TOMOGRAFIA DE Qc EN UN SECTOR DEL PIEDEMONTE LLANERO COMPRENDIDO ENTRE LOS DEPARTAMENTOS DE META Y CUNDINAMARCA

Juan Pablo Durán Tovar
Luis Alberto Briceño G.
Carlos Albero Vargas-Jimenez

Introducción

El sistema de fallas del Piedemonte Llanero conforma uno de los sistemas de fallas más activos de los Andes del Norte y por ello diversos estudios han recomendado estudios mas detallados, debido a que este sistema de fallas representa una posible fuente sismogénica de alta capacidad destructora en ciudades como Bogotá y Villavicencio (Ingeominas, 1998). Sin embargo no se ha contemplado el parámetro de atenuación de la energía sísmica en la zona, el cual permitiría evaluar las condiciones tectónicas de la región y en ultimas clasificar la peligrosidad de posibles fuentes sismogénicas

Un mecanismo para determinar las condiciones de atenuación de una zona, son las ondas Coda que son ondas retrodispersadas resultado de la suma de ondas primarias dispersadas por la interacción con dispersores o heterogeneidades y por lo tanto su atenuación en la amplitud es debida principalmente a las condiciones tectónicas de la región donde se registro el sismo mas que a la misma trayectoria recorrida por la onda desde las fuente hasta la estación sismológica, aspecto que finalmente se traduce en la posibilidad de caracterización de una región en función de su actividad geotectónica. La tomografía Qc es una herramienta que permite ver como varia la atenuación en profundidad.

Marco tectónico

La cordillera oriental corresponde a la "inversión tectónica" de una antigua cuenca sedimentaria. El origen de la cuenca esta ligado probablemente con la apertura del Océano Atlántico y del Caribe, a media que Norte América y Sudamérica se separaban (Triásico a Cretácico inferior). Posteriormente la extensión pudo estar relacionada con la formación de una cuenca de ante arco (backarc basin) generada por la subducción hacia el este de la placa del Pacifico (Cretácico Superior). La cuenca se extendía desde el sur de Colombia hasta Venezuela y estaba limitada por grandes fallas normales situadas en ambos flancos de la misma. Estas fallas afectaban el basamento Paleozoico y Precámbrico del cratón y buzaban con ángulos de 50- 60° hacia el interior de la cuenca. El espesor de los sedimentos dentro de la cuenca es muy variable, alcanzando en algunos sectores hasta 8 km de profundidad. Durante la fase compresiva del Terciario las fallas normales que limitaban la cuenca fueron reactivadas en falla inversa con componente de rumbo dando origen ala cordillera Oriental. Las fallas del flanco occidental de la cuenca originaron el sistemas de falla del Magdalena; las fallas del flanco oriental originaron el sistema de fallas del Piedemonte Llanero (Ingeominas, 1998).

A lo largo de la margen oriental de la Cordillera Oriental, se prolonga una amplia zona de fallamiento de tipo compresional conocido como sistema del Piedemonte Llanero o Sistema Frontal de la Cordillera Oriental que esta asociado con la reactivación de antiguas fallas originadas durante una fase extensiva de edad Jurásica y Cretácea. El sistema de fallas del Piedemonte llanero ha sido identificado como una antigua falla normal que ha tenido un desplazamiento inverso del orden de 20 km durante el Terciario. La región se caracteriza por presentar una alta actividad sísmica con sismos de todo tipo de magnitud y de profundidades focales hasta unos 50 o 60 km que son asociables a la actividad de esta zona de fallamiento. Además análisis de los principales rasgos geomorfologicos señalan una alta actividad neotectónica lo que indica que el proceso orogenico en la cordillera no ha cesado (Ingeominas, 1998).

Desde el punto de vista estructural se han formulado modelos de tectónica epidérmica de cobertera para toda la Cordillera oriental, en donde un nivel de despegue separa del sustrato antiguo de la para toda la Cordillera. Sin embargo la dificultad principal que tiene el aplicar cualquier modelo de escamación en la cordillera Oriental, radica en que no existe un contraste ideal entre el basamento cristalino frágil y poco susceptible a plegarse y una cobertera sedimentaria con propiedades mecánicas muy distintas, separados entre si por un horizonte dúctil de deslizamiento (Kammer & Mojica, 1996). Mas aun teniendo en cuenta las relaciones estructurales observadas en la región de Chingaza en donde se demuestra una concordancia entre

las deformaciones y el plegamiento que afecta al basamento precretáceo, respecto a las deformaciones y el plegamiento que afecta a la cobertera. Por lo tanto el modelo que propone un despegue restringido a un horizonte particular debe ser abandonado en las áreas donde exista una deformación entre el sustrato precretácico y su cobertera (Mora y Kammer,1999).

Metodología

Para obtener la variación espacial de las ondas coda, se asumió un medio homogéneo con velocidad y densidad constante, donde las fluctuaciones son debidas a dispersores homogéneos que están distribuidos aleatoriamente, tales como: fracturas, fallas contrastes de densidad y anomalías de velocidad. Donde la fuente (en este caso el foco) y el dispersor no son coincidentes, por tanto se utilizo el modelo de Dispersión Isotropa Simple de Sato para calcular el valor de Qc

De acuerdo a la expresión de Sato expuesta anteriormente y linealizandola se obtuvo:

$$\ln\left[\left(\frac{As}{Ac}\right)^2 K(t/ts)\right] = \ln\left[\frac{1}{n_0 \sigma V t}\right] - \frac{W}{Qc}(t-ts) \quad (1)$$

esta expresión tiene la forma de la ecuación de una recta, $Y = mx + b$, asumiendo Y igual a

$$Y = \ln\left[\left(\frac{As}{Ac}\right)^2 K(t/ts)\right] \quad (2)$$

la pendiente como

$$mx = -\frac{W}{Qc}(t-ts) \quad (3)$$

y el intercepto como

$$b = \ln\left[\frac{1}{n_0 \sigma V t}\right] \quad (4)$$

Entonces el valor de Qc se obtiene a partir de una simple regresión linear sobre sismogramas filtrados en unos rangos frecuencia Vargas y Mora (2000).

Siguiendo la metodología empleada por Aki y Chouet (1975) se analizaron los sismogramas en tres bandas centradas a 1.5, 3, 6 y 12 Hz con sus respectivos anchos de banda de 1, 2,4 y 8 Hz. Y por regresión linear se calculo el valor de Qc a 1 Hz.

De acuerdo al modelo de Sato el comienzo de la onda coda puede ser asumida inmediatamente después del arribo de la onda S, para este trabajo se asumió el inicio de la coda 20 segundos después del arribo de la onda S.

Regionalización de Qc

Para estimar la variación espacial de la atenuación de las ondas coda (Qc^{-1}) en un medio tridimensional, se amplio la expresión propuesta por Puli (1984) para modelar las amplitudes de las ondas coda por medio de elipses, a una expresión elipsoidal de la forma

$$\frac{x^2}{(vT/2)^2} + \frac{y^2}{(vT/2)^2} + \frac{z^2}{(vT/2)^2 - R^2/4} = 1 \quad (5)$$

donde R es la distancia entre la fuente y la estación, v es la velocidad de la onda S, x,y son las coordenadas en superficie y T es igual a dos veces el tiempo de arribo del la onda S (t_s) mas la mitad del tiempo usado para calcular el Qc o ventana de coda (t_v), que se expresa como

$$T = 2t_s + \frac{t_v}{2} \quad (6)$$

Si T es el tiempo total que las ondas coda necesitan para recorrer la región comprendida entre la estación y el epicentro a velocidad constante con un coeficiente de atenuación Q_0^{-1} y t_i es el tiempo que gasta una onda coda para recorrer una región con un coeficiente de atenuación Q_{0i}^{-1}. De acuerdo a Vargas (2000) podemos relacionar el resultado efectivo de Q_0^{-1} al camino de atenuación por la relación

$$\frac{1}{Q_0} = \sum \frac{t_i}{T} \sum \frac{1}{Q_{0i}} \quad (7)$$

donde ti/T representa la fracción de tiempo respecto al tiempo total que las ondas coda necesitan para recorrer la región comprendida entre la estación y el epicentro a velocidad constante. Para un medio tridimensional, la expresión (7) se expresa como un hiperplano de la forma

$$\frac{1}{Qo} = \frac{t_{ijk}}{T_i}\frac{1}{Q_{ijk}} + \ldots + \frac{t_{i+1jk}}{T_i}\frac{1}{Q_{i+1jk}} + \ldots + \frac{t_{nmp}}{T_i}\frac{1}{Q_{nmp}} \quad (8)$$

que relaciona el valor de Q_0^{-1} de cada elipsoide con la fracción de tiempo respecto al tiempo total que las ondas coda necesitan para recorrer la región (en este caso una celda de 3 dimensiones) con un valor de atenuación Q_i^{-1}, para un evento registrado en una estación (ver figura)

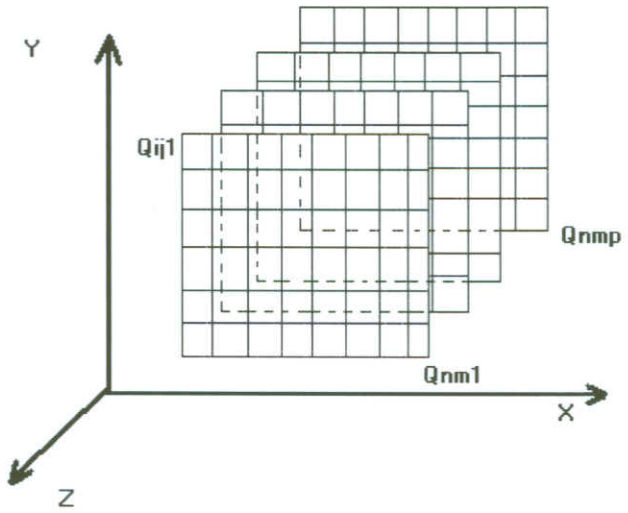

Fig No 1. Representación de la matriz tridimensional de Qc, n y m es le numero de filas y columnas respectivamente y p es el numerode capas

La anterior expresión la podemos expresar de la forma AX=Y. Siendo A, X y Y

$$Ak = \frac{t_{ijk}}{T_k} + \ldots + \frac{T_{i+1\,jk}}{T_i} + \ldots + \frac{t_{nmp}}{T_i} \quad (9)$$

$$Xk = \frac{1}{Q_{ijk}} + \ldots + \frac{1}{Q_{i+1\,jk}} + \ldots + \frac{1}{Q_{nmp}} \quad (10)$$

$$Y = \frac{1}{Q_o} \quad (11)$$

Para determinar el valor de atenuación en cada celda, se utilizo la inversión por mínimos cuadrados amortiguados.

Datos

Fueron seleccionados 367 eventos en formato digital de las estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) registrados por la estación Chingaza, para el periodo comprendido entre septiembre de 1993 y Junio de 2002, cuya profundidad focal fuera menor a 60 km. El rango de magnitud estos eventos vario entre 1.4 y 5.5 (ver figura No 2) y sus epicentros se localizaron principalmente a lo largo de sistema de fallas del Piedemonte Llanero.

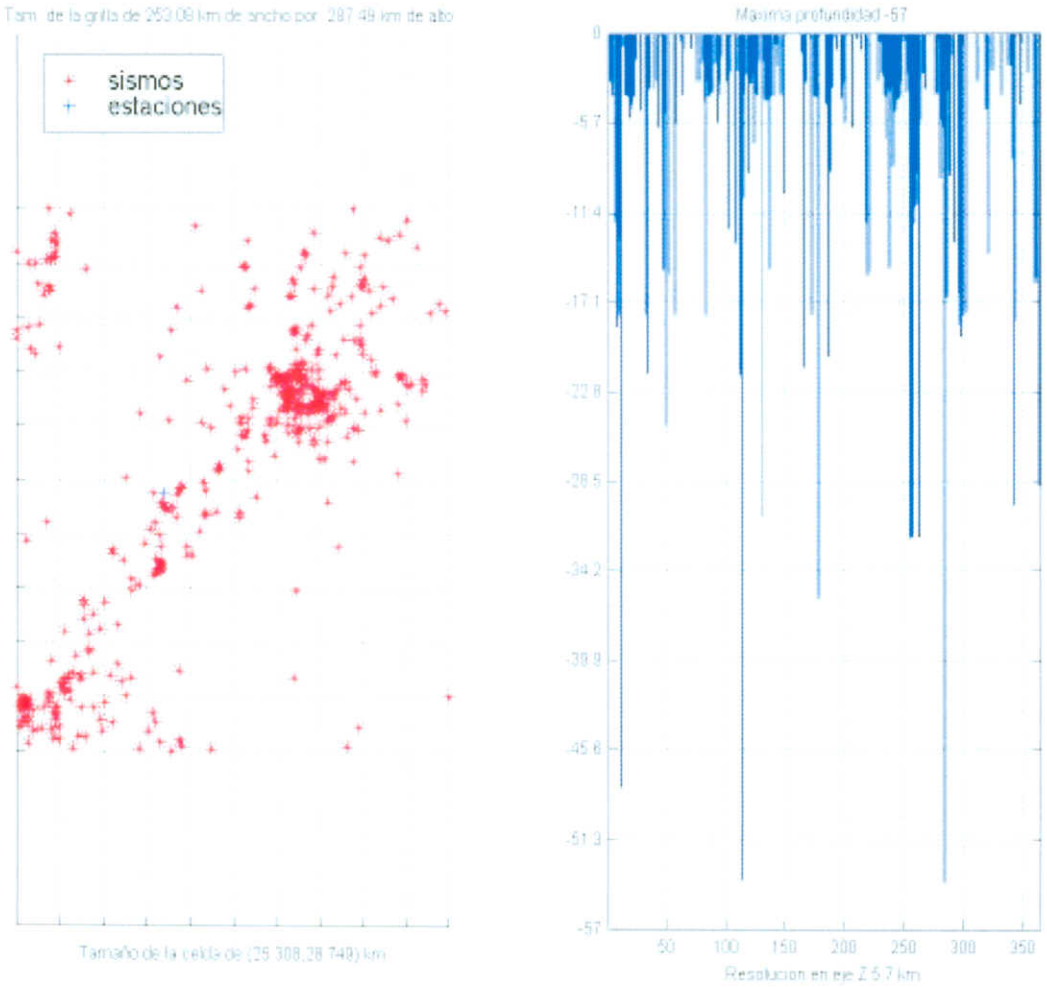

Fig. No 2. (a) Localización de los epicentros de los sismos utilizados para calcular la tomografía de Qc. (b) Profundidad de los hipocentros.

Resultados y discusión

Al observar las variaciones laterales y en profundidad de la atenuación, se aprecia una franja de anomalías de atenuación con dirección SW –NE, siguiendo la dirección del sistema de fallas del Piedemonte Llanero que coincide con la anomalía de Bouger (ver figura 3) De sur a norte el contraste de atenuación aumenta con un valor máximo en la parte media (sector de Monterrey) además de presentar un cambio de dirección hacia el SE (ver figura no 4 y 5). Esta anomalía alta se presenta hasta mas o menos 40 km de profundidad. A partir de esta profundidad, la atenuación disminuye. Por el contrario en la parte inferior de la anomalía, alcanza una profundidad máxima de 20 km (ver figura 6)

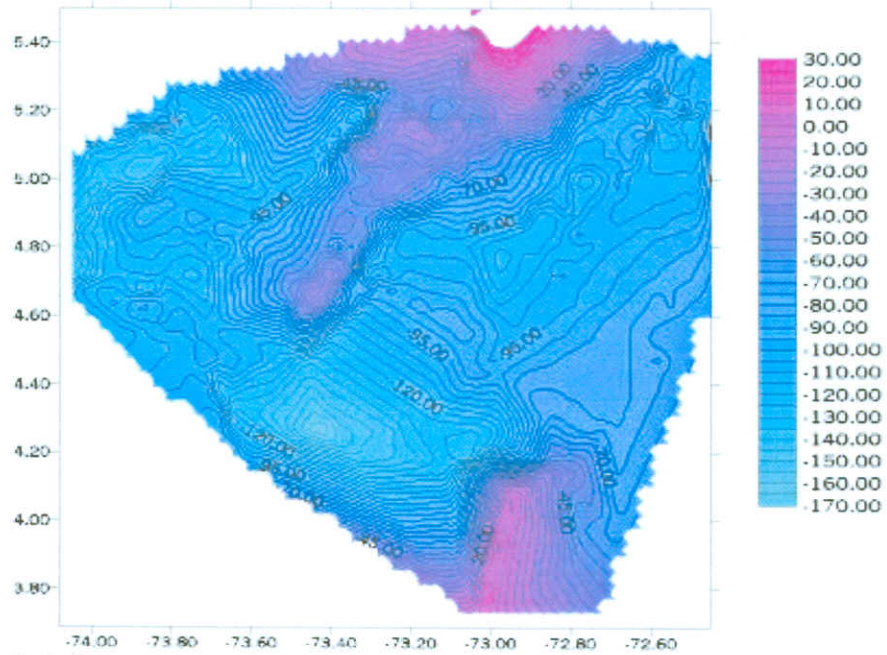

Fig. No 3. Anomalía de Bouger