.30 puede verse que la atenuación intermedia a distancias menores, resulta similar a la hallada en Precordillera, mientras que para distancias mayores la atenuación a profundidades intermedias es menor y con un comportamiento muy similar al del límite este de Precordillera oriental.

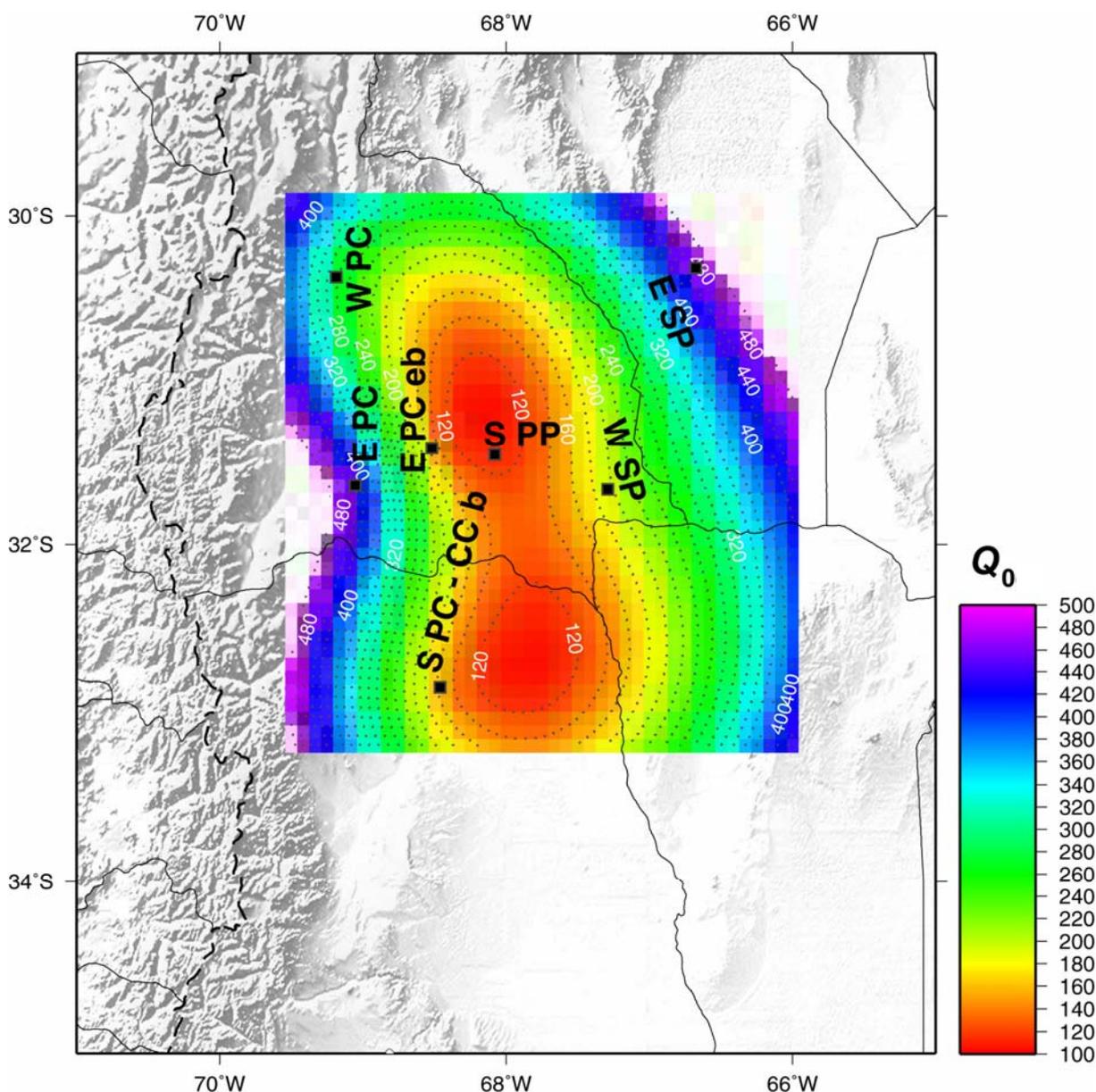


Fig. 4.31.- Mapa de distribución del factor de calidad de ondas S a 1 Hz ( $Q_0$ ), obtenido mediante el método NC para eventos corticales. Los cuadrados negros indican coordenadas medias de las estaciones ubicadas en cada una de las zonas delimitadas por los principales rasgos tectónicos. Las siglas se explican en el texto.

Al observar la distribución de hipocentros intermedios, ha podido verse que estos se concentran principalmente bajo Precordillera y Cordillera Frontal, por lo que las trayectorias correspondientes a distancias hipocentrales menores que 250 km han sido más afectadas seguramente por la atenuación correspondiente a dichas provincias geológicas.

Para distancias hipocentrales mayores que 250 km, la atenuación de ondas S estimada a profundidades intermedias es menor y se aproxima a la de Sierra Pie de Palo, a la del límite este de Precordillera Oriental y a la del límite entre Precordillera austral y Cuenca de Cuyo. En este caso, dada la concentración de profundidades focales principalmente entre 90 y 120 km, dichas trayectorias corresponderán a sismos bajo Precordillera y estaciones lejanas a la

zona más sismogénica o a sismos intermedios más lejanos y estaciones en la zona más sismogénica, lo que significa, de cualquier modo, que dicha zona ha sido atravesada por las ondas afectando su amplitud.

En resumen, en el caso de sismos de profundidad intermedia, se puede asociar la atenuación de las ondas en las trayectorias largas a la mayor pérdida de energía en la zona más sismogénica de Nuevo Cuyo y la de las trayectorias cortas a una menor atenuación bajo Precordillera, en coincidencia con lo que ocurre a profundidades corticales.

La ausencia o acumulación relativa de sismos en una región puede darse por diferentes combinaciones de los parámetros geodinámicos: densidad, rigidez, temperatura, porosidad, presencia de fluidos, tensiones tectónicas, etc. El valor de  $Q$  se relaciona a su vez con la densidad de heterogeneidades y la anelasticidad del medio, esta última vinculada a temperatura, presión, porcentaje de fusión y contenido de fluidos. Por lo tanto la separación de la atenuación de *scattering* e intrínseca en la región, puede aportar importante información para definir el grado de protagonismo de los diferentes parámetros geodinámicos en la distribución de la sismicidad.

## **4.2.4 MÉTODO DE LAS DOBLES RAZONES ESPECTRALES (DRE)**

### **4.2.4.1 APLICACIÓN Y DISCUSIÓN**

El método de las Dobles Razones Espectrales (DRE) fue diseñado originalmente por Chun et al. (1987) como una modificación del método de las Simples Razones Espectrales. Permite la determinación de la atenuación de ondas Lg eliminando por cocientes espectrales el efecto de sitio, el patrón de radiación y las respuestas instrumentales de las estaciones. Aunque diseñado originalmente para Lg, puede aplicarse también para determinar la atenuación de las ondas S, ya que los efectos del patrón de radiación son eliminados por el método.

El DRE requiere, cada vez, cuatro sismogramas correspondientes a dos eventos registrados por dos estaciones. Cada cuarteto de dos estaciones y dos eventos debe permanecer en el mismo círculo máximo dentro de un margen de tolerancia, que dependerá de la onda considerada. En el caso de ondas Lg, esta condición es menos restrictiva que para otras fases (Xie et al., 2004) por lo que algunos autores han tomado tolerancias que van desde los 5° hasta los 15° (Chun et al., 1987, De Miguel et al., 1992, Zor et al., 2009). Otro detalle a tener en cuenta en la selección de los cuartetos es la observación efectuada por Chun et al. (1987) acerca de la mayor calidad de los ajustes para distancias entre estaciones más largas

por sobre los ajustes para distancias cortas.

Se han encontrado en la bibliografía diferentes formas de seleccionar la ventana temporal para la estima del espectro. En el análisis de ondas Lg, Chun et al. (1987) comprobaron que estimando los espectros en ventanas definidas por intervalos de velocidad de grupo se obtenían resultados con menor dispersión que en la selección mediante tiempos fijos. En el caso de las ondas S, la forma más segura de determinar la ventana de tiempo es sin duda mediante la polarización transversal, por lo que debe contarse con registros en componentes horizontales.

Otro aspecto importante por el cual definir si las ondas registradas son ondas internas o superficiales, o existen ambas, es que, según la naturaleza de las ondas, se debe asumir el valor del coeficiente de expansión geométrica (1, 0.5), aunque también puede determinarse a través de una adaptación del mismo método (Ibáñez et al., 1993). En varias regiones se han observado ondas Lg a distancias algo mayores que 100 km (Chun et al., 1987, Ibáñez et al., 1991, Udías, 1999, Sec. 9.3). En la Región de Nuevo Cuyo, teniendo en cuenta un espesor cortical promedio de 50km (Fig. 3.20) y una discontinuidad intracortical de densidad somera (Tassara et al. 2006), la selección de distancias epicentrales mayores que 100km y fuentes por encima de los 50 km de profundidad podrían permitir el desarrollo de ondas superficiales. Sin embargo, según Kulháněk (2002) las ondas Lg se desarrollan a distancias epicentrales a partir de 5° y a profundidades corticales, mientras que las ondas Rg dominan las máximas amplitudes de los sismogramas a distancias entre 100 y 200 km y profundidades de 1 a 5 km, pudiendo llegar a verse como máximo hasta los 600km de distancia. En la sismicidad considerada en este trabajo, con distancias fundamentalmente inferiores a 500 km y profundidades focales concentradas entre 0-50 km en la corteza y 100-150 km en la Placa de Nazca subducida, las ondas registradas se han considerado hasta ahora como Pn, Pg, Sn y Sg. Las Sg, suelen ser las ondas con mayor amplitud en los sismogramas de eventos en corteza superior cuyo decaimiento en amplitud forma la coda. Ahora bien, debido a la estructura interna de la corteza en la región, según sean la distancia epicentral y la profundidad focal, el inicio corresponderá a una onda Sn o Sg. En un modelo sencillo de corteza con una capa granítica sobre otra capa basáltica, las ondas Sn no se observarán a distancias menores que una distancia crítica, que en corteza continental suele ser de 100 km, mientras que las Sg podrán ser observadas a cualquier distancia. En realidad, la corteza real es bastante más compleja, por lo que se denomina Sg a las ondas refractadas en discontinuidades menores dentro de la corteza granítica (Kulháněk, 2002). Tassara et al. (2006) propusieron un modelo de la discontinuidad intracortical de densidad para la región andina con profundidades que

varían entre los 5 y 15 km en la región de Nuevo Cuyo.

Con todas estas consideraciones en cuenta, se han efectuado búsquedas en la base de datos para implementar el método DRE en la región de Nuevo Cuyo hallándose muy pocas parejas de eventos y estaciones que permiten la aplicación del método y menos aún que den ajustes de calidad, ya sea considerando la existencia de ondas Lg o suponiendo ondas Sg. Se hace necesario entonces contar con modelos corticales más definidos, con una mayor cantidad de datos a profundidades corticales y, fundamentalmente, con sismogramas registrados en tres componentes. De esta manera se podrá esclarecer la naturaleza de las ondas de mayor amplitud en los sismogramas así como precisar su tiempo de inicio para luego estudiar su atenuación a través de este método.

### **4.3 SEPARACIÓN DE LA ATENUACIÓN INTRÍNSECA y DE SCATTERING**

#### **4.3.1 MÉTODO DE LAS VENTANAS TEMPORALES MÚLTIPLES (MLTWA)**

##### **4.3.1.1 APLICACIÓN Y RESULTADOS**

La separación de la atenuación intrínseca y de scattering mediante el método de las Ventanas Temporales Múltiples (MLTWA) se basa en el análisis de la variación temporal de la energía en tres ventanas temporales sucesivas integradas en función de la distancia fuente-receptor y normalizadas. La energía en cada ventana se estima sobre la amplitud media cuadrática (MC) de los sismogramas filtrados. Se efectúa la normalización mediante el método de NC a fin de eliminar el efecto de sitio y del patrón de radiación de la fuente y luego se corrige por expansión geométrica. Las densidades de energía en cada una de las tres ventanas y la coda han sido determinadas utilizando el mismo programa que en el método NC (Ibáñez y Badi)

Las curvas teóricas que describen el modelo de la distribución de energía integrada en función de la distancia hipocentral, han sido obtenidas a partir de la aproximación de Zeng et al. (1991) al *scattering* múltiple mediante un modelo híbrido de *scattering* simple y difusión (2.116) y (2.117). El cálculo de las curvas teóricas y su ajuste a los datos se ha efectuado mediante el programa *Scat-Cad* (MathCad<sup>2000</sup> profesional) desarrollado por Bianco y Del Pezzo (2002) que ha sido actualizado en el *MathLTWA* (Mathematica 7) (Bianco y Del Pezzo, 2010).

Cada traza se ha filtrado en cuatro bandas de frecuencia centradas en  $f_c = 1.5, 3, 6, 12$  Hz y con un ancho de una octava ( $[f_c - f_c/2, f_c + f_c/2]$ ). La duración de cada una de las tres ventanas temporales se ha tomado igual a 15 s (Hoshiya, et al., 1991) de modo de asegurar que las mayores amplitudes de la onda S quedasen dentro de la primera ventana. El inicio de la primera ventana se ha definido visualmente a partir de la llegada de la onda S. Seguidamente se ha estimado la envolvente de cada traza filtrada calculando su RMC en cada ventana. Para la normalización de la coda, se ha medido la amplitud de la envolvente en una ventana de 15 s de duración centrada en un lapso de tiempo de 70 s. En la Fig. 4.32 se muestra un ejemplo de sismograma con las ventanas de S y de coda seleccionadas para el análisis. Para cada sismograma analizado el programa graba en un archivo ASCII los datos de las amplitudes espectrales, las energías y la frecuencia central del filtro, indicando además la distancia hipocentral, el tiempo de inicio de la primera ventana, el lapso de tiempo de coda elegido así como la información que permite identificar el evento y la estación correspondiente.

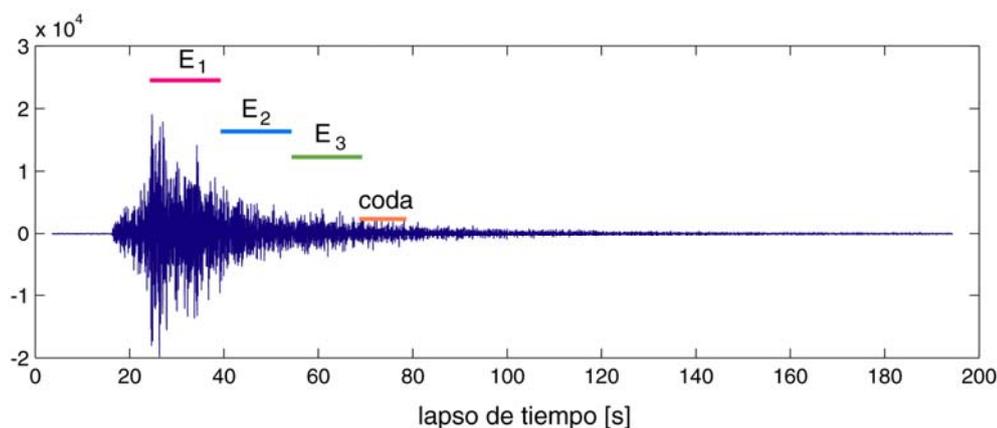


Fig. 4.32.- Ejemplo de sismograma regional. Los segmentos E1, E2 y E3 indican la posición y duración de las tres ventanas temporales sucesivas para el cálculo de la energía integrada en el MLTWA y "coda" marca la porción de la coda a  $t > 2t_s$  utilizada para la normalización.

La (2.120) resume las correcciones realizadas sobre cada amplitud de energía integrada haciendo el cociente entre las amplitudes de la energía de cada ventana y la energía de una ventana en la coda a un lapso de tiempo fijo mayor que  $2t_s$  y multiplicando por  $4\pi r^2$  para la corrección por expansión geométrica ya que se asume un frente de onda esférico para la onda S.

Se han analizado por separado los datos de sismos corticales (0-40 km) e intermedios (40-150 km). A fin de investigar la existencia de posibles variaciones laterales de la

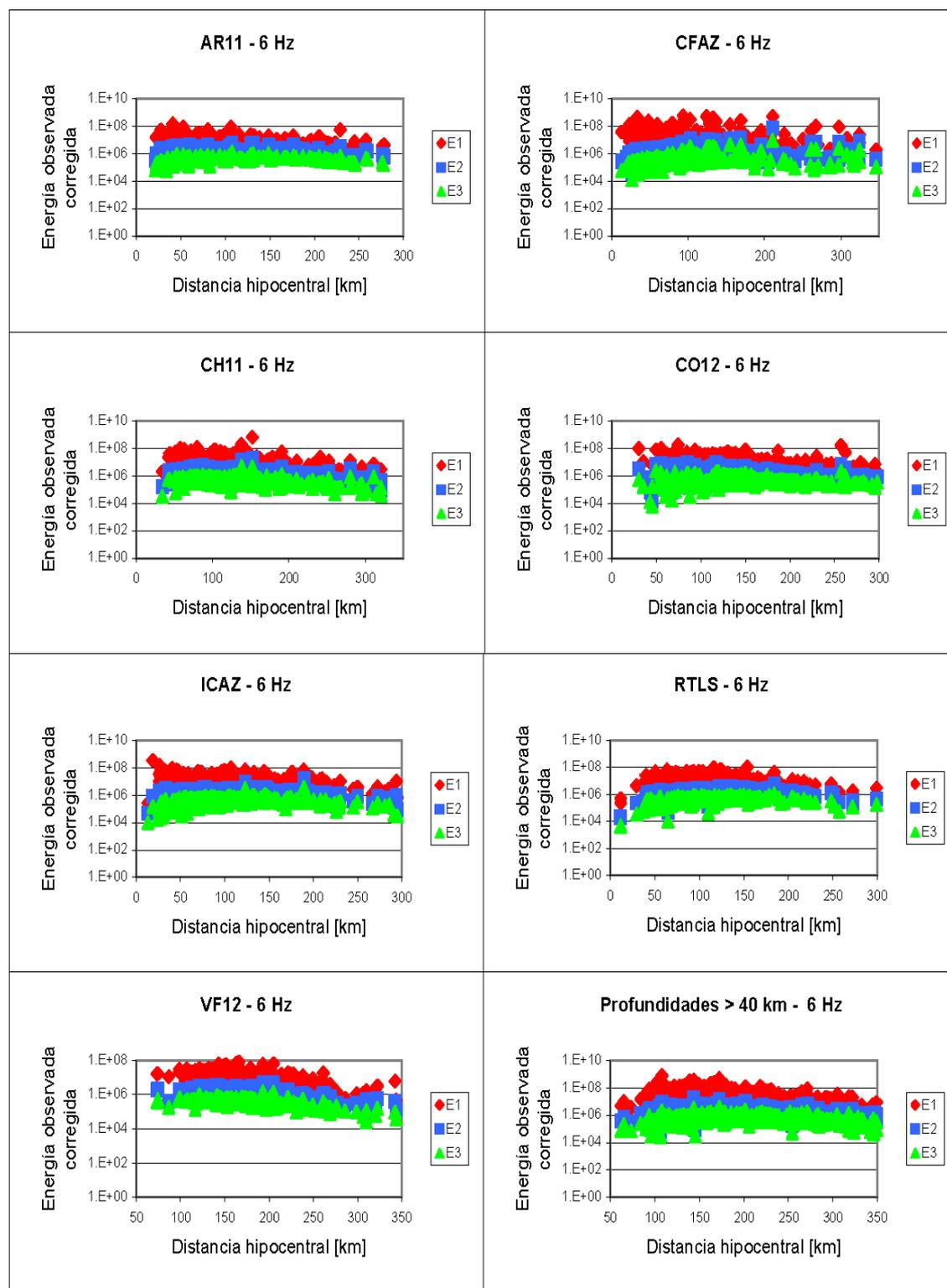


Fig. 4.33.- Ejemplos de energías integradas observadas en función de la distancia fuente receptor y para cada uno de los grupos de eventos seleccionados para el análisis en ventanas temporales múltiples. E1, E2 y E3 son las energías medidas sobre la RMC de cada sismograma filtrado en este caso a 6 Hz, corregidas por normalización de la coda y expansión geométrica.

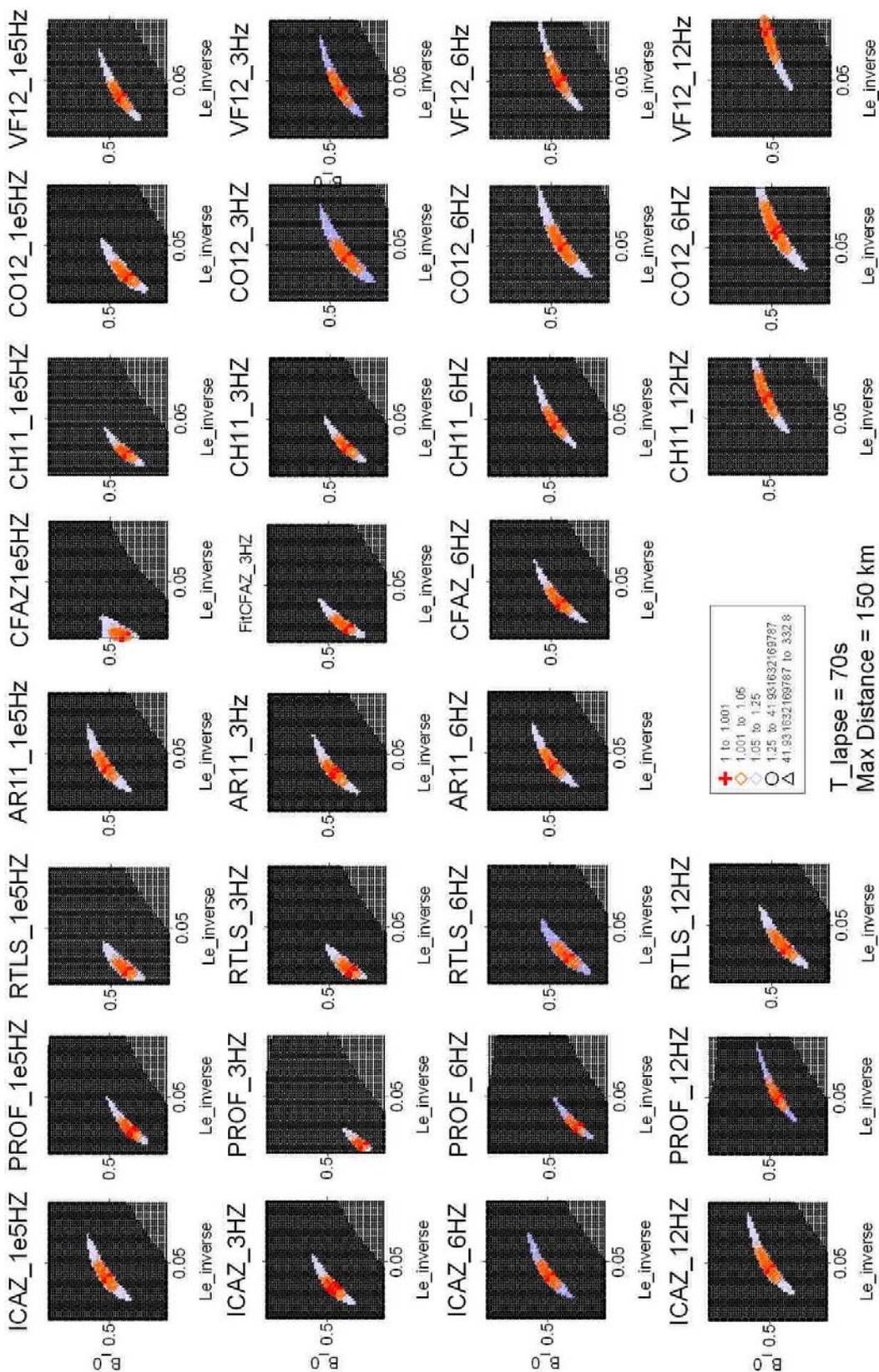


Fig.4.34.- Distribuciones de la función de desajuste de las energías teóricas respecto de los valores observados para una grilla de valores posibles y razonables de  $B_0$  y  $L_e^{-1}$  para todos los grupos de eventos analizados. En rojo se indica la ubicación de los mínimos de la función que corresponden a los parámetros del mejor ajuste.

atenuación en la corteza, se han agrupado las 23 estaciones sismológicas en 7 grupos de acuerdo a criterios de homogeneidad tectónica, de modo tal que los grupos considerados son los mismos que se han presentado en el método de Normalización de la Coda (Sección 4.2.3.1), es decir: W PC, E PC, E PC eb, SPP, S PC-CC b, W SP y E SP. En el caso de los sismos a profundidades intermedias se han considerado todos los datos reunidos en un único grupo dado que los focos se concentran en un volumen relativamente pequeño.

En la Fig. 4.33 se muestran los resultados de la distribución de energías integradas corregidas en función de la distancia para las trazas filtradas a 6 Hz de todas las estaciones para el caso de sismos intermedios y para cada grupo en los sismos corticales. Las energías integradas para sismos intermedios muestran menor dispersión en su distribución que las de sismos corticales. La mayor dispersión se observa en la primera ventana temporal debido a que el método no tiene en cuenta los efectos del patrón de radiación (Bianco et al., 2005) y también en las distancias mayores que 200 km en el caso de sismos corticales. La distribución de energía se ha ajustado sobre cada grupo de datos correspondientes a sismos en corteza hasta distancias hipocentrales de 90 km como máximo, para evitar la influencia de la atenuación en trayectorias que atravesaran áreas vecinas.

Una vez evaluadas las energías observadas para las tres ventanas en función de la distancia, el programa *Scat-Cad* (Bianco y Del Pezzo, 2002) ajusta el modelo de Zeng (1991) a los datos del mismo modo que en Bianco et al. (2005). Mediante una función de desajuste norma L2 (2.121), es decir por mínimos cuadrados, se aplica un método de búsqueda exhaustiva en una grilla de valores razonables y posibles de  $L_e^{-1}$  y  $B_0$ . Las amplitudes teóricas son calculadas en cada punto de la grilla con la (2.116), integradas en cada ventana (2.119) y corregidas también por normalización de la coda y expansión geométrica del mismo modo que los datos reales (2.120). Sus valores se parametrizan en términos de los coeficientes de la atenuación intrínseca y de *scattering* ( $\eta_i, \eta_s$ ), expresados a su vez en función de  $Q_i$  y  $Q_s$  mediante  $\eta_{i,s} = 2\pi f / \nu Q_{i,s}$ , donde  $\nu$  es la velocidad media de las ondas S y  $f$  es la frecuencia. En este análisis se ha asumido una velocidad de S igual a 4.36 km/s, estimada como promedio pesado dentro del volumen atravesado por las ondas en sus trayectorias.

Siguiendo a Bianco y Del Pezzo (2002), el mínimo de la función de desajuste se busca gráficamente sobre la grilla de valores calculados normalizados por su mínimo (Fig. 4.34). La significación de cada estima y sus intervalos de error se han calculado mediante una distribución F o de Fisher-Snedecor (Vargas Sabadías, 1995) a un nivel de confianza del 70%,

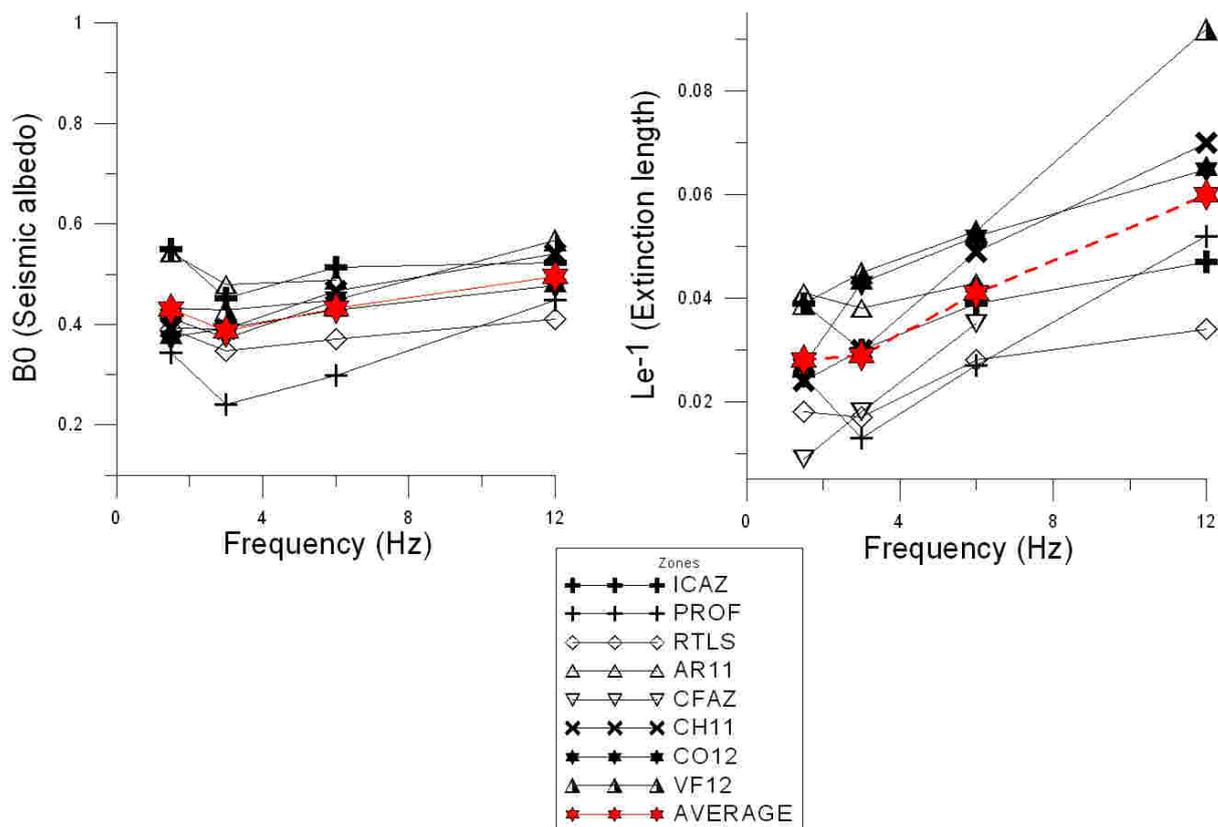


Fig. 4.35.- Valores de  $L_e^{-1}$  y  $B_0$  obtenidos para todos los grupos analizados. Las estrellas rojas indican valores medios para todos los eventos y profundidades. A partir de estos resultados se ha decidido reunir a los eventos corticales en un único grupo considerando el valor medio de sus parámetros como representativo de corteza para toda la RNC.

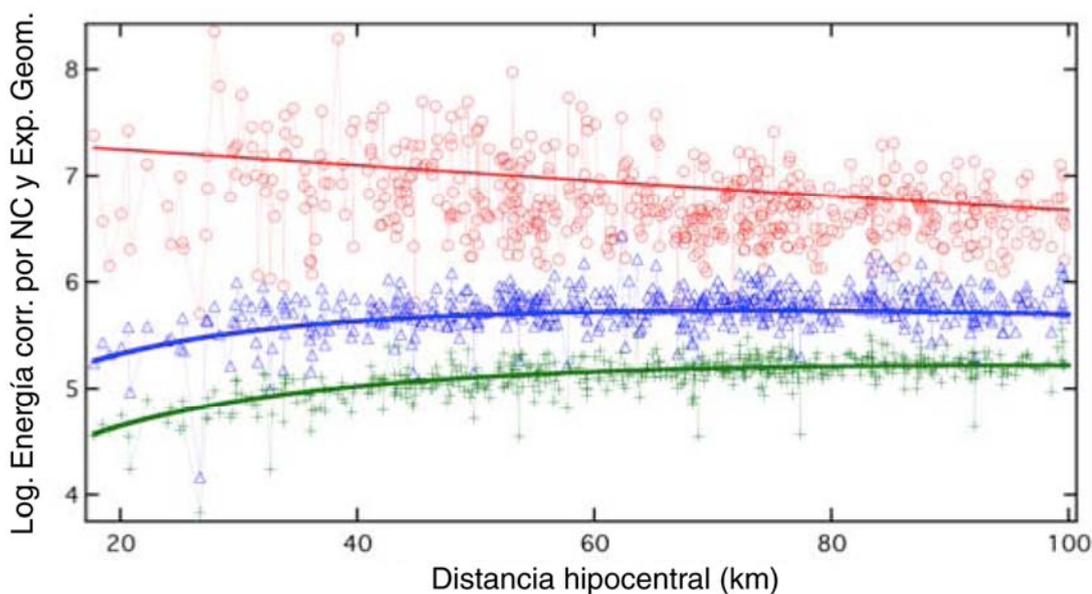


Fig. 4.36.- Ejemplo de la distribución del Log. de la energía corregida por normalización de la coda y expansión geométrica en función de la distancia hipocentral para eventos superficiales a 6 Hz. Los círculos rojos corresponden a la ventana  $E_1$ , triángulos azules representan  $E_2$  y cruces verdes a  $E_3$ . Las líneas sólidas muestran los mejores ajustes teóricos del MLTWA.

utilizando para ello el cociente entre las dos variables aleatorias cada una de ellas con un número de grados de libertad  $N_{df} = N_{data} - 2$ , donde  $N_{data}$  es el número de datos y 2 es el número de variables independientes. En este caso todas las soluciones con residuos normalizados más grandes que 1.1 son estadísticamente diferentes (Badi et al., 2009).

Al analizar los resultados correspondientes a todos los grupos de estaciones para eventos corticales se ha visto que, dentro de los rangos de error, estos presentan valores similares de  $L_e^{-1}$  y  $B_0$  (Fig. 4.35). Por esta razón se han considerado los promedios de los resultados para todos los grupos de eventos superficiales como parámetros característicos de corteza, extendiéndose la distancia del ajuste hasta 100 km.

La Fig. 4.36 muestra un ejemplo de las energías integradas corregidas en función de la distancia a frecuencias centradas en 6 Hz para eventos superficiales junto a las curvas teóricas que mejor ajustan la distribución en cada ventana temporal. En la Tabla 4.6 se presentan los valores de  $L_e^{-1}$  y  $B_0$  (y los valores asociados de  $\eta_i$  y  $\eta_s$ ,  $Q_i$  y  $Q_s$ ) seleccionados indicándose el

Frequency (Hz)	B0	Le <sup>-1</sup>	$\eta_i$	$\eta_s$	Qi <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>
1,5	0,46	0,039	0,021	0,018	0,008	0,007
3	0,42	0,042	0,024	0,018	0,005	0,003
6	0,45	0,055	0,03	0,025	0,003	0,002
12	0,52	0,078	0,037	0,04	0,002	0,001

Tabla 4.6.- Arriba: Ajustes del MLTWA para eventos corticales.  $B_0$  (albedo sísmico) y  $L_e^{-1}$  (inverso de la longitud de extinción) están afectados por un error inferior al 4% y 20% respectivamente para un nivel de dispersión aceptado de  $1\sigma$  (desviación estándar), 7% y 35% para  $2\sigma$  y 10% y 50% a  $3\sigma$ .

Abajo: Ajustes del MLTWA para eventos a profundidades intermedias.  $B_0$  y  $L_e^{-1}$  están afectados por un error inferior al 8% y 40% respectivamente para un nivel de dispersión aceptado de  $1\sigma$ .

Frequency (Hz)	B0	Le <sup>-1</sup>	$\eta_i$	$\eta_s$	Qi <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>
1,5	0,34	0,031	0,02	0,01	0,007	0,004
3	0,24	0,016	0,012	0,004	0,002	0,0007
6	0,3	0,034	0,023	0,01	0,002	0,0009
12	0,45	0,065	0,036	0,03	0,002	0,001

porcentaje de error de acuerdo al nivel de dispersión aceptado para los datos de eventos corticales e intermedios (Badi et al., 2009). Los resultados se dan en forma gráfica en la Fig. 4.37a y 4.37b, donde se ve el comportamiento de  $\eta_i$  y  $\eta_s$  con la frecuencia así como la de sus asociados  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$

### 4.3.1.2 INTERPRETACIÓN

Como se observa de la Fig. 4.37a,  $Q_i^{-1}$  para eventos corticales es mayor que  $Q_i^{-1}$  para eventos intermedios a las frecuencias de 3 y 6 Hz, mostrando que la atenuación intrínseca aumenta del manto a la corteza. Aún cuando el MLTWA incluye implícitamente las fugas de energía hacia el interior terrestre además de las pérdidas reales por absorción, se asume que los valores estimados de  $Q_i^{-1}$  están principalmente asociados a las propiedades anelásticas de las estructuras geológicas complejas de la región. Por otra parte, el  $Q_s^{-1}$  obtenido de eventos intermedios es mucho menor que el  $Q_s^{-1}$  de eventos corticales (Fig. 4.37b), mostrando una disminución del scattering al pasar de corteza a manto, probablemente debido a la mayor homogeneidad estructural del manto litosférico atravesado por las ondas sísmicas. A profundidades corticales,  $Q_i^{-1}$  es similar a  $Q_s^{-1}$ , indicando una contribución similar de ambos procesos de atenuación. En cambio,  $Q_s^{-1}$  es mucho menor que  $Q_i^{-1}$  en el manto litosférico, lo que puede interpretarse como una mayor contribución de la absorción anelástica por sobre la atenuación de *scattering*.

Es interesante comparar los valores de  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$  obtenidos con los valores promedios regionales de la atenuación de ondas coda y ondas S,  $Q_c^{-1}$  y  $Q_d^{-1}$ , obtenidos sobre el mismo conjunto de datos e intervalos de profundidad 0-40 km y más de 40 km. El promedio regional de  $Q_c^{-1}$  se ha calculado a partir de los ajustes de envolventes de coda con coeficiente de correlación mayor que 0.9 y un lapso de tiempo de 90 s. Este lapso de tiempo corresponde a un elipsoide de *scattering* con un semieje mayor de longitud cercana a 120 km según el modelo de velocidad utilizado (Pulli, 1984). Esta distancia es próxima a los 100 km considerados como distancia máxima en el ajuste del MLTWA. Para esta comparación se han elegido los resultados promedios regionales del método SBS por dos razones. En primer lugar a fin de evitar la dispersión observada en los resultados regionales del SIS (Fig. 4.5) a un lapso de 90s para la base de datos completa. En segundo lugar, por el hecho de que el ajuste regional obtenido por el SBS para distancias de hasta 100km se aproxima al promedio de los valores obtenidos por el SIS sobre grupos de estaciones con distancias máximas de 200 km coincidiendo con lo observado por Ibáñez et al. (1991).

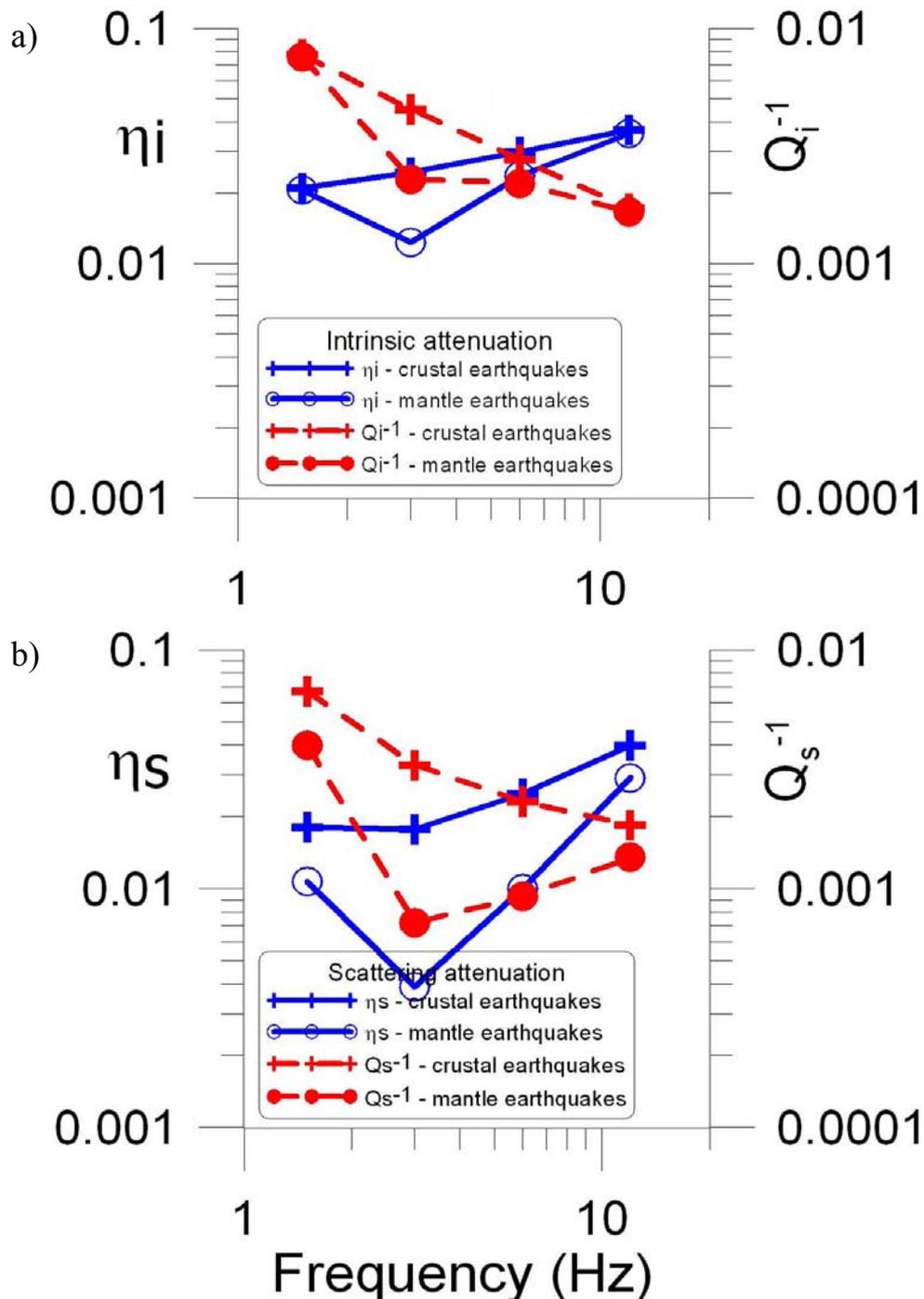


Fig. 4.37.- Resultados de la atenuación intrínseca y de scattering para eventos superficiales e intermedios obtenidos por el MLTWA en función de la frecuencia. En azul se muestran los valores de  $\eta_i$  y  $\eta_s$ , los coeficientes de atenuación y en rojo los valores de  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$ . Los círculos indican valores en el manto y las cruces señalan los resultados en corteza. a) Valores de  $\eta_i$  y  $Q_i^{-1}$  y b) valores de  $\eta_s$  y  $Q_s^{-1}$  (Badi et al., 2009).

El valor de  $Q_d^{-1}$  se ha estimado aplicando el método de Normalización de la Coda del modo descrito en la Sección 4.2.3.1. Se ha seleccionado una ventana de 10 s de duración ubicada en el comienzo de la onda S y una ventana de coda de 10 s de duración, centrada a un tiempo de referencia de 90s. La corrección de la amplitud de la coda al tiempo de referencia se ha hecho, cuando fue necesario, mediante los valores de  $Q_c$  obtenidos por SBS. Los

valores de  $Q_d^{-1}$  se han estimado mediante un ajuste lineal ortogonal en el intervalo de 40 a 250 km de distancia hipocentral.

En las Fig. 4.38a y 4.38b se comparan los valores medios de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_T^{-1}$  estimados por el MLTWA con  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_d^{-1}$ . Como ya se había visto en la determinación de la atenuación de ondas coda, en los promedios regionales no se observan variaciones importantes de  $Q_c^{-1}$  con la profundidad y en ambos intervalos de profundidades focales sus valores se aproximan al  $Q_i^{-1}$  estimado por el MLTWA. Este resultado coincide con las observaciones realizadas en muchos trabajos (e. g. Sato y Fehler, 1998, Secciones 5.1 a 7.2). Como era de esperarse, los valores de  $Q_d^{-1}$  son similares a los de  $Q_T^{-1}$  obtenidos sumando  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$  en manto y corteza. Las importantes diferencias en los valores de  $Q_s^{-1}$  para manto y corteza indican que el scattering se concentra principalmente en corteza. A 3 Hz, se observa una interesante anomalía en el comportamiento de  $Q_s^{-1}$  con la frecuencia que podría estar indicando, de acuerdo con la (2.21), cierta relación entre el tamaño predominante de los dispersores y la longitud de onda.

Las claras diferencias observadas en la región de Nuevo Cuyo entre el *scattering* a profundidades corticales e intermedias, pueden interpretarse en términos de los diferentes volúmenes de tierra donde las ondas son dispersadas. Las ondas dispersadas generadas a profundidades intermedias involucran un volumen que comprende el manto litosférico por encima de la placa de Nazca en la zona de subducción plana, mientras que las ondas generadas por los terremotos superficiales se encuentran principalmente atrapadas en una corteza altamente heterogénea. El MLTWA da estimaciones de valores medios de los parámetros de atenuación intrínseca y de scattering en dichos volúmenes por lo que sus diferencias se refieren a diferencias en los valores medios de las propiedades de *scattering* y anelasticidad de los medios.

El predominio de la atenuación intrínseca en el manto litosférico puede ser explicado por la presencia de agua u otros fluidos liberados en la litósfera continental por la dinámica del proceso de subducción. Esto concuerda con la relación establecida por Booker et al. (2005a) entre las variaciones de la resistividad eléctrica observadas y la distribución de sismicidad intermedia y cortical en la región. La gran heterogeneidad que se deduce de los resultados de la atenuación en corteza, coincide con la complejidad tectónica de la placa continental en la región de Nuevo Cuyo donde se encuentran tanto las mayores alturas de la Cordillera de los Andes (6959 m), como la presencia de valles, una tectónica de piel fina y fallas inversas reactivadas sobre un basamento cristalino.

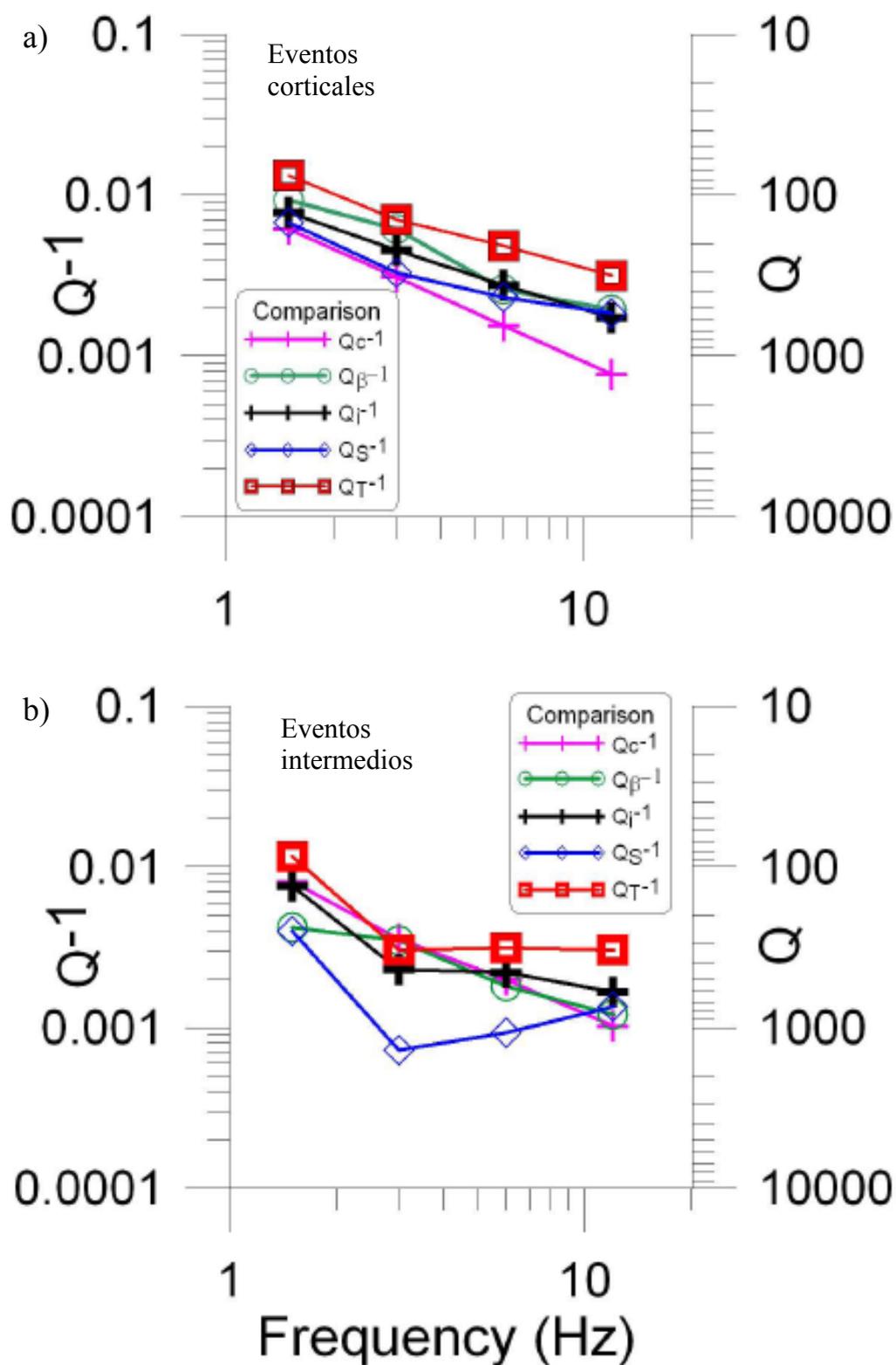


Fig. 4.38. Comparación entre los valores medios de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_T^{-1}$  estimados por el MLTWA con  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_\beta^{-1} = Q_d^{-1}$  obtenidos por SBS y NC respectivamente, para (a) terremotos corticales y (b) terremotos intermedios (Badi et al., 2009).

## 4.3.2 MÉTODO DE WENNERBERG (MWe)

### 4.3.2.1 APLICACIÓN Y RESULTADOS

El método de Wennerberg (1993), MWe, permite realizar de manera sencilla la separación de la atenuación intrínseca y de *scattering* a partir del conocimiento de la atenuación de la onda directa y de su coda, utilizando las (2.128) y (2.129). En dichas ecuaciones  $Q_d$  hace referencia a la atenuación total calculada sobre la onda directa, mientras que  $Q_c$  es la atenuación de las ondas dispersadas en la coda. En este caso, habiéndose analizado la atenuación de codas de S, debe entenderse a  $Q_d$  como el correspondiente a las ondas S directas.

La atenuación de ondas coda se ha estimado en función de la frecuencia y del lapso de tiempo según los métodos de *Back-Scattering* Simple y *Scattering* Isótropo Simple. La atenuación de ondas S se ha analizado por el método Espectral y por el de Normalización de la Coda, en ambos casos en función de la frecuencia y de la distancia hipocentral.

Para poder calcular la variación de  $Q_i$  y  $Q_s$  con el lapso de tiempo, se necesita estimar  $Q_d$  para tiempos de viaje comparables a los lapsos de tiempo medidos en la coda. Esto significa que si  $t_c$  es el lapso de tiempo de la coda, el tiempo de propagación de la onda directa deberá ser  $t_s \leq t_c/2$  para que se cumpla la validez de la comparación de Wennerberg (1993) entre el SBS y la aproximación híbrida de Zeng (1991) al scattering múltiple (SDZ). La base de datos utilizada en este trabajo cuenta con una gran variedad de distancias hipocentrales que llegan hasta los 500 km aproximadamente y con profundidades de hasta 150 km por lo que se dispone de un amplio rango de tiempos de propagación de la onda directa. Por otro lado dado que los factores de calidad son positivos por definición, la (2.128) exige que  $Q_d < Q_c$  para obtener soluciones razonablemente posibles de  $Q_s$ .

Utilizando el método Espectral se han aplicado dos tipos de ajustes, uno por estaciones para intervalos de tiempo de propagación seleccionados a partir de los datos y otro promediando el efecto de la atenuación a nivel regional (Giampiccolo et al., 2007). En la primera aproximación, se han calculado valores de  $Q_d$  para tiempos de viaje que van de los 20 s a 100 s como máximo, obteniéndose resultados para las estaciones CH11, CH12, CO12, CO13, RTLS, RTCB y RTMC en el caso de los eventos superficiales y para CH12, CO11, CO12, CO13, RTCB, RTLL y RTMC en el caso de eventos intermedios. En el ajuste regional, se han utilizado los mismos intervalos de tiempo que en el ajuste por estaciones pero estimando un único valor de  $Q_d$  promediando los ajustes del decaimiento espectral para todas las estaciones.

En el método de Normalización de la Coda, en el caso de eventos superficiales, se han hecho los ajustes del factor de calidad para distancias de hasta 350 km, agrupando las estaciones en 7 grupos de acuerdo a criterios de homogeneidad tectónica (Fig. 4.29). Los datos de eventos intermedios han sido reunidos en un solo grupo para obtener una distribución promedio para toda la región, evaluándose ajustes del factor de calidad en dos intervalos de distancia hipocentral, por encima y por debajo de los 250 km de acuerdo a las tendencias observadas.

De este modo, en el caso del ME, se dispone de tiempos de propagación de S por debajo de los 100 s en eventos superficiales e intermedios, lo que implica tiempos de coda del orden de 190-200 s. En el caso del método de NC, para los eventos superficiales, las distancias máximas de 350 km equivalen a un tiempo promedio de propagación de la onda directa de unos 95 s a una velocidad media de S de 3.7 km/s. Para eventos intermedios, se puede suponer un tiempo de propagación de 58 s aproximadamente, para distancias máximas de 250 km y velocidad promedio de 4.3 km/s.

Los ajustes regionales del SBS y SIS se han podido efectuar en lapsos de tiempo a partir de 40 s. A profundidades intermedias han dado resultados con comportamientos similares en todos los lapsos de tiempo. En cambio a profundidades corticales los valores del factor de calidad del SIS se apartan notablemente del SBS por debajo de los 180 s y ambos métodos, muestran un comportamiento anómalo del exponente que describe su variación con la frecuencia para lapsos de tiempo cortos, cercanos a 40 s. Por lo tanto, dada la estabilidad de las soluciones para lapsos de tiempo largos puede suponerse la validez del método utilizando longitudes de coda largas, de 120 s o de 190 s según sea el tiempo de propagación de la onda S directa. Los ajustes de  $Q_c$  seleccionados para este análisis, son los efectuados según el método de SBS para los mismos grupos de estaciones del método de Normalización de la Coda.

En primer lugar se ha hecho la separación de la atenuación intrínseca y de *scattering* tomando los valores de  $Q_d$  obtenidos con el ME para cada estación, asignando sus valores o el promedio de ellos, al grupo al que pertenecen. Los valores de  $Q_c$  se eligieron para un lapso de tiempo de coda de 190 s de acuerdo a los tiempos de propagación de la onda S empleados en el ajuste del método espectral. Reemplazando en las (2.128) y (2.129) se resolvieron las ecuaciones de segundo grado que resultan del despeje de las mismas, obteniéndose los valores de  $Q_s$  y  $Q_i$  por el MWe. En la Fig. 4.39 se presentan los valores posibles de  $Q_s^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$  y  $Q_T^{-1}$

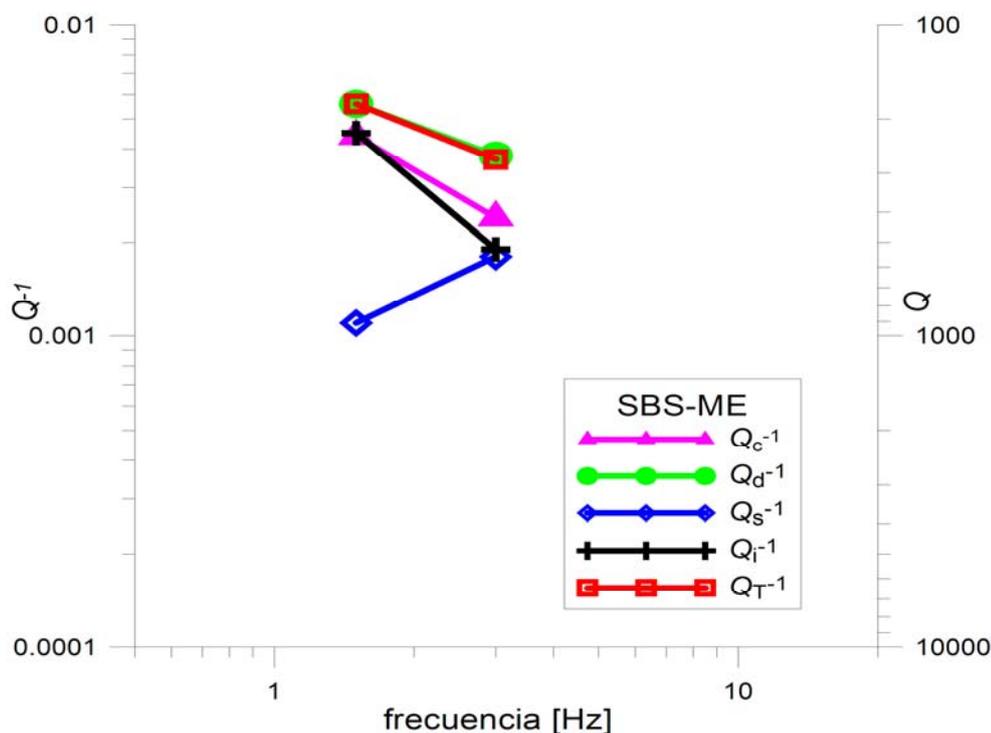


Fig. 4.39.- Valores promedio regionales de la separación de la atenuación intrínseca,  $Q_i^{-1}$ , y de scattering,  $Q_s^{-1}$ , en función de la frecuencia mediante la aproximación de Wennerberg (1993) al scattering múltiple de Zeng (1991), utilizando los ajustes de  $Q_c$  del método de Back- Scattering Simple y de  $Q_d = Q_s$  mediante el Método Espectral.

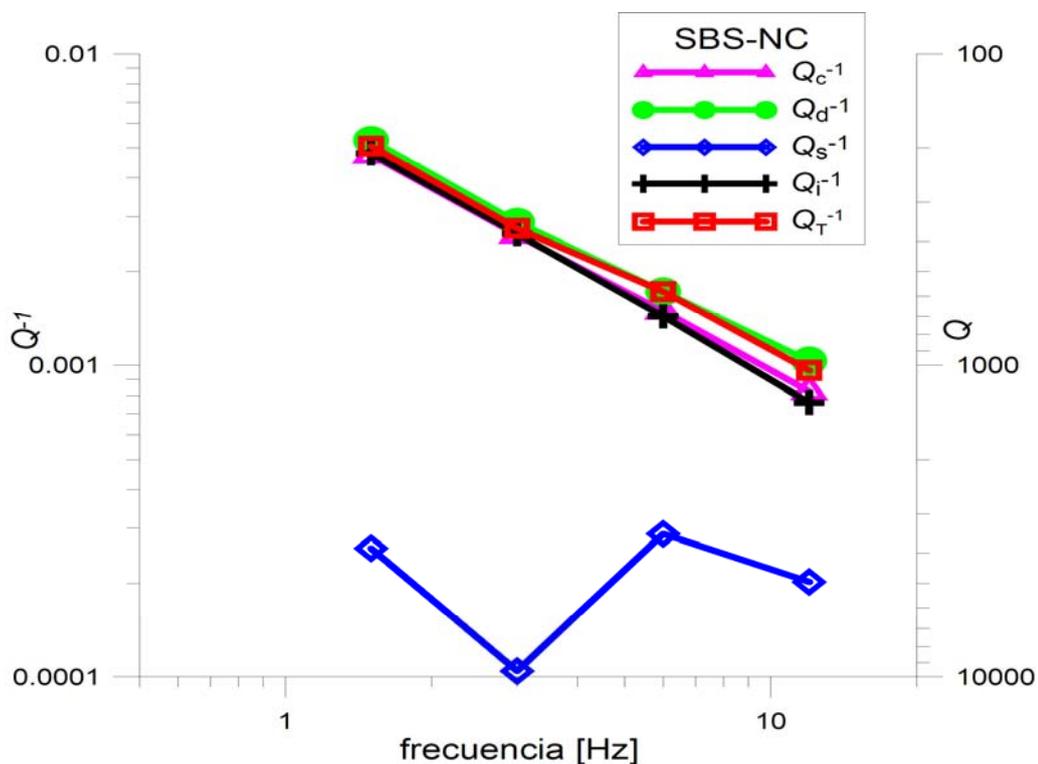


Fig. 4.40.- Valores promedio regionales de la separación de la atenuación intrínseca,  $Q_i^{-1}$ , y de scattering,  $Q_s^{-1}$ , en función de la frecuencia mediante la aproximación de Wennerberg (1993) al scattering múltiple de Zeng (1991), utilizando los ajustes de  $Q_c$  del método de Back- Scattering Simple y de  $Q_d$  mediante el Método de Normalización de la Coda.

medios obtenidos para el caso de eventos superficiales. Comparándolos con los valores empleados de  $Q_c^{-1}$  y  $Q_d^{-1}$ , se observa que  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_d^{-1}$  y  $Q_i^{-1}$  presentan la misma tendencia mientras que  $Q_s^{-1}$  crece con la frecuencia. La atenuación por *scattering* resulta mucho menor que la de origen intrínseco a 1.5 Hz, dado que  $Q_d^{-1}$  y  $Q_c^{-1}$  toman valores próximos entre sí, como se deduce de la (2.128) (Wennerberg, 1993). Sin embargo, para 3 Hz, la influencia de la atenuación por *scattering* es similar a la absorción intrínseca. Por otra parte  $Q_i^{-1}$  se mantiene próximo a  $Q_c^{-1}$  y la atenuación total estimada como suma de  $Q_s^{-1}$  y  $Q_i^{-1}$ , es próxima a  $Q_d^{-1}$ . Se ha considerado también la separación de  $Q_s$  y  $Q_i$  empleando los ajustes medios regionales del ME en ambos rangos de profundidad, pero en este caso, los valores de  $Q_d$  estimados superan ampliamente a los valores de  $Q_c$ , por lo que no puede aplicarse la (2.128).

En segundo lugar, se ha realizado la separación de  $Q_s$  y  $Q_i$  mediante la combinación de los resultados del SBS y del NC. En este caso, se han tomado los ajustes de  $Q_c$  para lapsos de tiempo de 190 s en eventos superficiales y de 120 s en el caso de eventos intermedios, dado que los ajustes de  $Q_d$  se han efectuado hasta distancias máximas de 350 km y 250 km respectivamente. Resolviendo el sistema de ecuaciones con las nuevas variables y seleccionando los valores razonables y posibles de  $Q_s$  y  $Q_i$  se ha elaborado la Fig. 4.40. A frecuencias entre 1 y 12 Hz,  $Q_i^{-1}$  permanece cercano a  $Q_c^{-1}$  mientras que  $Q_s^{-1}$  prácticamente coincide con  $Q_d^{-1}$ . La atenuación intrínseca y la total disminuyen con la frecuencia como ya se había observado anteriormente. Nuevamente la atenuación por *scattering* resulta ser muy débil y esto se debe a que los valores de  $Q_d^{-1}$  se encuentran próximos a los de  $Q_c^{-1}$ . Los resultados de la atenuación por *scattering* no permiten establecer una dependencia clara con la frecuencia. Relacionando al *scattering* con la densidad de heterogeneidades, a la longitud de onda con la dimensión de las mismas y a la variación de la atenuación con la frecuencia con la

Ajuste Wennerberg	Frecuencia [Hz]	$Q_c^{-1}$	$Q_d^{-1}$	$Q_s^{-1}$	$Q_i^{-1}$
SBS-ME	1.5	0.0044	0.0056	0.0011	0.0045
	3	0.0024	0.0038	0.0018	0.0019
SBS-NC	1.5	0.0047	0.0053	0.0003	0.0048
	3	0.0026	0.0029	0.0001	0.0026
	6	0.0015	0.0017	0.0003	0.0014
	12	0.0008	0.0011	0.0002	0.0019

Tabla 4.7.- Comparación de valores promedio de la atenuación de ondas coda ( $Q_c^{-1}$ ), ondas transversales directas ( $Q_d^{-1}$ ), *scattering* ( $Q_s^{-1}$ ) y absorción intrínseca ( $Q_i^{-1}$ ) para la Región de Nuevo Cuyo según la aproximación de Wennerberg al *scattering* múltiple de Zeng. SBS-ME indica que la resolución del método se hizo con ajustes del Método Espectral para ondas directas y del Back-Scattering Simple para codas, mientras que SBS-NC indica que se utilizaron ajustes del método de Normalización de la Coda para ondas directas y del SBS para codas.

distribución de dichas dimensiones (Sección 2.1.2) puede decirse que, según esta aproximación, la densidad de los dispersores no guarda clara relación con sus dimensiones.

La Tabla 4.7 presenta los valores promedio regionales de  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_d^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_i^{-1}$  obtenidos por la aproximación de Wennerberg mediante el método espectral y el método de normalización de la coda.

### 4.3.2.2 INTERPRETACIÓN

El método de Wennerberg para la separación del *scattering* y la absorción intrínseca resulta ser de muy sencilla aplicación, pero son numerosas las consideraciones que deben hacerse sobre los datos, tal como se ha visto en la sección anterior. Además sus soluciones se ven afectadas por la propagación de los errores en la determinación de la atenuación de ondas directas (ME, NC) y de ondas coda (SBS) por lo que sus resultados deben considerarse como una aproximación, sobre todo para aquellos métodos en que la implementación debe aún ser optimizada.

En la mayoría de las aplicaciones del MWe a datos reales que se encuentran en la bibliografía, los tiempos de propagación de S empleados son muy cortos y los rangos de distancia, pequeños, como es en el caso de la sismología volcánica (Del Pezzo et al., 1995, Martínez Arévalo, 2005). En este trabajo se ha contado con lapsos de tiempo entre 40 y 200 s para las ondas coda y distancias de hasta 350 km o tiempos de viaje de hasta 100 s, para el análisis de ondas S directas. Viendo que en la atenuación de ondas directas los mejores ajustes se daban a distancias grandes y que en la atenuación de ondas coda los dos métodos de ajuste convergen a lapsos de tiempo largos, involucrando volúmenes de *scattering* de escala regional, se ha realizado la separación de  $Q_s$  y  $Q_i$  mediante el método de Wennerberg (1993) en lapsos de tiempo largos. Los resultados obtenidos se interpretan como valores medios regionales tanto en superficie como en profundidad, ya que lapsos de tiempo de 190 s y distancias hipocentrales máximas del orden de 300 km implican profundidades máximas de los elipsoides cercanas a los 400 km, de acuerdo a la hipótesis de Pulli (1984). Por lo tanto, pueden asignarse los valores de  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$  a los efectos de la atenuación intrínseca y de *scattering* en una capa que abarca el espesor del sistema de placas Sudamericana–Nazca yuxtapuestas e inclusive el manto astenosférico por debajo de ellas hasta profundidades apenas por encima del inicio de la zona de transición en el manto según los modelos globales (Dziewonski, 2005).

Del análisis de los valores  $Q_s^{-1}$  y  $Q_i^{-1}$  obtenidos, puede estimarse que la atenuación intrínseca juega un rol preponderante en el proceso de subducción y es muy próxima a la

---

atenuación de ondas coda. Este resultado puede compararse con los valores obtenidos en el MLTWA a profundidades intermedias. Según la aproximación de Wennerberg y de acuerdo a los valores de la atenuación total observados en la región, la atenuación por *scattering* resulta ser muy débil. En el caso de la región de Nuevo Cuyo, donde los procesos geodinámicos establecidos en la subducción incluyen modificaciones de geotermas, deshidratación de placa oceánica, anisotropías en el flujo convectivo del manto, fusión parcial y tensiones tectónicas de gran magnitud, entre otros, todos ellos interrelacionados, siendo causa y efecto a la vez, es lógico pensar que el proceso de atenuación dominante por encima de los 400 km de profundidad sea la absorción intrínseca.