

La hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera: Aplicación en el área de Colombia The brittle-ductile interaction hypothesis: The Colombian case study

E. Tarela¹, L.G. Pujades¹

¹Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, España ester.tarela@upc.edu, phone: 34-68093273

INFORMACIÓN DEL ARTICULO

Historial del artículo:

Recibido 31-07-2013 Aceptado 22-11-2013 Publicado 20-12-2013

Palabras Claves: Interacción frágil-dúctil Q de coda Predicción sísmica

Article history:

Received 31-07-2013 Accepted 22-11-2013 Available 20-12-2013

Keywords: Brittle-ductile interaction Coda-Q Earthquake prediction Resumen

Se analiza la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera y su relación con la ocurrencia de grandes terremotos en tres estaciones de la red colombiana. El estado de tensiones de la zona frágil está caracterizado por la sismicidad. La atenuación de las ondas de coda representa el estado tensional de la zona dúctil. A través de la correlación cruzada entre las series temporales de estos dos parámetros se cuantifica el acoplamiento entre las partes frágil y dúctil de la litosfera. Se desarrolla y aplica una nueva técnica que mediante ventanas temporales móviles permite, de una forma sencilla la visualización y cuantificación del (des)acoplamiento entre las partes y su relación con la ocurrencia de grandes terremotos. Los resultados corroboran las hipótesis, mostrando una buena correlación entre las series, lo que implica el acoplamiento entre las partes, durante periodos de calma sísmica. Esta correlación se rompe de forma drástica antes de la ocurrencia de un gran terremoto en la región. El modelo explica el retraso relativo entre las series temporales de los parámetros involucrados. Establece que la parte frágil alcanza el punto de rotura debido a la acumulación de tensión, por lo que es incapaz de seguir el proceso de carga que tiene lugar a través de la zona de transición frágil-dúctil debido a la saturación, lo que puede ser un buen indicador de la próxima ocurrencia de un gran terremoto.

Abstract

We test the brittle-ductile interaction hypothesis of the lithosphere and its relation with the occurrence of major events in three sites in Colombia. The stress state of the brittle partis characterized by the seismicity. The attenuation of the coda waves represents the stress state of the ductile part. The relation between the stress state of the brittle and the ductile part of the lithosphere is quantified through the cross-correlation of the seismicity and the attenuation time series. The new model we developed uses a four year moving time window to draw the cross-correlation time function allowing an easy visualization of the evolution of the (de)coupling of the parts. The results agree with the hypothesis, showing a good correlation between the time series, meaning a strong coupling of the stress states of the brittle and ductile parts, during calm periods. This correlation breaks abruptly before de occurrence of a major earthquake in the tested areas. The model explains the delay between the time series of the involved parameters establishing that the brittle part reaches a breaking point being unable to follow the loading processes through the brittle-ductile transition zone due to stress saturation, which can be an indicator of the future occurrence of a major earthquake.



1. Introducción

Fue [1] ChouetChouet, B. 1979. Temporal Variation in the Attenuation of Earthquake Coda near Stone Canyon, California. Gephys. Res. Lett. 6: 143-146. quien realizó las primeras observaciones que relacionaban la variación temporal de la atenuación de las ondas de coda con la actividad volcánica, estableciendo una relación entre un aumento en la energía de las ondas de coda de alta frecuencia con un aumento de la ocurrencia de terremotos de magnitud similar (sismicidad) y con un cambio en la forma del espectro, asociado a un descenso en los valores del factor de calidad de las ondas de coda (aumento de la atenuación). Más adelante, Jin y Aki (Jin A, Aki K. 1989. Spatial and Temporal Correlation between Coda Q and Seimicity and Its Physical Mechanism. J. Gophys. Res. 94:14041-14059., Jin A, Aki K. ([2], [3]), a partir de un análisis detallado de la correlación entre la evolución de y la sismicidad, establecen que, bajo determinadas condiciones, ambas series evolucionan de forma similar y sugieren que la variación temporal de podría estar relacionada con un aumento de las fracturas de cizalla en la parte dúctil de la litosfera, lo que causaría un aumento en la atenuación, así como de las tensiones en la parte frágil, favoreciendo la ocurrencia de sismos de una magnitud determinada. Jin y Aki llaman magnitud característica (M_c) a esta magnitud y la asocian con un tamaño de fractura típico de la zona. Aki [4] confirma este modelo según el cual, durante el periodo normal del proceso de carga, la evolución temporal de sismicidad y atenuación es simultánea, pero cuando la tensión acumulada en la parte frágil alcanza el punto de rotura debido a la deformación en la parte dúctil, este acoplamiento se rompe y la correlación entre ambas series se debilita o desaparece (véase también [5] y [6]). Cuando esto ocurre se espera un cambio en las propiedades mecánicas del sistema y la parte frágil se está preparando para un gran terremoto. Este cambio en el modo de carga puede romper la correlación simultánea y positiva entre Q_c^{-1} y $N(M_c)$.

Según el modelo, la sismicidad y la atenuación de la coda en una región muestran una correlación positiva en periodos de calma, esto es, un aumento de la sismicidad se corresponde con un aumento de la atenuación y viceversa; esta correlación se rompería en períodos cercanos a la ocurrencia de grandes terremotos. Se propone aquí una técnica que, además de analizar la correlación de estos parámetros, permite estudiar su evolución temporal. Aporta un aspecto novedoso permitiendo observar y analizar la variación temporal de la similaridad (correlación) o disimilaridad (no-correlación) de las series temporales de sismicidad y atenuación que va a permitir proponer criterios cuantitativos para el establecimiento de períodos de calma, en el que son poco probables grandes terremotos, y periodos potencialmente activos durante los cuales la probabilidad de ocurrencia de un gran terremoto es alta

2. El método

Como hilo conductor para la explicación del método se ha tomado uno de los casos estudiados por Jin et al. (2004). En él se aportan evidencias sismológicas que apoyan la hipótesis de la interacción frágil-dúctil que rige los procesos de carga y descarga del sistema litosfera-astenosfera y cuya manifestación más relevante es la ocurrencia de terremotos de diversas magnitudes. En estudios previos, (Jin y Aki, 1989, 1993) ya estudiaron las series temporales de sismicidad y atenuación para el período entre 1940 y 1991, usando la estación Mount Hamilton (MHC) en California Central. Jin et al (2004) extienden este periodo hasta 2003 usando la estación CoeRanch (CCO). La Figura 1 muestra la región de estudio y el detalle da la zona de California Central.



Figura 1: Zona de estudio de Jin et al. (2004)

Pueden observarse las dos estaciones y el epicentro del terremoto de Loma Prieta que, con una magnitud (MS) de 7.1, sacudió el área de la Bahía de San Francisco a las 5:04 (hora local) del 17 de octubre de 1989 y que es usado como test de la pérdida de correlación de las series de sismicidad y de atenuación antes de la ocurrencia de grandes terremotos.



2.1 Sismicidad. Caracterización de la zona frágil

Dada una estación sísmica, se define una zona de influencia y una magnitud umbral. La zona de influencia suele definirse mediante un círculo centrado en la estación, siendo el radio de este círculo la llamada distancia efectiva, d_{ef} La magnitud umbral depende de la sismicidad de la región y de la calidad del catálogo. Jin et al. [5]. usan un valor de 3 para la magnitud umbral y una distancia efectiva def de 120 km (véase Figura 1). El comportamiento de la capa frágil se caracteriza entonces mediante la variación temporal de un parámetro que se define como el número de sismos dentro de una serie de terremotos consecutivos ocurridos en la zona de influencia, cuya magnitud cae dentro de un intervalo de media unidad de magnitud con origen en una magnitud típica o característica, que llamaremos Mc. Es decir el número relativo de terremotos con magnitud dentro del intervalo [Mc, Mc + 0.5]. Llamamos a este número crítico N (Mc) y suele darse en porcentaje. Para el análisis de este parámetro se ha usado la magnitud local ML

Jin et al Jin A, Aki K, Liu Z, Keilis-Borok, VI. 2004. Seismological Evidence for the Brittle-Ductile Interaction Hypothesis on Earthquake Loading. Earth Planets Space, 56:823-830.definen la frecuencia relativa de terremotos como el número de terremotos de magnitud comprendida en el intervalo [4.0, 4.0 + 0.5] entre 100 terremotos consecutivos de magnitud mayor o igual que 3 con epicentros dentro del círculo centrado en la estación y radio igual a la distancia efectiva Def de 120 km. Para calcular la serie temporal usan el catálogo ANSS (AdvancedNationalSeismicSystem) para California Central. Las ventanas temporales quedan definidas por 100 terremotos consecutivos un solapamiento de 25 sismos. El valor N (Mc) se asigna al tiempo definido por la mediana estadística de las horas origen de los 100 terremotos que intervienen en el conteo. De esta forma queda construida la serie temporal N (Mc,t). Como puede observarse, la construcción de la serie temporal NMC (t) es crítica y no está exenta de la toma de decisiones basadas en prueba y error y/o en la opinión experta del que efectúa el análisis. Además de la magnitud umbral, que suele definirse a partir del análisis de completitud del catálogo, y de la magnitud del terremoto característico, que dependerá de las características geotectónicas de la región, el número de terremotos a elegir y que definen la longitud de cada ventana así como el solape entre ventanas, dependen de la cantidad y calidad de los datos.

2.2 Atenuación. Caracterización de la zona dúctil Q_c^{-1}

Para determinar el inverso del factor de calidad de las ondas de coda, Jin et al [5] usan el método de Aki y Chouet [7] que supone coincidencia fuente-estación y que la coda observada en los sismogramas se compone de ondas retro-dispersadas una vez (dispersión simple) en dispersores distribuidos de forma homogénea y que las ondas sufren dispersión isótropa. Para un sismograma de un terremoto local la amplitud de la coda A (t f) en el instante de tiempo t con frecuencia f puede expresarse como:

$$A(t | f) = A_0(f)t^{-1}exp(-Bt)$$
⁽¹⁾

donde $A_0(f)$ es el término de la fuente, *t*-1 representa la expansión geométrica correspondiente a ondas internas y *t* es el intervalo de tiempo medido a partir del tiempo origen del sismo. B es el término que define el decaimiento de la coda, que a su vez, se define como:

$$B = \pi f Q_c^{-1} \tag{2}$$

donde Q_c^{-1} es el inverso de factor calidad de las ondas de coda y f es la frecuencia de las ondas sísmicas correspondientes.

Para construir las series temporales de Q_c^{-1} Jin y Aki ([2], [3]) usaron registros verticales de sismómetros Wood Anderson, que tienen la respuesta de amplitud con un pico alrededor de 1.5 Hz, y seleccionaron terremotos de magnitudes entre 2.8 y 3.5 ocurridos dentro de un círculo de radio 60 km y centrado en la estación de MHC. El decaimiento de la coda se ajusta a través de la pendiente de su envolvente. Los detalles se describen en Jin et al. (2004). El inicio del intervalo de tiempo considerado en la coda se sitúa en dos veces el tiempo de viaje de las ondas S y el final se sitúa en el instante t que llega antes entre los dos siguientes: a) 80 s y b) cuando la relación señal/ruido es dos. De esta forma la región muestreada por las ondas de coda es aproximadamente de 120 km de acuerdo a la teoría de retro-dispersión simple, coincidiendo con la distancia efectiva utilizada para calcular la serie de sismicidad. Para hallar la serie temporal de la atenuación, Jin et al. (2004) consideran que, para obtener valores estables de $Q_{\mathcal{C}}^{-1}$, se requieren entre 10 y 15 medidas. Finalmente, promedian los valores individuales de 11 sismos consecutivos con un solape de 4 terremotos. El tiempo t que se asigna al valor así obtenido es la mediana estadística de los tiempos correspondientes a los 11 sismos considerados. De esta forma queda construida la serie temporal $Q_{c}^{-1}(t)$.



Existen otras técnicas de estimación del factor de calidad de la coda que permiten tener en cuenta que el epicentro y la estación no se hallan en el mismo punto. En este trabajo se usa la técnica de Sato ([8], [9]). El modelo de Aki y Chouet[7]supone que la fuente sísmica y el receptor coinciden en el espacio, lo cual simplifica los cálculos pero solamente describe las ondas para tiempos de llegada superiores al doble del tiempo de llegada de la onda S [10]. Esto obliga a rechazar muchos sismogramas útiles como, por ejemplo, casos con una relación señal-ruido baja, o si la distancia epicentral es muy grande. El modelo de dispersión isótropa simple de Sato ([8], [9]) generaliza el modelo de retro-dispersión simple para fuente y receptor no coincidentes en el espacio, ampliando considerablemente la ventana temporal útil en cada sismograma, que ahora podrá comenzar justamente al inicio de la coda.

Por lo demás, ambos modelos consideran radiación esférica (ondas internas), dispersión isótropa y una distribución de dispersores aleatoria, homogénea e isótropa en el espacio. La expresión operativa para el cálculo del inverso del factor de calidad Q_c es:

$$ln\left[\frac{A_{obs}(f|r,t)}{k(r,\alpha)}\right] = lnC(f) - \left(\frac{\pi f}{Q_c}\right)t$$
⁽³⁾

con:

$$k(r,\alpha) = \left(\frac{1}{r}\right) K(\alpha)^{0.5}$$

$$K(\alpha) = \left(\frac{1}{\alpha}\right) ln \left[\frac{\alpha+1}{\alpha-1}\right], \quad \alpha = t/t_{s}$$
(4)

Donde A_{abs} es la amplitud cuadrática media o rms observada de las formas de onda filtradas a una frecuencia central $f \vee c (f)$ es una constante. Así, la atenuación de las ondas de coda Q_c^{-1} puede obtenerse de forma sencilla de la pendiente de la gráfica [A obs $(f \mid r,t) \vee s$, para cada frecuencia central considerada. Las bandas de frecuencia aplicadas serán de la forma, de esta forma, al ser la dependencia frecuencial de la atenuación exponencial, a escala logarítmica quedarán bandas equiespaciadas y sus anchos serán iguales también en esta escala. En la Figura 3 se realiza este cálculo para el sismograma ejemplo de la Figura 2. Antes de calcular la atenuación de coda, se pre-procesan las señales, como se muestra en la Figura 2. La corrección de la línea base, el filtrado, usando un filtro pasa-banda de orden 6 entre 1 y 20 Hz y la aplicación del lapso de tiempo utilizado para calcular la atenuación, .

Ajustando los valores obtenidos en la Figura 3 a la ley de dependencia frecuencial:

$$Q_{c}^{-1}(f) = Q_{0}^{-1}(f/f_{0})^{-\eta}$$
(5)

Tomando como frecuencia de referencia, se tiene el valor de para cada sismograma que cumple las condiciones de calidad y las limitaciones de localización y magnitud (4).

En cada caso, se calculará la atenuación de las ondas de coda para cada evento con magnitud local y considerando diferentes lapsos de tiempo, El tamaño del área de muestreo dependerá de la distancia foco-receptor y de la longitud de la ventana temporal que se considere.

Así, si queremos considerar una región con una distancia máxima al receptor de, la ventana temporal que se considerará en cada sismograma será la mayor ventana para la que por una parte se obtenga un valor de con un coeficiente de correlación superior a 0.7 y que por otra satisfaga la relación, donde es la velocidad de las ondas S; es el tiempo de llegada de la onda S y es el lapso de tiempo o longitud de ventana temporal considerada. De esta forma la región que se muestrea en cada caso queda dentro de la zona definida por un círculo de centro en la estación y radio predefinido por la distancia Por otra parte, haciendo variable, aumentamos de forma significativa la cantidad de datos útiles. Más concretamente, el ancho de ventana considerada queda definido por la relación). Por ejemplo para una distancia efectiva y para una velocidad de las ondas S, suponiendo una distancia epicentral de 20 km se obtiene y para distancias epicentrales de 50 y 100 km se obtienen respectivamente y. Los ajustes obtenidos con coeficientes de correlación por debajo de 0.7 se rechazan.



Figura 2: Arriba la señal; en medio la señal filtrada; abajo la señal filtrada, y truncada un lapso de tiempo de 50 s. A la derecha los espectros de potencia de las tres señales.



CÁLCULO DE Q¹ POR BANDAS DE FRECUENCIA



Figura 3: Cálculo de Q_c^{-1} para las distintas bandas de frecuencia aplicadas.



Figura 4: Cálculo de **Q**₀⁻¹.¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.3. Análisis de correlación.

La correlación cruzada entre dos señales temporales, y, expresa la similitud o disimilitud entre ellas para diferentes desplazamientos de tiempo de una respecto de la otra. La correlación cruzada entre y se define como:

$$R_{ab}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} a(t)b(t+\tau)dt$$
 (6)

Se suele trabajar con la función de correlación normalizada, que toma valores entre 1 y +1 y que se define como:

$$\rho_{ab}(\tau) = \frac{R_{ab}(\tau)}{\sqrt{R_{aa}(\mathbf{0})R_{bb}(\mathbf{0})}}$$
(7)

cumpliéndose que:

$$|\rho_{ab}(\tau)| \le 1 \tag{8}$$

De esta forma las funciones de correlación normalizadas no dependen del escalado [11] pudiéndose comparar, entonces de forma homogénea, el grado de correlación entre funciones con diferentes escalados y de características diferentes dando información sólo del grado de similaridad-disimilaridad entre ellas.

Existen diferentes técnicas para estimar los coeficientes de correlación entre dos series temporales. La naturaleza de los datos usados conlleva que las series temporales y se definan en diferentes instantes de tiempo y, en consecuencia, los intervalos de tiempo entre los diferentes puntos no son constantes ni homogéneos para las diferentes series. Por lo tanto, el uso de técnicas convencionales de estimación de la correlación cruzada requiere que las series temporales sean interpoladas. Jin et al. [5]usan el Software Matlab (versión 6.3) para interpolar las series y para calcular las correlaciones cruzadas. Para ilustrar el análisis de correlación así como su potencial predictivo se van a usar las series temporales obtenidas para California Central por Jin et al. [5]y que sus autores aportan como evidencia sismológica de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil.

La 5 muestra ambas series para el periodo de 45 años (1941-1986) y su análisis de correlación.











Figura 5: Series temporales que caracterizan la zona frágil (arriba) y la zona dúctil para el período 1941-1986. Las series se han tomado de Jin et al. (2004). Análisis de correlación y un detalle de la misma para tiempos de retraso entre +10 y-10 años.



Las series temporales se han interpolado a paso fijo de 3 meses. Se observa una excelente correlación para un retraso de 3 meses de Q_0^{-1} con respecto a N (M_c)con un coeficiente de correlación de 0.71. En la misma 5 se detallan los coeficientes de correlación para corrimientos temporales relativos de las series de hasta +-10 años.

Sin embargo, de acuerdo a la hipótesis de la interacción frágildúctil, esta correlación puede romperse indicando que el proceso de carga y descarga del sistema frágil-dúctil se desacopla. Cuando esto ocurre es esperable un gran terremoto en la zona de influencia del análisis, es decir en la zona muestreada por las ondas de coda usadas para la construcción de la serie temporal. En la 6 se focaliza el análisis de correlación en el periodo 1981-1991. Mientras el coeficiente de correlación para retraso nulo baja a 0.22, se observa un alto coeficiente de correlación de 0.73 retrasando aproximadamente un año la serie de sismicidad respecto a la de atenuación. Obsérvese además cómo la atenuación sísmica tiende a aumentar en promedio entre el año 1982 y 1989 mientras que la sismicidad tiende a disminuir en el mismo período de tiempo.

Con el propósito de explorar un criterio cuantitativo que permita detectar la caída de correlación de las series y así evidenciar periodos en los que son más probables grandes terremotos, se procede de la forma siguiente: a) se toma una ventana de tiempo en la que se estudia la correlación y se avanza en el tiempo con ventanas de la misma duración temporal solapadas con la anterior; b) para cada ventana temporal, se asigna el valor de la correlación al último año o fecha de la ventana. De esta forma podemos monitorizar la variación de la correlación en el tiempo. El solapamiento entre ventanas nos permite definir el intervalo de muestreo de esta nueva serie. En la 7 se ha usado una longitud de ventana de 15 años con un solape de 14 años y medio.



Figura 6: Series temporales 1981-1991. Análisis de correlación para tiempos de retraso entre +6 y--6 años.

Se observa una buena correlación hasta finales del año 1987 un año y medio antes del terremoto de Loma Prieta. En esta figura, los cuadrados muestran el coeficiente de correlación para retraso nulo, los círculos muestran el coeficiente de correlación mayor que se obtiene para retrasos de \pm un año y los rombos para el intervalo definido por los retrasos de \pm un año y seis meses. Los tres parámetros son buenos indicadores de la variación de la correlación con el tiempo.



Figura 7: Evolución de la correlación de las series de atenuación y sismicidad anteriores.

Se han explorado los resultados al variar el tamaño de la ventana temporal móvil aplicada. Se observó que se obtenían series que presentaban series con un patrón similar pero con una mayor sensibilidad a variaciones locales y a pequeños desajustes entre las dos series al disminuir el tamaño de la ventana temporal sustancialmente (10 y 5 años). Es decir, las variaciones locales, producen oscilaciones más o menos rápidas o de alta frecuencia en una de las dos series de forma que aunque sigan una misma línea de largo periodo correspondiente a un mismo patrón de variación o temporal, desestabilizan el análisis de correlación ya que éstas pasan a dominar sobre la línea de tendencia.

Zaliapin et al [12] tratan de resolver la influencia de las variaciones locales mediante una técnica que permite analizar tendencias a diferentes escalas. Con todo, a nuestro entender, la técnica de análisis de tendencias multiescala no está exenta de toma de decisiones algo subjetivas, al definir los diferentes intervalos del análisis y éstas deben tomarse para cada serie temporal, siendo dificultosa su aplicación sistemática a diferentes series. Por este motivo, se ha preferido la nueva técnica aquí propuesta que se basa en el uso de ventanas móviles solapadas ya que solo requiere calibrar las ventanas a las series objeto de análisis y permite seguir la variación temporal de la correlación de una forma sistemática y automática.



5. Aplicación

El estudio se efectúa en Colombia, concretamente en tres estaciones en el territorio: Tolima (TOL), Prado (PRA) y Barichara (BAR).

El catálogo para construir la serie de sismicidad se obtiene a partir de la página web de la RSNC dependiente de Ingeominas. Las formas de onda fueron seleccionadas y enviadas por Joam Andrés Martínez, durante los años 2006 y 2007 y financiadas por los proyectos de investigación CGL-2005-04541-03-02/BTE y CGL-2008-00869/BTE. El periodo del análisis es, en los tres casos, 1993-2007, ya que de acuerdo a las informaciones de Ingeominas, no existía una base de datos suficiente antes de 1993. Al cierre de este trabajo tampoco se disponía de datos de formas de onda a partir del año 2007. Para las tres estaciones se ha considerado una distancia efectiva d_{ef} =150 km.

En la tabla 1 se muestra el número de formas de onda que se utilizan en cada estación tras descartar las que no cumplen los criterios de calidad necesarios para el análisis.

Estación	Lon ()	Lat ()	Actividad	№ formas de onda	
TOL	75.34	4.59	Media-alta. Sperficial.	329	
PARA	74.90	3.70	Media-alta. Superficial.	821	
BAR 73.18		6.64	Media-alta. Profunda-muy profunda	766	

Tabla 1: Localización, breve descripción de la actividad sísmica y número de formas de onda utilizadas.

La figura 8 muestra la distribución de estaciones y terremotos con magnitud mayor o igual que 5.5 ($M_L \ge 5.5$) ocurridos en el periodo del análisis y la 2 muestra los principales parámetros de estos terremotos especificando las estaciones en las que se van a usar para observar la correlación-no-correlación antes de su ocurrencia.

Se ha establecido M_c =4. Este valor es el que produce resultados más consistentes. Para construir las series de sismicidad además se consideraron diferentes pares (número de terremotos, solapamiento), obteniéndose buenos resultados a partir de (10,3). Finalmente, se seleccionan los pares (30,20) en las estaciones TOL y PRA y (100,50) en BAR. Los valores más elevados para BAR se justifican por la mayor sismicidad de la zona del nido de Bucaramanga. En el caso de las series de atenuación, para las tres estaciones se han considerado los valores medios de 11 sismos consecutivos con solapes de 4, asignando el punto a las medianas estadísticas de las horas origen.

Tabla 2 (derecha) : Terremotos de magnitud . Se indica en negrita la distancia a las estaciones afectadas.



Figura 8: Zona de estudio y terremotos de magnitud superior a 5.5.

También se ha probado usar los valores medios y los resultados obtenidos son consistentes y muy estables. Estas pruebas han puesto de manifiesto la robustez de la construcción de las series temporales de sismicidad y de atenuación.

Con respecto al tipo de interpolación se han probado los métodos 'lineal', 'más cercano', y 'polinómica a trozos' usando los métodos implementados en Matlab como 'linear', 'nearest', y 'spline' respectivamente. El método 'spline' usa interpolación cúbica. Los resultados son estables. Sólo en el caso de ventanas temporales largas, la interpolación por 'splines cúbicos' aumenta la correlación lo que se atribuye a un cierto suavizado de los datos que elimina oscilaciones de alta frecuencia. El método finalmente adoptado es el 'lineal'.

Referencia	Fecha	Lon	Lat	Prof	M_L	Distancia epicentral (km)		
Terremoto		(° <i>0</i>)	(°N)	(<i>km</i>)		(TOL)	(PRA)	(BAR)
Páez	06/06/1994	76.07	2.85	1.00	6.4	209.6	160.5	528.9
Cali	08/02/1995	76.74	4.13	102.0	6.6	163.3	209.5	482.5
Eje Cafetero	25/01/1999	75.70	4.43	0.1	6.1	43.7	120.2	371.4
La Uribe	23/11/2002	74.42	3.30	3.6	5.6	175.9	69.3	395.7
Bajo Baudó	15/11/2004	77.72	4.77	26.2	6.7	264.3	334.3	543.2
Quetame	24/05/2008	73.81	4.41	1.0	5.7	170.7	144.3	257.4
Bucaramanga	18/02/1994	73.31	6.74	154.9	5.7	327.8	380.8	18.1
Bucaramanga	14/04/1994	73.09	6.83	161.6	5.5	351.9	401.3	23.3
Bucaramanga	10/12/1994	73.17	6.82	152.7	6.1	344.9	396.0	20.0
Bucaramanga	01/01/1997	73.15	6.80	152.0	5.8	344.8	395.1	18.1
Bucaramanga	07/03/1997	73.35	6.72	140.7	5.5	323.1	376.8	20.7
Bucaramanga	11/05/1997	73.12	6.81	156.0	5.7	348.0	397.7	20.0
Bucaramanga	11/06/1997	73.02	6.80	148.0	5.9	355.1	402.4	25.1
Bucaramanga	11/06/1997	73.10	6.82	151.4	5.8	350.3	399.8	21.9
Bucaramanga	06/05/1998	73.07	6.82	162.7	5.5	352.7	401.4	23.4
Bucaramanga	14/04/1999	73.13	6.81	156.0	5.7	347.2	397.2	19.7
Bucaramanga	08/11/1999	73.18	6.87	164.2	6.2	348.1	400.3	25.6
Bucaramanga	05/02/2000	73.25	6.82	147.2	5.6	338.8	391.8	21.4
Bucaramanga	12/09/2000	73.12	6.74	158.0	5.6	342.5	391.0	12.9
Bucaramanga	17/12/2000	73.10	6.82	155.2	5.5	350.3	399.8	21.9
Bucaramanga	19/11/2001	73.00	6.81	160.5	5.9	357.4	404.5	27.4
Bucaramanga	03/10/2004	73.04	6.84	157.9	5.6	356.6	405.0	27.1
Bucaramanga	25/02/2005	73.04	6.84	162.1	5.8	356.6	405.0	27.1
Bucaramanga	25/02/2005	73.04	6.78	152.8	5.8	351.9	399.3	21.9
Bucaramanga	10/01/2006	73.10	6.80	150.7	5.6	348.7	397.9	19.8
Bucaramanga	08/05/2006	73.12	6.81	154.5	5.5	348.0	397.7	20.0
Bucaramanga	06/05/2007	72.05	6 92	151 /	60	254.2	102 6	24.6



La influencia del intervalo de tiempo usado para establecer la correlación cruzada es insignificante. Con todo se ha tomado un intervalo de tiempo razonable de tres meses (90 días) por ser consistente con la sensibilidad de las series de sismicidad y de atenuación. Se muestran a continuación los resultados obtenidos para cada una de las tres estaciones consideradas.

5.1. Tolima (TOL)

Tolima está situada sobre un eje volcánico en el lado este de la cordillera Central, sobre un volcán activo a 2 520 m de altura. La zona está caracterizada por fallas inversas, con pendiente oeste, y situadas a lo largo del pie de la cordillera. Se dispone de datos de calidad de formas de onda entre 1993 y 2007, permitiendo obtener series temporales de atenuación, Q_c^{-1} , y de sismicidad, N (M_c), para un periodo de 14 años. La 9 sintetiza los resultados obtenidos. Arriba se muestran ambas series temporales y se incluye el terremoto de Armenia que, con una magnitud local de 6.1 ocurrió en el eje cafetero el 25 de septiembre de 1999. La figura de en medio muestra el análisis de correlación global de ambas series. Se observa una clara correlación positiva para el periodo total. El coeficiente de correlación para un retraso nulo es de casi 0.6. En la parte de abajo Error, no se encuentra el origen de la referencia. se muestra el análisis de variación temporal de la correlación. Este análisis se ha efectuado usando ventanas de 4 años con solapes de 3 años y 9 meses de forma que se obtienen 4 puntos para cada año. Como se ha indicado anteriormente, el análisis de correlación de cada ventana no se asigna al tiempo medio de la ventana sino al tiempo final dado que es el instante que este parámetro puede ser medido. La ventaja de esta técnica es que permite seguir la evolución temporal de la correlación con un paso de tiempo relativamente pequeño de forma que puede observarse la pérdida progresiva de correlación identificando el acercamiento o alejamiento de periodos de peligrosidad incrementada. En la gráfica de abajo de la figura 9 se muestran tres coeficientes de correlación. Los cuadrados corresponden al coeficiente de correlación para retraso nulo, los círculos corresponden al máximo coeficiente de correlación en valor absoluto dentro de los retrasos comprendidos entre cero y un año mientras que los rombos corresponden al máximo coeficiente de correlación, siempre con su signo positivo o negativo, dentro de los retrasos entre cero y ± dos años.

Se ha decidido mantener la representación de los tres puntos por entender que enriquecen el análisis, pero una de las conclusiones de este trabajo es que el coeficiente de correlación para retraso temporal nulo es un buen indicador de la correlación/no-correlación de la sismicidad, ,y atenuación, , indicando con claridad el acercamiento o alejamiento de periodos de peligrosidad aumentada. Obsérvese cómo el terremoto del Eje Cafetero ocurre tres meses después de que el coeficiente de correlación para retraso nulo se haya mantenido por debajo de cero durante el año y medio anterior y se recupera lentamente hasta valores por encima de 0.8 a finales del año 2006. La 10 muestra el análisis de correlación para el periodo 1995-1999. Se observa el detalle del desacoplamiento de las dos series temporales. El coeficiente de correlación para retraso nulo es de-0.18 mientras que para un retraso de menos 2 años y tres meses se obtiene un coeficiente de correlación de +0.40, indicando un retraso de la serie de sismicidad respecto a la de atenuación de aproximadamente estos dos años y tres meses. Por otra parte, la 11 muestra el análisis de correlación para el periodo 2001-2006. El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es 0.64 mientras que el que corresponde a un corrimiento temporal de-3 meses es de 0.71 indicando una correlación buena correspondiente a un periodo de calma sísmica y de acoplamiento entre los procesos de carga y descarga del sistema frágil-dúctil.

El coeficiente de correlación central se mantiene bajo hasta principios del año 2004 con valores cercanos a 0.2, probablemente indicando la persistencia de una peligrosidad aumentada si bien no se produce ningún otro terremoto de gran magnitud dentro de la zona de análisis.

Así el análisis de correlación para la estación de Tolima confirma la hipótesis de la interacción frágil-dúctil dado que la ocurrencia de un terremoto grande sigue al desacople o no-correlación de las series temporales de sismicidad y de atenuación . Con todo, la relación entre la no-correlación y la ocurrencia de grandes terremoto parece no estar totalmente fundada, dada la persistencia de la no-correlación y la no ocurrencia de un gran terremoto, por lo que probablemente haya que matizar la relación directa entre la pérdida de correlación y el acercamiento seguro de un gran terremoto, lo que complica también y pone en entredicho el poder predictivo a medio plazo de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil. Pero estos aspectos se discutirán más abajo en este capítulo y en el capítulo final de esta tesis dedicado a la discusión, conclusiones y recomendaciones.







Figura 9: Series temporales 1993-2007 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada (centro). Análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo de más menos uno y dos años.







Figura 10: Series temporales 1995-1999 y su correlación cruzada.



Figura 11: Series temporales para Tolima en el periodo 2001-2006 y su correlación cruzada.

5.2. Prado (PRA)

A 110 km hacia el SE (azimut 144º) de la estación de Tolima (TOL), se encuentra Prado (PRA), la segunda estación usada en el análisis (véase la 8). La estación está situada en el límite sur del sistema de fallas Salinas que delimita la cordillera Oriental. Al igual que TOL, esta estación se caracteriza por una sismicidad superficial y de profundidad intermedia, y un nivel de actividad alto. Se ha procedido de manera análoga a la estación TOL. Se presentan los resultados en la figura 12.

El terremoto de Armenia (Eje Cafetero) ocurrido el 25 de septiembre de 1999 con una magnitud 6.1 ocurre después de varios años de una correlación baja lo que está de acuerdo con la hipótesis de la interacción frágil-dúctil. La magnitud 5.6 del terremoto de 'La Uribe' ocurrido el 23 de noviembre de 2002 quedaría dentro de un periodo de recuperación del régimen normal de acoplamiento entre los procesos de carga-descarga del sistema frágil-dúctil dando indicaciones de los umbrales de magnitud que es capaz de pronosticar esta técnica. Jin et al [5] sólo consideran terremotos de magnitud superior a 6.

En consecuencia, estas observaciones parecen indicar que los terremotos de magnitud por debajo de 6 pueden pertenecer también a periodos normales de acoplamiento entre los procesos de carga y descarga del sistema frágil-dúctil o, en cierto modo, a periodos de tránsito entre periodos de peligrosidad incrementada y periodos de calma. Con todo, la crudeza de los datos involucrados en la determinación de las series temporales obliga a considerar esta conclusión como preliminar







Figura 12: Series temporales 1993-2007 (arriba), de correlación cruzada global (en medio) y variación temporal de correlación (abajo).

5.3. Barichara (BAR)

La tercera estación es Barichara (BAR), más alejada de PRA y TOL, con distancias y azimuts de 330 y 378 km y de 46.25° y 30.15° respectivamente. Situada sobre el conocido Nido sísmico de Bucaramanga la actividad sísmica se caracteriza por la ocurrencia frecuente de sismos profundos con magnitudes por encima de 5.5 (véase 2 y la 8). En los 14 años cubiertos por el estudio, se han contabilizado hasta 21 terremotos, lo que da un promedio de 1.5 terremotos por año. Tres de ellos son de magnitud superior a 6, dos más tienen una magnitud de 5.9 y 4 más tienen una magnitud

de 5.8. En la 8 puede observarse como los sismos se concentran justo debajo de la estación. Las profundidades de los 21 sismos contabilizados se hallan entre los 140 y 160 km. Su distribución temporal cubre prácticamente todo el periodo de análisis por lo que no es esperable hallar periodos de calma. Por otra parte, es posible que la complejidad geotectónica del Nido, no permita detectar y caracterizar una zona de interacción frágil-dúctil. La 13 resume los resultados obtenidos.









Figura 13: Series temporales 1993-2007 (arriba) ,correlación cruzada y su variación temporal

Se observa una correlación baja para todo el periodo considerado. Los valores típicos de los coeficientes de correlación para un corrimiento temporal nulo varían entre 0 y-0.4. De acuerdo a la teoría de la interacción dúctil-frágil, estaríamos de forma permanente dentro de un periodo de peligrosidad sísmica alta, sin periodos de calma. Así, los resultados obtenidos, dada la ocurrencia frecuente de terremotos relativamente grandes, estarían de acuerdo con esta hipótesis. Con todo, las peculiares características de la zona muestreada por los datos de la estación de BAR obligan a ser precavidos en las conclusiones dado que es posible también que no exista en esta región una zona donde se produzca una interacción dúctil-frágil y en la que se acoplen-desacoplen los procesos de carga y descarga de los esfuerzos tectónicos.

6. Conclusiones

Se ha recopilado y analizado un importante volumen de datos sísmicos de tres estaciones situadas en diferentes ambientes geotectónicos de Colombia. Las dos primeras, TOL y PRA, se hallan en zonas con actividad sísmica predominantemente cortical, mientras la tercera, BAR, se halla justo sobre el Nido Sísmico de Bucaramanga donde predomina una sismicidad frecuente y profunda. Globalmente, los resultados obtenidos, apoyan la hipótesis de la interacción frágil-dúctil dado que tanto para la estación de PRA como de TOL la correlación cae drásticamente antes de la ocurrencia de un gran terremoto, entendido como un terremoto de magnitud superior a 6. La caída de correlación puede estar condicionada también por el tamaño del terremoto y por la distancia hipocentral. En el caso de BAR, también en coherencia con la hipótesis de la interacción frágil-dúctil, la correlación obtenida es baja para todo el periodo del análisis. Esta baja correlación se atribuye a la ocurrencia frecuente de grandes terremotos, típica del desacoplamiento entre los procesos de carga y descarga de los esfuerzos tectónicos. Con todo, debido a los altos niveles de heterogeneidad lateral de la zona, y las particulares condiciones geotectónicas del Nido de Bucaramanga, esta falta de correlación podría atribuirse también a la ausencia o escaso desarrollo de la capa donde se produce la interacción frágil-dúctil.

En referencia a la aplicabilidad del método para pronosticar grandes sismos a medio plazo, nuestra impresión es que la técnica aún se halla en una fase en la que es prematuro su uso directo para la predicción sísmica. Parece establecido que, en determinado tipo de regiones donde existe una zona de interacción frágil-dúctil bien desarrollada, la existencia de correlación alta indica periodos de estabilidad en los que es improbable la ocurrencia de un gran terremoto. Asimismo parece también bien establecido que, en estas regiones, la ocurrencia de un gran terremoto va precedida de una drástica perdida de la correlación pero, como ocurre en otros parámetros considerados predictores sísmicos, parece prematuro asociar la pérdida de correlación con la ocurrencia segura de un gran terremoto. A la vista de nuestros análisis tanto de la serie de Jin et al. (2004) para California Central como de las series para las tres estaciones de Colombia, parece más sensato y prudente asociar la caída de correlación con el acercamiento o entrada en un periodo de peligrosidad sísmica incrementada donde las probabilidades de que se den grandes terremotos es alta. Con todo concluimos también que hacen falta más datos y más trabajo para avanzar en aspectos cuantitativos de estas probabilidades incrementadas.

Finalmente, también vale la pena decir que la sencillez de los cálculos involucrados en la construcción de las series temporales y la claridad, relevancia y robustez de los resultados obtenidos, dotan a esta técnica y a la teoría en la que se fundamenta de un enorme potencial y creemos, de un futuro prometedor tal como ya auguraba Aki. Se han aportado nuevas evidencias y se han detectado y acotado dominios geotectónicos donde la hipótesis de la interacción frágil-dúctil se cumple y donde su monitorización y seguimiento pueden y han de ser de gran utilidad no sólo científica sino también social.



7. Referencias

[1] Chouet, B. 1979. Temporal Variation in the Attenuation of Earthquake Coda near Stone Canyon, California. Gephys. Res. Lett. 6: 143-146.

[2] Jin A, Aki K. 1989. Spatial and Temporal Correlation between Coda Q and Seimicity and Its Physical Mechanism. J. Gophys. Res. 94:14041-14059.

[3] Jin A, Aki K. 1993 Temporal Correlation between Coda Q and seismicity Evidence for a Structral Unit in the Brittle-Ductile Transition Zone. J. Geodynamics 17:95-120.

[4] Aki K. 2003. Seismology of Earthquake and Volcanic Prediction. Lecture notes for the Seventh International Workshop on Non-Linear Dynamics and Earthquake Prediction, Workshop on Volcanic Disaster Mitigation on September 24-26, 2003, Nat. Res. Inst. Earth Sci. Disast. Prev. And Yamanashi Inst. Environ. Sci. p219.
[5] Jin A, Aki K, Liu Z, Keilis-Borok, VI. 2004. Seismological Evidence for the Brittle-Ductile Interaction Hypothesis on Earthquake Loading. Earth Planets Space, 56:823-830.

[6] Aki K. 2004. A New View of Earthquake and Volcano Precursors. Earth Planets Space 56:689-713.

[7] Aki K, Chouet, LB. 1975. Origin of Coda Waves: Source, Attenuation and Scattering Effects. J. Geophys. Res. 80:3322-3342.

[8] Sato H. 1977. Energy Propagation Including Scattering Effects.
Single Isotropic Scattering Approximation. J. Phys. Earth. 25:27-41.
[9] Sato H. 1977. Single Isotropic Scattering Model Including Wave Conversions Simple Theoretical Model of the Short Period Body Wave Propagation. J. Phys. Earth. 25:163-176

[10] Rautian TG, Khalturin VI. 1978. The Use of Coda for Determination of the Earthquake Source Spectrum. Bull. Seism. Soc. Am. 68:923-948.

[11] Proakis JG, Manolakis DG. 1997. Tratamiento digital de señales. Principios, algoritmos y aplicaciones. Madrid, España: Prentice Hall. 1000p.

[12] Zaliapin I, Gabrielov A, Keilis-Borok V. 2004. Multiscale Trend Analysis. Fractals 12:275-292.