

UN NUEVO ENFOQUE DE LOS PRECURSORES SÍSMICOS:

MONITORIZACIÓN DE LA INTERACCIÓN FRÁGIL- DÚCTIL DE LA LITOSFERA Y SU RELACIÓN CON GRANDES TERREMOTOS

Programa de Doctorado: Ingeniería Sísmica y Dinámica Estructural.

Director: Lluís G. Pujades

Universidad Politécnica de Cataluña

Dpto. Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica

Ester Tarela Alonso

FINANCIACIÓN

Esta tesis ha sido financiada por el Dpto. de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco a través de una beca AE del programa de ayudas para la formación y perfeccionamiento del personal investigador.

Así mismo, este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Comisión Europea y el Gobierno Español, y mediante fondos FEDER, a través de los proyectos de investigación INTERREG: POCTEFA 2007-2013/ 73/08, CGL2008-00869/BTE y CGL2011-23621.

AGRADECIMIENTOS

La colaboración de muchos ha contribuido al desarrollo y elaboración de esta tesis doctoral. Ha sido un proceso largo y difícil que no hubiera sido posible sin la ayuda que me han brindado estas personas. Por ello, me gustaría agradecer a cada una de ellas su contribución y su apoyo.

En primer lugar, al Dr. Lluís G. Pujades, director de esta tesis, el haberme introducido en el mundo de la predicción sísmica, por su convicción y su confianza en momentos difíciles, que no han faltado. Sin su apoyo y sus ideas la realización de este trabajo habría sido imposible.

Al Dr. Jen-Kuang Chung y a Yen-Ling (Eileen) Chen, así como a todo el personal de sismología del *Central Weather Bureau* en Taipéi, por colaborar de forma tan entusiasta facilitándome tantas formas de onda cómo fue posible y por ayudarme tanto en lo profesional como en lo personal durante los dos meses que compartí con ellos en Taiwán.

A todos los compañeros con los que he compartido despacho, pasillo y descansos estos años, por hacer que las largas horas de trabajo parecieran más cortas. En particular a Gloria, por acompañarme en lo bueno y lo malo, sin tantos cafés no habría llegado hasta aquí.

A mis amigos, estén cerca o lejos, por todos los momentos buenos que me han hecho pasar durante estos años, por su ayuda y su afecto.

Finalmente quiero agradecer a mi familia su apoyo incondicional y confianza. A mis padres, por compartir sus experiencias haciendo más llevaderos los momentos malos y mejores los buenos, han sido y son un gran ejemplo y una mejor compañía. Y a mi hermana Laura, por estar siempre.

RESUMEN

El objetivo principal de esta tesis es poner a prueba el modelo de la interacción frágil-dúctil (FD) de la litosfera. El modelo utiliza la correlación de dos parámetros, la sismicidad, caracterizando la zona frágil y la atenuación, representando la zona dúctil. Supone acoplamiento de estas dos zonas y, por lo tanto, correlación de las series temporales de los parámetros durante el periodo normal de carga tensional. Poco antes de la ocurrencia de un gran sismo, la zona frágil se satura, de forma que no puede mantener el proceso normal de carga a través de la transición frágil-dúctil, produciéndose un desacoplamiento de las partes y por lo tanto rompiendo la correlación que existía entre las series analizadas.

Se realiza primero un análisis de la sismicidad a nivel mundial y regional, en Colombia, Taiwán y la Península Ibérica. Los datos de sismicidad son del *Centennial Catalog*, para la sismicidad global y catálogos disponibles para la sismicidad regional. La hipótesis FD se ensaya después en tres estaciones de Colombia y en 5 estaciones de Taiwán; para ello se efectúa una selección de casi 48000 sismogramas de las zonas de estudio, de los que se usan de forma efectiva casi 4000 formas de onda para los análisis del factor de calidad Q de coda. El análisis de sismicidad global y regional permite detectar tendencias de evolución espacio-temporal de no fácil explicación y que se atribuyen a manifestaciones externas de procesos dinámicos internos en el manto. El análisis del detalle de la sismicidad en las 8 estaciones estudiadas permite caracterizar la zona frágil. Las formas de onda en cada estación se usan para determinar series temporales de Q de coda durante un periodo aproximado de 14 años. Por una parte, se estudia su variación espacio-temporal y su dependencia con la profundidad, encontrando cambios significativos que correlacionan con las estructuras geotectónicas locales. Por otra se obtienen series temporales específicas que caracterizan la zona dúctil.

El análisis de correlación y de la variación del coeficiente de correlación central ha permitido evaluar el modelo FD. Se propone una técnica nueva que permite construir series temporales de este coeficiente, lo que permite seguir y detectar de forma continuada la correlación/no-correlación de las series de sismicidad y de Q. Ello permite establecer, de forma robusta, los periodos de calma y de actividad predichos en la teoría FD. La aplicación de la técnica a diferentes ambientes geotectónicos ha permitido analizar casos donde se da un excelente cumplimiento de la teoría y otros en los que su validez no es clara. En las primeras se observan valores altos del coeficiente de correlación central, mayores que 0.6, en periodos de calma;

este coeficiente decrece de forma drástica poco tiempo antes de la ocurrencia de un gran terremoto. En las segundas, en general, la correlación es permanentemente baja lo que se atribuye a una zona de interacción frágil-dúctil inexistente o poco desarrollada ya que, en general, estas zonas suelen coincidir con estructuras geotectónicas complejas y con la ocurrencia relativamente frecuente de grandes terremotos.

SUMMARY

The main goal of this thesis is to test the brittle-ductile (BD) interaction hypothesis of the lithosphere. The model uses the correlation of two parameters, the seismicity characterizing the brittle part and the attenuation representing the ductile part. It assumes the coupling of both parts and therefore the correlation between the time series of the parameters during the normal part of the stress loading cycle. A few years before the occurrence of a major earthquake, the brittle part of the system suffers a stress overload, so it cannot maintain the normal loading processes through the brittle-ductile transition zone, provoking the decoupling of the parts and breaking the previous correlation between the analyzed time series.

First, a worldwide analysis of seismicity is developed, focusing after in three regions, Colombia, Taiwan and the Iberian Peninsula. The seismicity data for the global analysis are obtained from the Centennial Catalog, while local catalogs are used for the regional study. Then, the BD hypothesis is tested in three seismic stations in Colombia and five in Taiwan; for that purpose, a selection of almost 4000 waveforms are effectively used from a total of almost 48000 of the study areas, for the coda Q quality factor analysis. The global and regional seismicity analysis allows the detection of space-time evolution trends with no easy explanation and that are attributed to external manifestations of the Earth's interior dynamic processes in the mantle. The detailed seismicity analysis in the 8 studied stations characterizes the brittle part. The waveforms in each station are used to determine the time series of coda Q in a time window of around 14 years. First, its space-time variation and depth dependence are studied, finding significant changes that correlate with local geotectonic structures. Besides, specific time series that characterize the ductile part are obtained.

The correlation analysis and the one of the time variation of the central correlation coefficient have allowed evaluating the BD model. A new technique that allows the construction of time series of this coefficient is proposed, in a way that following and detecting the correlation/uncorrelation of the seismicity and Q time series can be done continuously. Therefore, calm and enhanced activity periods can be firmly established in the BD theory. By applying the technique to different geotectonic locations we find cases in which the behavior obeys the theory, whilst for others the validity is unclear. In the former, high values of the central correlation coefficient, above 0.6, are observed during calm periods; this value decreases drastically some time before the occurrence of a major earthquake. In the latter, the correlation is

found to be, in most cases, permanently low, what can be attributed to a inexistent or poorly developed BD interaction zone, since, in most cases, these regions are ruled by complex geotectonic structures and a relatively high frequency of major earthquakes.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Introducción	3
1.2 Motivación. Interés científico y social.....	4
1.3 Objetivos	6
1.4 Metodología.....	7
2. PREDICCIÓN SÍSMICA	9
MITO DEL PASADO O RETO DEL FUTURO	
2.1 Introducción	11
2.2 Antecedentes: mitos y leyendas	13
2.3 Precursores.....	17
2.3.1 El movimiento de la corteza.....	18
2.3.2 Cambios en la actividad sísmica: gaps sísmicos y sismos precursores.....	18
2.3.3 Cambios en la velocidad de las ondas.....	19
2.3.4 Geoelectricidad y geomagnetismo.....	20
2.3.5 Cambios geoquímicos.....	21
2.3.6 Conclusiones.....	21
2.4 Modelos Probabilistas.....	23
2.5 Sismicidad y Caos	24
2.6 Discusión: éxitos y fracasos de la predicción	25
2.7 Resumen y conclusiones	30
3. METODOLOGÍA	33
CONCEPTOS Y MÉTODOS	
3.1 Introducción	35
3.2 Análisis de la sismicidad	36
3.2.1 Catálogos sísmicos: caracterización de la sismicidad.....	37
3.2.2 Depuración de series sísmicas.....	41

3.2.3	Compleitud. Parámetros de completitud y métodos de determinación..	42
3.2.4	Regionalización.....	50
3.2.5	Variación espacio temporal de la sismicidad	51
3.3	Análisis de la atenuación	53
3.3.1	Ondas de coda. Definición y propiedades.....	53
3.3.2	Modelos de dispersión simple.....	55
3.3.3	Modelos de dispersión múltiple	61
3.3.4	Variación espacio temporal de la atenuación sísmica.	67
3.4	Hipótesis de la interacción frágil–dúctil de la litosfera	68
3.4.1	Fundamento físico.....	69
3.5	Resumen y conclusiones	70
4.	APLICACIÓN I	73
	ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD	
4.1	Introducción	75
4.2	Análisis de la sismicidad a nivel mundial.....	76
4.2.1	Tratamiento previo. Catálogo y regionalización	76
4.2.2	Análisis.....	77
4.3	Análisis de la sismicidad a nivel regional y local.....	85
4.3.1	Tratamiento previo. Catálogos y regionalización.....	85
4.3.2	Colombia	88
4.3.3	Taiwán	104
4.3.4	Península Ibérica	120
4.4	Resumen y Conclusiones.....	128
5.	APLICACIÓN II	131
	ANÁLISIS DE LA ATENUACIÓN	
5.1	Introducción	133
5.2	Metodología	134
5.3	Análisis de la atenuación: Caracterización de la zona frágil.....	137
5.3.1	Colombia	138
5.3.2	Taiwán	152
5.4	Conclusiones.....	168

6. APLICACIÓN III	171
ANÁLISIS DE LA INTERACCIÓN FRÁGIL-DÚCTIL DE LA LITOSFERA	
6.1	Introducción 173
6.2	El método 174
6.2.1	La zona de estudio. (California Central) 175
6.2.2	Sismicidad. (Caracterización de la zona frágil: $N(MC)$)..... 176
6.2.3	Atenuación. (Caracterización de la zona dúctil $QC - 1$)..... 177
6.2.4	Análisis de correlación..... 180
6.3	Colombia (Análisis de correlación)..... 191
6.3.1	Tolima (TOL) 196
6.3.2	Prado (PRA) 200
6.3.3	Barichara (BAR)..... 206
6.4	Taiwán 211
6.4.1	NST 215
6.4.2	TCU 218
6.4.3	TWS1 222
6.4.4	TWE 225
6.4.5	TWB1 227
6.5	Conclusiones..... 229
7. CONCLUSIONES	233
RESUMEN, CONCLUSIONES Y FUTUROS TRABAJOS	
7.1	Introducción 235
7.2	La predicción sísmica: mito del pasado o reto del futuro 238
7.3	Análisis de la sismicidad 239
7.4	Análisis de la atenuación 242
7.5	Interacción frágil-dúctil de la litosfera 243
7.6	Líneas de trabajo e investigación futuras..... 246
7.6.1	Análisis de sismicidad 247
7.6.2	Análisis de atenuación..... 248
7.6.3	Análisis de correlación..... 249
7.7	Reflexión final..... 251
8. REFERENCIAS	253

9. ANEXO A	267
MÉTODOS DE REGIONALIZACIÓN	
9.1 Introducción	269
9.2 Método 1.....	269
9.2.1 Fundamento Matemático	269
9.3 Método 2.....	274
9.3.1 Fundamento matemático.....	275
10. ANEXO B	279
FIGURAS DE EVOLUCIÓN: SISMICIDAD MUNDIAL Y REGIONAL	
10.1 Análisis Mundial	281
10.2 Análisis Regional.....	291
10.2.1 Colombia	291
10.2.2 Taiwan	297
10.2.3 Península Ibérica	303

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 2.1: Ilustración de la leyenda japonesa mostrando el siluro sobre el que descansa el archipiélago japonés (Earthquake Research Institute, Universidad de Tokio).</i>	14
<i>Figura 2.2: Avistamiento de luces en el cielo días antes a la ocurrencia de un gran terremoto.</i>	16
<i>Figura 2.3: Esquema de la posición de los astros en la que se basa Isidro Ortiz Gallardo para afirmar que el terremoto de Lisboa de 1755 era predecible. (Ortiz Gallardo de Villarreal, 1775, facsímil de 1976)</i>	26
<i>Figura 2.4: Cobertura mediática que se le dio a la predicción falsa de Iben Browning en 1990 (Spence et al., 1993).</i>	27
<i>Figura 3.1: Ejemplo del cálculo de la magnitud de completitud, ($M_{comp}=2.8$), mediante el método de máxima curvatura aplicado a los datos correspondientes a la Península Ibérica. Datos facilitados por el (IGN)</i>	46
<i>Figura 3.2: Ejemplo del cálculo de la magnitud de completitud ($M_{comp}=3.1$), mediante el método de máximo coeficiente de correlación aplicado a los datos correspondientes a la Península Ibérica. Datos facilitados por el (IGN).</i>	47
<i>Figura 3.3: Ejemplo del cálculo de la magnitud de completitud ($M_{comp}=3.3$), mediante el método de la estabilidad del parámetro b, aplicado a los datos correspondientes a la Península Ibérica, facilitados por el (IGN).</i>	48
<i>Figura 3.4: Ejemplo de coda. Datos: Ingeominas</i>	54
<i>Figura 3.5: Ejemplo de registro no válido. Datos: Ingeominas</i>	54
<i>Figura 4.1: Regionalización del hemisferio norte y del hemisferio sur utilizando el método de regionalización 2 y sus proyecciones de Lambert.</i>	78
<i>Figura 4.2: Distribución espacial con magnitudes mayores que 5.5 durante el periodo 1964-2002, según el Centennial Catalogue (Enghdal y Villaseñor, 2002). Leyenda: Círculos azules para terremotos profundos $h \geq 350\text{km}$, Círculos verdes para terremotos de profundidad media, $70\text{km} \leq h < 350\text{km}$; y círculos rojos para sismos superficiales, $h < 70\text{km}$.</i>	79
<i>Figura 4.3: Relación frecuencia-magnitud. Centennial Catalog 1964-2002. Por cuadrantes.</i>	81
<i>Figura 4.4: Distribución espacial de la sismicidad media anual mundial. Centennial Catalog 1964-2002</i>	82

<i>Figura 4.5: Distribución espacial de la sismicidad mundial en el año 1996 según el Centennial Catalog, considerando magnitudes superiores a 5.5 y usando el método de regionalización 2 descrito en el capítulo 3. El código de color muestra el número de terremotos por celda</i>	83
<i>Figura 4.6: Relación frecuencia-magnitud. Colombia (Ingeominas 1994-2007), Taiwán (CWBT 1994-2008) y Península Ibérica (IGN 1980-2006).</i>	87
<i>Figura 4.7: Regionalización de las tres zonas de estudio, Colombia, Península Ibérica y Taiwán.</i>	88
<i>Figura 4.8: Mapa neotectónico de Colombia con los principales sistemas de fallas (a partir de Taboada et al., 2000; Dimate et al., 2003). CB: bloque de Panamá-Choco; WC: Cordillera Oeste; CC: Cordillera Central; RFS: Sistema de Fallas del Romeral. Las flechas negras indican la velocidad de placa relativa a la placa de Suramérica. (Pullido, 2003).</i>	89
<i>Figura 4.9: Distribución espacial de la sismicidad media anual en Colombia. Catálogo de Ingeominas 1994-2007.</i>	91
<i>Figura 4.10: Distribución espacial de eventos profundos por celda en Colombia en los años 1995 y 1997. El código de color corresponde al número de eventos por celda.</i>	93
<i>Figura 4.11: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Colombia en los años 1994 y 1997. El código de color corresponde al número de eventos por celda. La región resaltada corresponde a Urabá.</i>	94
<i>Figura 4.12: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Colombia en los años 1999, 2004 y 2007. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.11). La región resaltada corresponde a Nariño.</i>	94
<i>Figura 4.13: Localización de las tres estaciones para la caracterización de la zona frágil. Tolima, Prado y Barichara. Sobre el mapa de distribución de sismicidad media anual. Ingeominas 1994-2007.</i>	96
<i>Figura 4.14: Relación frecuencia-magnitud en tres estaciones, Tolima, Prado y Barichara. Ingeominas 1994-2007.</i>	97
<i>Figura 4.15: Evolución de la sismicidad en Tolima considerando distintas magnitudes características.</i>	98
<i>Figura 4.16: Evolución de la sismicidad en Prado considerando distintas magnitudes características.</i>	99
<i>Figura 4.17: Evolución de la sismicidad en Barichara considerando distintas magnitudes características.</i>	100
<i>Figura 4.18: Correlación entre las series de sismicidad en las estaciones de Prado y Tolima considerando $M_c=3$.</i>	101
<i>Figura 4.19: Correlación entre las series de sismicidad en las estaciones de Prado y Tolima considerando $M_c=3.5$.</i>	101

<i>Figura 4.20: Correlación entre las series de sismicidad en las estaciones de Prado y Tolima considerando $M_c=4$.</i>	102
<i>Figura 4.21: Series de caracterización de la zona frágil en Tolima, Prado y Barichara.</i>	103
<i>Figura 4.22: Esquema simplificado de la tectónica de la zona de Taiwán</i>	105
<i>Figura 4.23: Figura esquemática con las principales formaciones geológicas de Taiwán.</i>	106
<i>Figura 4.24: Distribución espacial de la sismicidad media anual en Taiwán. Catálogo del CWBT 1994-2008</i>	107
<i>Figura 4.25: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Taiwán en los años 1999 y 2000. El código de color corresponde al número de eventos por celda</i>	108
<i>Figura 4.26: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Taiwán en los años 1999, 1995 y 1996. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.25).</i>	109
<i>Figura 4.27: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Taiwán en los años 2002, 2003 y 2004. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.25).</i>	109
<i>Figura 4.28: Distribución espacial del valor de b en Taiwán en los años 1996, 1997, 1998 y 1999. El código de color indica el valor de b.</i>	111
<i>Figura 4.29: Localización de las cinco estaciones para la caracterización de la zona frágil. NST, TCU, TWS1, TWE y TWB1. Sobre el mapa de distribución de sismicidad media anual. CWBT 1994-2008.</i>	112
<i>Figura 4.30: Relación frecuencia-magnitud en cinco estaciones, NST, TCU, TWS1, TWE y TWB1. CWBT 1994-2008.</i>	113
<i>Figura 4.31: Evolución de la sismicidad en NST considerando distintas magnitudes características.</i>	114
<i>Figura 4.32: Evolución de la sismicidad en TCU considerando distintas magnitudes características.</i>	115
<i>Figura 4.33: Evolución de la sismicidad en TWS1 considerando distintas magnitudes características.</i>	116
<i>Figura 4.34: Evolución de la sismicidad en TWE considerando distintas magnitudes características.</i>	117
<i>Figura 4.35: Evolución de la sismicidad en TWB1 considerando distintas magnitudes características.</i>	118
<i>Figura 4.36: Series de caracterización de la zona frágil en NST, TCU, TWS1, TWE y TWB1.</i>	119
<i>Figura 4.37: Mapa tectónico del oeste del Mediterráneo y alrededores. La placa Ibérica se encuentra entre la europea y la africana. (Modificado de Vergés y Sàbat, 1999).</i>	121
<i>Figura 4.38: Distribución espacial de la sismicidad media anual en la Península Ibérica. Catálogo del IGN 1980-2006.</i>	122
<i>Figura 4.39: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en la Península Ibérica en los años 1980, 1994 y 2004. El código de color corresponde al número de eventos por celda.</i>	123

<i>Figura 4.40: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en la Península Ibérica en los años 1995, 1996 y 1997. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.39).</i>	124
<i>Figura 4.41: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en la Península Ibérica en los años 1980, 1982 y 1996. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.39).</i>	126
<i>Figura 4.42: Relación frecuencia-magnitud en el punto de máxima actividad en la Península Ibérica. IGN 1980-2006.</i>	127
<i>Figura 4.43: Evolución del número anual de terremotos de magnitud superior a 3.5 en la Península Ibérica. IGN 1980-2006</i>	127
<i>Figura 5.1: Ejemplo de cálculo de QC – 1. Arriba la señal; en medio la señal filtrada con un filtro Butterworth pasabanda entre 1 y 20 Hz; abajo se muestra la señal filtrada, y truncada mediante una ventana temporal correspondiente a un lapso de tiempo de 50 s. A la derecha los espectros de potencia de las tres señales.</i>	135
<i>Figura 5.2: Cálculo de QC – 1 para las distintas bandas de frecuencia aplicadas, para la señal de la Figura 5.1.</i>	136
<i>Figura 5.3: Cálculo de Q0 – 1 para la señal del ejemplo a partir de los valores obtenidos a partir de la Figura 5.2</i>	136
<i>Figura 5.4: Localización de las tres estaciones para la caracterización de la zona dúctil. Tolima, Prado y Barichara</i>	138
<i>Figura 5.5: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en Tolima.</i>	140
<i>Figura 5.6: Variación temporal de la atenuación en Tolima, para distintas profundidades máximas de muestreo.</i>	141
<i>Figura 5.7: Correlación entre las series temporales de atenuación en Tolima para las profundidades máximas de 150km y 50km.</i>	142
<i>Figura 5.8: Correlación entre las series temporales de atenuación en Tolima para las profundidades máximas de 50km y 30km.</i>	142
<i>Figura 5.9: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en Prado.</i>	143
<i>Figura 5.10 Variación temporal de la atenuación en Prado, para distintas profundidades máximas de muestreo, para una distancia máxima de 150km.</i>	144
<i>Figura 5.11: Variación temporal de la atenuación en Prado, para distintas profundidades máximas de muestreo, para una distancia máxima de 100km.</i>	144
<i>Figura 5.12: Correlación entre las series temporales de atenuación en Prado para las profundidades máximas de 150km y 50km y distancia máxima efectiva de 150km.</i>	146

<i>Figura 5.13: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en Barichara.</i>	147
<i>Figura 5.14: Variación temporal de la atenuación en Barichara, para distintas profundidades máximas de muestreo.</i>	148
<i>Figura 5.15: Dependencia de la atenuación en Tolima Prado y Baricahara con la profundidad.</i>	149
<i>Figura 5.16: Correlación entre las series temporales de atenuación en Barichara para las profundidades máximas de 150km y 100km.</i>	149
<i>Figura 5.17: Correlación entre las series temporales de atenuación en Barichara para las profundidades máximas de 100km y 50km.</i>	150
<i>Figura 5.18: Caracterización de la zona dúctil en Tolima, Prado y Barichara.</i>	151
<i>Figura 5.19: Localización de las cinco estaciones para la caracterización de la zona dúctil. NST, TCU, TYWS1, TWE y TWB1.</i>	153
<i>Figura 5.20: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en NST.</i>	155
<i>Figura 5.21: Variación temporal de la atenuación en NST, para distintas profundidades máximas de muestreo</i>	156
<i>Figura 5.22: Correlación entre las series temporales de atenuación en NST para las profundidades máximas de 150km y 100km.</i>	156
<i>Figura 5.23: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en TCU.</i>	157
<i>Figura 5.24: Variación temporal de la atenuación en TCU, para distintas profundidades máximas de muestreo</i>	158
<i>Figura 5.25: Correlación entre las series temporales de atenuación en TCU para las profundidades máximas de 150km y 100km.</i>	158
<i>Figura 5.26: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en TWS1.</i>	159
<i>Figura 5.27: Variación temporal de la atenuación en TWS1, para distintas profundidades máximas de muestreo</i>	160
<i>Figura 5.28: Correlación entre las series temporales de atenuación en TWS1 para las profundidades máximas de 150km y 100km.</i>	160
<i>Figura 5.29: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en TWE.</i>	161
<i>Figura 5.30: Variación temporal de la atenuación en TWE, para distintas profundidades máximas de muestreo</i>	162
<i>Figura 5.31: Correlación entre las series temporales de atenuación en TWE para las profundidades máximas de 150km y 100km.</i>	163

<i>Figura 5.32: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en TWB1</i>	164
<i>Figura 5.33: Variación temporal de la atenuación en TWB1, para distintas profundidades máximas de muestreo</i>	165
<i>Figura 5.34: Correlación entre las series temporales de atenuación en TWB1 para las profundidades máximas de 150km y 100km.</i>	165
<i>Figura 5.35: Caracterización de la zona dúctil en NST, TCU, TWS1, TWE Y TWB1.</i>	166
<i>Figura 6.1: Zona de estudio de Jin et al. (2004) y detalle de la zona de California Central que se ha tomado como ejemplo guía del método de análisis de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil.</i>	175
<i>Figura 6.2: Serie temporal que caracteriza la zona frágil. La serie se ha tomado de Jin et al. (2004). Los marcadores corresponden a los puntos que se han digitalizado de la Figura 2(a) de Jin et al. (2004) La línea continua corresponde a puntos interpolados entre los digitalizados.</i>	177
<i>Figura 6.3: Serie temporal que caracteriza la zona dúctil. La serie se ha tomado de Jin et al. (2004). Los marcadores corresponden a los puntos que se han digitalizado de la Figura 2(a) de Jin et al. (2004) La línea continua corresponde a puntos interpolados entre los digitalizados.</i>	179
<i>Figura 6.4: Análisis de correlación de Jin et al. (2004). Se observa una excelente correlación entre las series temporales para el periodo 1940-2001 (arriba). La correlación se rompe en el periodo 1981-1989 (abajo). Este desajuste se atribuye a un retraso de la serie de sismicidad de aproximadamente un año y medio respecto a la serie temporal de la atenuación.</i>	181
<i>Figura 6.5: 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). Se muestra también el análisis de correlación y un detalle de la misma para tiempos de retraso entre +10 y -10 años.</i>	183
<i>Figura 6.6: Series temporales 1976-2003. Se muestra también el análisis de correlación y un detalle de la misma para tiempos de retraso entre +5 y -5 años.</i>	184
<i>Figura 6.7: Series temporales 1981-1991. Se muestra también el análisis de correlación y un detalle de la misma para tiempos de retraso entre +4 y -4 años.</i>	185
<i>Figura 6.8: Series temporales 1985-1991. Se muestra también el análisis de correlación para tiempos de retraso entre +6 y -6 años.</i>	186
<i>Figura 6.9: Evolución de la correlación de las series de atenuación y sismicidad anteriores. La primera (arriba) usando una ventana móvil de 15 años solapando 14 años y medio. La</i>	

segunda (en medio) usando una ventana móvil de 10 años con un solapamiento de 9 y medio. La tercera (abajo) usando una ventana de 5 años que solapa 4 años y medio.	187
Figura 6.10: Resumen del análisis de correlación. (véase explicación en el texto).	189
Figura 6.11: Situación de la zona de estudio, estaciones y terremotos de magnitud superior a 5.5. Se muestra también un detalle de la estación de Bartichara (BAR).	193
Figura 6.12: Series temporales 1993-2007 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años.	197
Figura 6.13: Series temporales 1995-1999. El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es -0.18 y para un corrimiento temporal de dos años y 3 meses es de 0.40. La serie de sismicidad se retrasa con respecto a la serie de atenuación.	198
Figura 6.14: Series temporales para Tolima en el periodo 2001-2006 (arriba) y coeficientes de correlación. El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es 0.64 y para un corrimiento temporal de -3 meses es de 0.71.	199
Figura 6.15: Series temporales 1993-2007 (arriba), de correlación cruzada .global y. variación temporal de correlación (abajo). Caso de interpolación por el método del más cercano ('nearest').	201
Figura 6.16: Series temporales 1993-2007 (arriba), correlación cruzada .global y. variación temporal de correlación (abajo). Caso de interpolación por el método de splines cúbicos ('spline').	202
Figura 6.17: Series temporales 1993-2007 (arriba), de correlación cruzada global (en medio) y variación temporal de correlación (abajo). Caso de interpolación lineal ('linear').	203
Figura 6.18: Series temporales para Prado en el periodo 1995-2000 (arriba) y coeficientes de correlación. El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es -0.28 y para un corrimiento temporal de menos un año y tres meses el coeficiente de correlación es de 0.32.	205
Figura 6.19: Series temporales para Prado en el periodo 1999-2004 (arriba) y función de correlación.	206
Figura 6.20: Series temporales 1993-2007 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada.. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo).	208
Figura 6.21: Series temporales para Barichara en el periodo 1995-2000 (arriba) y correspondiente función de correlación.	209
Figura 6.22: Series temporales para Barichara en el periodo 1995-2000 (arriba) y coeficientes de correlación. El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es -0.21 y	

para un corrimiento temporal de menos un año y tres meses el coeficiente de correlación es de +0.40.	210
Figura 6.23: variación temporal de la correlación con los coeficientes de correlación para corrimiento temporal nulo. Se indica también la persistencia de la ocurrencia de terremotos de magnitud local (M_L) a partir de 5.5.	211
Figura 6.24: Situación de la zona de estudio, estaciones y terremotos de magnitud superior a 6.	212
Figura 6.25: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años.	216
Figura 6.26: Series temporales y correlación para el periodo 1997-2001 en NST. Para corrimiento temporal nulo la correlación es de -0.42. Con un desplazamiento relativo de las series de un año la correlación alcanza un valor de 0.5.	217
Figura 6.27: Series temporales y correlación para el periodo 2001-2005 en NST. Las series están correlacionadas para desplazamiento relativo nulo y con un valor de 0.51.	218
Figura 6.28: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años	219
Figura 6.29: Series temporales y correlación para el periodo 1994-1999 en TCU. Para un corrimiento temporal de 3 meses, la correlación es de 0.62.	220
Figura 6.30: Series temporales y correlación en el periodo 2003-2008 en TCU.	221
Figura 6.31: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años	223
Figura 6.32: Series temporales y correlación en el periodo 1994-2000 en TWS1. En las series temporales se incluye la detección de tendencias locales de alta frecuencia (amarillo) dentro de un periodo de correlación alta (verde).	224
Figura 6.33: Series temporales y correlación para el periodo 2002-2006 en TWS1.	224
Figura 6.34: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años	226
Figura 6.35: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación	

(abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años	228
Figura 6.36: Series temporales para la estación TWB. Se destacan los tramos en los que se dan tendencias locales (amarillo), sobre aquellos en los que las series no muestran correlación (rojo) y en los que la falta de datos dificulta los cálculos (gris).	229
Figura 9.1: Esquema del procedimiento de generación de una celda en el 'Método 1'.	269
Figura 9.2: Esquema de generación de celdas. A partir de dos puntos situados sobre un círculo máximo se obtienen cuatro puntos con los que se definen dos celdas simétricas.	271
Figura 9.3: Esquema del procedimiento de generación de una malla. Se ha diseñado la malla para cubrir la Península Ibérica. Se han usado los siguientes parámetros: lonmin=-9°, latmin=35°, deltalon=1°, nlon=12, nlat=10°; resultando una malla de 9 filas y 12 columnas con 108 celdas. El color cian muestra el meridiano cero.	272
Figura 9.4: Esquema del procedimiento de corrección de los puntos de las celdas de la malla que no coinciden. Se asigna el punto medio a los dos puntos de celdas contiguas.	273
Figura 9.5: Diferencias, en tanto por mil, entre las superficies de las celdas originales y las correspondientes a las celdas corregidas.	273
Figura 9.6: Diferencias en tanto por mil, entre las superficies de las celdas corregidas y la superficie media de las celdas.	274
Figura 9.7: Esquema de la proyección de Lambert de los puntos de la superficie de la esfera S sobre el plano P.	275
Figura 9.8: Generación de celdas de igual área en una superficie circular.	277
Figura 9.9: Ejemplo de regionalización para el hemisferio norte, considerando 10 coronas circulares. Los terremotos representados se han extraído del Centennial Catalogue, ocurridos entre los años 1964-2001 y con magnitudes superiores a 5.5	278
Figura 9.10: Ejemplo de regionalización para el hemisferio sur, considerando 10 coronas circulares. Los terremotos representados se han extraído del Centennial Catalogue, ocurridos entre los años 1964-2001 y con magnitudes superiores a 5.5.	278

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla 4.1: Magnitudes de Completitud del Centennial Catalog en función de la fecha inicio según Engdahl y Villaseñor (2002).</i>	76
<i>Tabla 4.2: Ejemplo de los registros del Centennial Catalog. Se muestran los 18 primeros registros de los 12938 disponibles para el periodo 1964-2002 y con magnitudes superiores a 5.5.</i>	80
<i>Tabla 4.3: Parámetros espacio-temporales y de magnitud de las tres regiones del análisis, además del número de eventos totales analizados y el valor de b de la relación de Gutenberg-Richter que se obtiene.</i>	86
<i>Tabla 4.4: Relación de eventos profundos de magnitud superior a 5.5 en la zona del Nido de Bucaramanga durante el periodo 1993-2008.</i>	92
<i>Tabla 4.5: Relación de sismos ocurridos en la región de Urabá, durante el periodo 1993-2007 de magnitud superior a 5.5.</i>	93
<i>Tabla 4.6: Relación de sismos de magnitud mayor que 5.5 ocurridos en la región de Nariño y alrededores durante el periodo 1993-2007.</i>	95
<i>Tabla 4.7: Datos estadísticos de las series de caracterización de la zona frágil en Tolima, Prado y Barichara.</i>	104
<i>Tabla 4.8: Relación de los terremotos de magnitud superior a 6 ocurridos en Taiwán y alrededores durante el periodo 1994-2002.</i>	109
<i>Tabla 4.9: Correlaciones cruzadas entre las series de sismicidad de pares de estaciones considerando distintas magnitudes características.</i>	118
<i>Tabla 4.10: Datos estadísticos de las series de caracterización de la zona frágil en NST, TCU, TWS1, TWE y TWB1.</i>	120
<i>Tabla 4.11: Relación de terremotos de magnitud mayor que 5.5 ocurridos en la mitad sur de la Península Ibérica y en el Norte de África.</i>	123
<i>Tabla 4.12: Relación de los eventos de magnitud mayor que 4 ocurridos en el noroeste de la Península en 1980-2006.</i>	125
<i>Tabla 5.1: Localización, actividad y número de formas de onda que se utilizan para el análisis en Tolima, Prado y Barichara.</i>	139
<i>Tabla 5.2: Valores característicos de las series de atenuación en Tolima considerando distintas profundidades máximas de muestreo</i>	140
<i>Tabla 5.3: Valores característicos de todas las series de atenuación en Prado.</i>	145
<i>Tabla 5.4: Valores característicos de todas las series de atenuación en Barichara.</i>	148

<i>Tabla 5.5: Datos estadísticos de las series de caracterización de la zona frágil en Tolima, Prado y Barichara.</i>	152
<i>Tabla 5.6: Localización, actividad y número de formas de onda que se utilizan para el análisis NST, TCU, TYWS1, TWE y TWB1.</i>	154
<i>Tabla 5.7: Valores característicos de las series de atenuación en NST considerando distintas profundidades máximas de muestreo</i>	155
<i>Tabla 5.8: Valores característicos de las series de atenuación en TCU considerando distintas profundidades máximas de muestreo</i>	157
<i>Tabla 5.9: Valores característicos de las series de atenuación en TWS1 considerando distintas profundidades máximas de muestreo</i>	159
<i>Tabla 5.10: Valores característicos de las series de atenuación en TWE considerando distintas profundidades máximas de muestreo</i>	162
<i>Tabla 5.11: Valores característicos de las series de atenuación en TWB1 considerando distintas profundidades máximas de muestreo</i>	164
<i>Tabla 5.12: Datos estadísticos de las series de caracterización de la zona frágil en NST, TCU, TWS1, TWE Y TWB1.</i>	167
<i>Tabla 6.1: Localización, breve descripción de la actividad sísmica y número de formas de onda utilizadas.</i>	192
<i>Tabla 6.2: Distancias y acimuts entre las estaciones seleccionadas para el estudio.</i>	192
<i>Tabla 6.3: Terremotos de magnitud ML ≥ 5.5 . Se indica en negrita la distancia a las estaciones afectadas.</i>	193
<i>Tabla 6.4: Estadísticos de las series de sismicidad y atenuación para el periodo 1994-2007.</i>	194
<i>Tabla 6.5: Localización, breve descripción de la actividad y número de formas de onda utilizadas en el análisis de las estaciones de Taiwán.</i>	212
<i>Tabla 6.6: Distancias y azimuts entre las estaciones del estudio</i>	212
<i>Tabla 6.7: Terremotos de magnitud ML ≥ 6.5 . Se indica en negrita la distancia a las estaciones afectadas.</i>	213
<i>Tabla 6.8: Estadísticos de las series de sismicidad y atenuación para el periodo 1994-2007.</i>	214

1.INTRODUCCIÓN

Motivación, objetivos y metodología

1.1 Introducción

La predicción sísmica, entendida como conocimiento del instante de ocurrencia de un terremoto, ha sido considerada como uno de los desafíos imposibles de la sismología, un mito del pasado y una utopía de la ciencia. Existen incluso trabajos que defienden la naturaleza imprevisible de los terremotos. Sin embargo, también es cierto que en el siglo XIX desconocíamos las causas de los terremotos y que, en el siglo XX, particularmente a partir de los años 60, hemos sabido construir el nuevo paradigma de la tectónica de placas en el que encajan, de forma perfecta, las causas y la distribución espacial de los terremotos. Por otra parte, el conocimiento de la dinámica del interior de la Tierra, gobernado por la tectónica y las leyes que rigen la frecuencia de ocurrencia de los terremotos, sigue adoleciendo de grandes sombras. Actualmente se reconoce que la predicción sísmica es una obligación social de la sismología y se ha recuperado el tema como reto de futuro (Correig 2006, Keilis-Borok y Soloviev, 2003). De esta forma los trabajos sobre predicción sísmica han ido adquiriendo relevancia en los últimos años.

Una de las claves para abordar este tipo de estudios es el análisis de la sismicidad, bajo la hipótesis de que la sismicidad futura no puede ser muy distinta de la pasada. En general, el enfoque de los métodos actuales de predicción es probabilista y se analizan los catálogos con el fin de definir períodos y zonas de activación probable. Pero persiste el reto y el esfuerzo científico orientado a la predicción a medio y corto plazo. La escuela Japonesa apuesta por este tipo de predicción, mientras que la escuela americana hace mayor énfasis en los estudios probabilistas.

El *United States Geological Survey* (USGS) ha desarrollado nuevos estudios de amenaza sísmica para todo el país, definiendo las acciones sísmicas probables en términos de espectros de respuesta orientados al diseño y protección sismo-resistente de edificios.

Aki (2004), a partir de la observación minuciosa de las erupciones de los volcanes de Isla Reunión, establece elementos con un alto potencial predictivo de erupciones volcánicas, extendiendo su aplicación a los terremotos. Para los terremotos, el principio es elegante y simple: la sismicidad refleja bien el comportamiento de la parte frágil del sistema litosfera-astenosfera; la atenuación sísmica responde bien a los procesos de carga de la parte dúctil. La sismicidad se cuantifica mediante la frecuencia relativa de eventos en un rango de magnitud sísmica característico de cada lugar, la atenuación se cuantifica mediante el factor de calidad Q

que se puede medir de forma sencilla (Aki y Chouet, 1975; Sato, 1977). En régimen normal la parte frágil sigue bien los procesos de carga y descarga de la parte dúctil, de forma que existe una excelente correlación entre las series temporales de sismicidad y de atenuación. Un deterioro persistente de la correlación indica que la zona frágil no responde a la carga-descarga de la zona dúctil y el sismo grande se avecina. Estudios realizados en California (Jin et al. 2004) obtienen resultados esperanzadores, que parecen confirmarse en estudios realizados en Japón. Poco antes de su muerte, el profesor Aki estaba decidido a liderar y promover este tipo de estudios y animó personalmente al director de esta tesis a avanzar en esta dirección (Aki, comunicación personal). En cierto modo esta tesis es también un homenaje póstumo a uno de los sismólogos más carismáticos y brillantes del siglo XX.

Partiendo de estas premisas, el presente trabajo aborda el estudio de la distribución espacio-temporal de la sismicidad a nivel global y regional, mientras que por otro lado, se ponen a prueba las hipótesis de Aki (2004) para testar su potencial predictivo en varias zonas de características geotectónicas diferentes.

1.2 Motivación. Interés científico y social

Desde siempre el hombre se ha visto afectado por fenómenos naturales devastadores que, por sus características y por resultar impredecibles, pueden tener consecuencias catastróficas. En el caso de los fenómenos de carácter climatológico, gracias a la predicción, el impacto se ha reducido considerablemente. En la meteorología, al igual que en la sismología se ven involucrados gran cantidad de parámetros que dificultan la tarea de hallar un método fiable para predecir, con cierta precisión, fenómenos extremos.

Parece que deberíamos ser capaces de encontrar un método equivalente a la predicción climatológica en el campo de la sismología. Pero la naturaleza caótica asociada a los fenómenos sísmicos así como la complejidad de las teorías que los rigen, debido a la gran cantidad de parámetros involucrados en los procesos, han hecho que este tema haya quedado relegado a un segundo plano. Llegando a catalogarla de mito hay quién ha llamado a la predicción a corto plazo 'el santo grial de la sismología' (Keilis-Borok et al., 2003). Aún así, superando el escepticismo, parece que hay un interés creciente de la comunidad científica por intentar resolver estas carencias.

En promedio, cada año ocurre un terremoto de consecuencias catastróficas. Debido a ciertas tendencias evolutivas como la proliferación de grandes ciudades con alta densidad de

población y grandes obras de ingeniería, estas consecuencias tienden a ser cada vez más devastadoras, haciendo que un solo gran evento pueda provocar cientos de miles de víctimas o desestabilizar la economía mundial en pocos minutos. Dado el enorme daño que desencadenan y las consecuencias, muchas veces irreversibles, como el ocurrido al norte de Japón de magnitud 9.0Mw el 11 de marzo de 2011 y el devastador tsunami al que precedió, el ocurrido en Chile en 2010 de 8.8Mw o el que tuvo lugar en Sichuan (China) en 2008 de 8.0Mw, por mencionar algunos de los más recientes y devastadores, la necesidad de desarrollar un método que permita predecir la ocurrencia de un sismo es evidente.

Los estudios de peligrosidad sísmica, estudios probabilistas que dan mapas de la probabilidad de que ocurra un terremoto de una magnitud dada dentro de un periodo de tiempo determinado (periodo de recurrencia) en una zona son los que, de momento, aportan la información más fiable. Normalmente el periodo de recurrencia que se aplica en estos estudios es de 475 años, que corresponde a una probabilidad de ocurrencia del 10% en 50 años. Pero debido a la gran indeterminación inherente al método, a partir de sus resultados sólo se pueden tomar medidas que minimicen los daños en las estructuras de la zona, haciendo que éstas sean lo menos vulnerable posible a las vibraciones asociadas al tipo de sismo de la zona. Por otro lado, en zonas de actividad sísmica alta o muy alta (como Japón o Turquía) se utilizan sistemas como el llamado *Earthquake Early Warning Alarm* que, una vez que el terremoto se ha producido (las zonas de falla están muy instrumentadas), da el aviso a las ciudades más próximas. Aprovechando que la velocidad de las ondas de radio es mayor que la de las ondas sísmicas, da unos segundos o incluso minutos de antelación, tiempo suficiente para detener trenes de alta velocidad, frenar actividades peligrosas, cortar suministros de gas y electricidad y minimizar las posibles víctimas provocadas por accidentes posteriores asociados al temblor. Pero queda un enorme vacío, tenemos un método que da la probabilidad de un gran evento en torno a los próximos 500 años y un sistema que avisa con unos segundos de antelación.

El método recientemente desarrollado por Aki (1930-2005) correlaciona dos series temporales en busca de un posible patrón que podría ser utilizado como precursor a medio plazo (años), cubriendo así parte de este periodo de oscuridad en la predicción sísmica. Aunque, en realidad, esta tesis no se orienta directa y exclusivamente a la predicción sísmica, el principal interés científico reside en el cálculo de la correlación de series espaciales y temporales de dos parámetros sismológicos cruciales: la sismicidad y la atenuación.

Los resultados obtenidos en diferentes ambientes geotectónicos proporcionan información de los procesos dinámicos internos que rigen las fuerzas tectónicas y de su relación con la sismicidad. El análisis de la evolución temporal de distintos parámetros y de su correlación abre nuevas puertas de cara al estudio de la dinámica del interior de la Tierra.

1.3 Objetivos

Así pues, el objetivo principal de esta tesis es la, correlación y análisis de la sismicidad y de la atenuación, con el doble propósito de validar la interacción frágil-dúctil y su potencial precursor así como la relación de ambos parámetros con los procesos dinámicos del interior de la Tierra que impulsan la tectónica de placas. Para conseguir este objetivo se realizan las siguientes tareas:

1) Análisis en profundidad de los distintos métodos de predicción sísmica que han sido propuestos o usados a lo largo de la historia, considerando tanto los métodos probabilistas como los desarrollados en los últimos años orientados a la predicción a más corto plazo. Se discuten además los riesgos y beneficios de la predicción analizando las consecuencias sociales de las alertas a corto plazo en base a distintos casos, fallos y aciertos en la predicción, ocurridos hasta la fecha.

2) Estudio de la sismicidad a través de un exhaustivo análisis de distintos catálogos sísmicos. Se analiza la distribución espacio-temporal de la actividad sísmica tanto a nivel mundial como para diferentes zonas. Colombia, Taiwán y la Península Ibérica han sido seleccionadas en función de su nivel de actividad y de la calidad de los datos disponibles. Búsqueda y localización de posibles ciclos y migraciones de la actividad sísmica, tanto a largo como a medio plazo, lo que daría lugar a una base firme que complementaría otros modelos de predicción, ya sean probabilistas o deterministas.

3) Estudio de la atenuación, a través de las ondas de coda, que constituyen una forma útil de estimar la atenuación de las ondas sísmicas y permiten dar cuenta del grado de heterogeneidad del medio y sus efectos en la propagación de las ondas y en su llegada a la superficie.

4) Estudio y análisis de la correlación de las series temporales de sismicidad y atenuación. Comparación con las zonas y resultados obtenidos hasta la fecha. Análisis de su posible utilización como precursor en las diferentes áreas y periodos. La comparación de los resultados obtenidos lleva a determinar en qué condiciones la aplicación del método puede llegar a ser efectiva.

1.4 Metodología

Para el estudio de la sismicidad se usarán las técnicas clásicas de análisis de sismicidad (Gutenberg y Richter, 1954). Distintos métodos se utilizan para evaluar la calidad de los catálogos sísmicos y calcular su completitud de forma que se puedan comparar resultados y errores (Woessner y Wiemer, 2005). También se proponen métodos de regionalización diseñados específicamente para el análisis de la distribución espacio-temporal de la sismicidad aplicables tanto en grandes regiones como a menor escala.

Los métodos más directamente relacionados con los objetivos de esta tesis, puestos a punto por Jin et al. (2004) se utilizan para evaluar la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera y su potencial predictivo. Para medir la atenuación se utiliza la técnica propuesta por Sato (1977) derivada a partir de la de Aki y Chouet (1975).

Se usa para realizar todos los cálculos el software MatLab sobre plataformas Linux y Windows.

El esquema que se sigue para lograr los objetivos es el siguiente. Primero, se realiza una detallada exposición de los métodos que han sido propuestos a lo largo de la historia para predecir grandes terremotos, se discuten distintos tipos de precursores y se pone de manifiesto la importancia del estudio de la reacción social frente a una amenaza de estas características. Después, se describe la metodología necesaria para llevar a cabo el análisis de la distribución espacio-temporal de la sismicidad, el estudio de la atenuación y, combinando estas variables, testar el potencial predictivo de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera detallando cuidadosamente cada uno de los pasos a seguir. En la segunda parte del trabajo se describe la aplicación de estas técnicas.

Durante todo el proceso se presta una atención especial a la calidad y cantidad de datos, factores que resultan en muchos casos decisivos para lograr resultados concluyentes.

2. PREDICCIÓN SÍSMICA

Mito del pasado o Reto del futuro

2.1 Introducción

Como fenómeno físico, regido por las leyes de la naturaleza, los terremotos deben de ser hasta cierto punto predecibles (Wyss, 2001). En cualquier caso, es un problema complejo por varias razones. En muchos casos, el volumen focal, donde se desencadena el episodio, en el interior de la Tierra, es inaccesible; el principal parámetro que lo regula, los esfuerzos y tensiones que sufre la parte frágil de la litosfera, no puede medirse de forma directa. Además, el reciente desarrollo de esta rama de la ciencia da lugar a una considerable escasez de medidas y datos fiables, ya que las redes de sismógrafos y acelerógrafos, así como técnicas modernas para la medición de parámetros como la tasa de deformación de la corteza han comenzado a desarrollarse recientemente.

Así, la complejidad y el desconocimiento incrementan la dificultad para encontrar modelos fiables de predicción. El fenómeno sísmico es muy complejo, heterogéneo y altamente no lineal. Las zonas sismo-activas se encuentran en un estado crítico auto-organizado. Todo ello obstaculiza el desarrollo de métodos de cierta precisión. Por otra parte, existen trabajos que indican que la naturaleza caótica de la deformación frágil puede hacernos descartar la posibilidad de una predicción fiable.

También es necesario tener en cuenta el factor social. Primero, el escepticismo que rodea a este tema en algunos sectores hace que la inversión en este tipo de estudios sea escasa y en algunos casos nula. El éxito a corto plazo es altamente improbable lo que siembra el desinterés de la comunidad científica y la desconfianza de la sociedad. Además, los fallos en modelos desarrollados hasta la fecha, el número de falsas alarmas o la falta de precisión en las predicciones, hacen que los resultados positivos pierdan relevancia dificultando su desarrollo hasta bloquearlo en algunos casos.

Para hablar de predicción sísmica es indispensable definir primero con claridad el término predicción. Una definición demasiado estricta puede llevar a conclusiones drásticas que nos lleven a abandonar las metas que nos estamos planteando. Geller et al. (1997) utilizaron una definición que implicaba una ventana temporal demasiado estrecha, conduciéndoles a argumentos concluyentes que demostraban la imposibilidad de una predicción en esos términos debido al elemento de aleatoriedad que acompaña al fenómeno sísmico. Su afirmación '*los terremotos no son predecibles*' es consecuencia directa de su definición de predictibilidad. La cuestión que se plantea no es si los terremotos son o no predecibles, si no con cuanta preci-

sión somos capaces de predecirlos (Wyss, 2001). La definición usada generalmente es la que sigue: *se debe especificar la localización, el tamaño y el momento en el que tendrá lugar el evento, todos estos parámetros con una ventana de error y la probabilidad de que ocurra* (Allen, 1976). Además, se debe estimar la probabilidad de que el evento ocurra por casualidad, para establecer que no se trata de una predicción trivial (Wyss, 2001).

Por todo ello, negar rotundamente la posibilidad de una predicción sin aclarar el tipo de predicción que se pretende parece fatuo. Debemos distinguir predictibilidad intrínseca del sistema, esto es, hasta qué punto la ocurrencia futura de un evento puede ser desvelada a partir del comportamiento previo del sistema; de una predicción científica, una hipótesis con base científica, expuesta habitualmente en términos probabilistas, de la localización, el momento y la magnitud del evento, y cuáles de estas hipótesis son de utilidad a la hora de alertar de un evento potencialmente destructivo con suficiente precisión espaciotemporal para prevenir y minorar el desastre.

El primer paso para una predicción científica es la identificación de uno o varios elementos precursores que puedan proveer información acerca de la localización, el momento y la magnitud de un terremoto futuro, que la relación entre los precursores y el evento predicho tenga una sólida base física y que estos precursores puedan ser verificados mediante experimentos independientes, para probar la hipótesis. El problema es que una comprobación en retrospectiva no es suficiente. La validación depende de la ocurrencia de un terremoto suficientemente grande cerca de una zona bien instrumentada y documentada, y estos terremotos no son demasiado habituales. Podrían pasar décadas antes de que un precursor propuesto se valide de forma fehaciente.

A pesar de las muchas trabas y la controversia que rodean al tema, el interés en este tipo de investigaciones parece estar resurgiendo. Mejoras significativas en la cantidad y calidad de los datos, también en los medios técnicos y computacionales, mayor conocimiento de la física de la ruptura sísmica, en definitiva, una mejor comprensión de cómo funcionan los sistemas de fallas auguran un futuro esperanzador. Se han mejorado los modelos estáticos y dinámicos que describen la interacción de tensiones en los sistemas de fallas y los efectos de la evolución de las tensiones en la actividad sísmica, se encuentran nuevos tipos de posibles precursores, la calidad de los catálogos sísmicos mejora día a día, incorporando cada vez eventos menores y más información gracias a redes de alta tecnología cada vez más vastas y densas.

Es ahora cuando empezamos a tener perspectiva suficiente, gracias al conocimiento de la historia sísmica y del estado actual de los sistemas de fallas, para afirmar que, en teoría, algunos grandes eventos, en ciertos sistemas de fallas pueden ser predecibles a medio plazo, detectándolos desde décadas antes hasta con unos años de antelación.

Geller et al. (1997) en un muy interesante trabajo, hacen una revisión crítica del estado de la predicción sísmica hasta finales del siglo XX. Su principal conclusión, puesta de manifiesto ya en el resumen, no es muy esperanzadora. Dicen: *“Emitir alarmas previas a grandes terremotos inminentes parece, a todos los efectos, imposible”*. Sin embargo la palabra *parece* apunta hacia una cierta precaución dentro del escepticismo. Apunta a como, incluso después de revisar y comprobar los fracasos de la predicción sísmica a corto plazo, el autor se resiste a aceptar de forma contundente y definitiva la imposibilidad de prever la ocurrencia cercana de un gran sismo. No tira la toalla y se resiste a abandonar de forma definitiva el hechizo de la predicción sísmica. Parte de esta tesis se dedica al análisis, en diferentes ambientes tectónicos, de la hipótesis de la interacción dúctil-frágil a la que Aki (2003) confiere un carácter predictivo. Pero, de momento, en este capítulo, se revisan los esfuerzos en la predicción sísmica, a lo largo de la historia, así como los éxitos y fracasos en predicciones pasadas, la reacción social y sus consecuencias.

2.2 Antecedentes: mitos y leyendas

La documentación disponible sobre sismos, sus causas, efectos y señales, se remonta varios siglos. Al ser fenómenos de gran impacto social, debido los efectos catastróficos que pueden llegar a tener, el interés que despiertan es tanto mayor cuanto mayor es el riesgo sísmico de una zona en cualquier época. La mitología que rodea el tema es extensa, y se han usado infinidad de recursos para explicar un fenómeno que, con los conocimientos de la época, resultaba inexplicable. Desde castigos divinos hasta extraños animales gigantes han sido considerados causa de la ocurrencia de sismos. Se presentarán a continuación algunos ejemplos de estas y otras justificaciones que se proponían en otro tiempo.

Documentos que datan del s. XVII afirman que los terremotos eran provocados por movimientos repentinos de los peces gato (siluros), que viven en el fondo de grandes ríos y pantanos y que emergían justo antes de un temblor importante. Cuenta la leyenda que un gran pez siluro o *namazu*, yace enroscado bajo el mar, y que sobre su espalda descansan las islas que conforman Japón. El Dios *Kashima Daimyojin* mantiene una gran piedra sobre el pez

para impedir que se mueva, pero cuando se distrae, el siluro se mueve y entonces tiembla la tierra. La apariencia grotesca de estos peces puede dar lugar a supersticiones (Figura 2.1), además está documentado el hecho de que se comportaban de forma extraña justo antes de un sismo (Rikitake, 1976).

Experimentos (Hatai y Abe, 1932; Hatai et al., 1932) hacen suponer que estos peces son sensibles a cierto tipo de estímulos, probablemente de origen eléctrico. A pesar de que la base era errónea y este movimiento no era causa sino efecto del sismo, fue usado como precursor. La alteración en el comportamiento de algunos animales fue uno de los primeros intentos de predicción basado en precursores (Rikitake, 1976). De hecho, en 1756, en un documento elaborado por el, en aquel momento, catedrático de matemáticas de la universidad de Salamanca a raíz del terremoto de Lisboa de 1755, se concluye que *'dan seguros pronósticos de los temblores los animales, que viven en cuevas, porque sofocados y aturdidos del fuego de las exhalaciones salen despavoridos; y por lo mismo los demás brutos domésticos y las aves dejan sus acostumbrados nidos y habitaciones'* (Ortiz Gallardo, 1756). Es posible que algunos animales sean sensibles a la llegada de las ondas P o a estímulos eléctricos previos a la llegada de las ondas S.



Figura 2.1: Ilustración de la leyenda japonesa mostrando el siluro sobre el que descansa el archipiélago japonés (Earthquake Research Institute, Universidad de Tokio).

Otras leyendas del este asiático cuentan que una misteriosa niebla, a la que llamaban *Chiki* (literalmente 'aire de la tierra') cubría la zona horas antes de un terremoto. Variaciones inesperadas del clima también se han asociado a la sismicidad, de hecho hay varios dichos japoneses que las asocian (Rikitake, 2001), por ejemplo:

- *'Cuando no hay viento, el cielo está plomizo y terriblemente nublado, pronto habrá un terremoto'.*
- *'Cuando el paisaje está mortalmente tranquilo y la silueta de las montañas se presenta deformada, pronto habrá un terremoto'.*
- *'Cuando hace un frío invernal en verano, pronto habrá un terremoto'.*

- *'Un terremoto ocurrirá si hay diluvios y sequías frecuentes'.*

En el análisis posterior al terremoto de Lisboa se documentan hechos similares, proponiendo varios precursoros:

- *'Cuando las estaciones no aparecen en su regular templanza o después de gran sequedad vienen abundantes y repetidas lluvias, o la sequedad después de estas, son consiguientes y casi indefectibles los terremotos'*

A pesar de estas repetidas observaciones, hoy en día sabemos que la mayoría de los fenómenos meteorológicos se deben a mecanismos atmosféricos y no se ha establecido ninguna relación con los sismos.

También han sido referidos ruidos y muchos otros precursoros, hasta se documentan los más extraños e inverosímiles que cabría esperar, basados en alteraciones en el comportamiento humano, enfermedades extrañas, estado de los alimentos (Ortiz Gallardo, 1756):

- *'Que en islas y tierras cercanas al mar, que por esto padecen más estos accidentes, horas y aún días antes se suele percibir un ruido espantoso, como de quejas, bramidos y estruendo de armas, procedido de la pugna y golpeo de las comprimidas exhalaciones'*
- *'Que los racionales suspiran mucho y sienten opresiones de corazón y sofocaciones y enfermedades extrañas'*
- *'Que los vegetales pierden su frescura y que los alimentos se ponen áridos, flacos y morriñosos'*

Mencionar, por supuesto, la extendida creencia en la intervención divina como explicación de la ocurrencia de sismos, o el uso de la astrología para predecirlos. A pesar de que muchos de los precursoros que se han ido proponiendo no tienen ninguna base física plausible, muchos otros se explican científicamente, a pesar de que se entendían en la época como leyendas infundadas.

Muchas veces se ha hablado de extrañas luces en el cielo asociadas a grandes terremotos (Figura 2.2). Algunas veces éstas se aprecian mar adentro desde zonas costeras. Terada (1934) llegó a la conclusión de que podía deberse a que algún tipo de plancton luminoso, *Noctiluca miliaris*, ascendiera a la superficie debido a algún estímulo mecánico. Otra explicación posible es que se produjeran explosiones de bolsas de gas debido a la fricción de rocas de la

corteza, o podrían deberse a alteraciones en el campo electromagnético provocadas por la deformación o rotura de rocas cristalinas (Rikitake, 2001).

Las aguas subterráneas también se ven afectadas: pozos cuyo nivel de agua disminuye repentinamente, o en los que ésta aparece mezclada con barro. Esto podría deberse a que los huecos en las capas profundas a través de los que pasa o se filtra el agua podrían cerrarse o cambiar debido a las elevadas presiones tectónicas que, al ir aumentando, terminan provocando un terremoto. Algún tipo concreto de pozo puede usarse como un medidor volumétrico de presión, que estime así las tensiones que sufre el subsuelo. (Mogi, 1985).

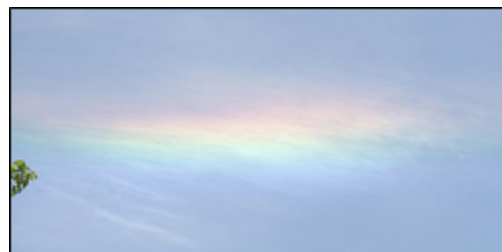


Figura 2.2: Avistamiento de luces en el cielo días antes a la ocurrencia de un gran terremoto.

Ya en 1880, cuando aún faltaban más de 80 años para que aparecieran la teoría de la tectónica de placas, John Milne habla de predicción sísmica en el plano científico: *‘Desde que se estudia la sismología uno de los principales propósitos de los estudiosos ha sido descubrir la manera de predecir la llegada de un sismo’*. Además expone una discusión de posibles precursores como, por ejemplo, las condiciones meteorológicas, el comportamiento animal, efectos eléctricos, mareas, cambios de temperatura, microsismos, etc. A partir de entonces, han sido propuestos infinidad de precursores pero pocos de ellos han sido comprobados cuantitativamente, en parte porque la falta de datos fiables dificulta la tarea de evaluación de los métodos.

La mayoría de estos cambios previos a la ocurrencia de un gran sismo tienen una explicación física. Tom Bleier y Friedmann Freund (2005) muestran, mediante experimentos de laboratorio, que la rotura de enlaces Oxígeno-Oxígeno, presentes en los minerales, produce huecos (deficiencias electrónicas, cargas positivas). El movimiento de estas cargas provoca cambios en el campo magnético de las rocas. Estos cambios se propagan a la superficie y a través del aire. Las frecuencias de estos cambios son tan bajas (longitudes de onda de unos 30000 km) que penetran fácilmente a través de kilómetros de roca sólida y se detectan en la superficie sufriendo poca atenuación. Al llegar a la superficie, ésta se encontraría cargada positivamente y haría que la ionosfera tendiera a acercarse a la tierra, comprimiéndose y perdiendo altura. Además, algunos de los huecos se recombinarían con electrones o átomos cargados

negativamente produciendo radiación en el infrarrojo. Cambios asociados en la conductividad del aire explicarían las luces en el cielo, la emisión en el infrarrojo podría dar lugar a un leve aumento de la temperatura de la superficie terrestre, que en zonas húmedas incluso podría originar nieblas bajas.

Está documentado (Rikitake, 2001) que, gracias a este tipo de creencias terremotos se han predicho o casi profetizado y que, de esta forma, se han salvado vidas (p.e. terremoto de Haicheng, M=7.3, China, 1975). Pero los animales pueden tener comportamientos extraños por muchas causas, igual que las alteraciones de las aguas subterráneas dependen de lluvias, vertidos y muchos otros factores. Hay niebla infinitad de días sin que se relacione con la sismicidad, y no puede cundir el pánico cada vez que aparezca un arco iris o una luz en el cielo. Las variables involucradas en todos estos fenómenos han sido y son estudiadas, pero la complicación aumenta, ya que los parámetros que los rigen son muchos, y llegar a un método fiable por esta vía parece complicado. Además, no se tienen datos suficientes de todas estas variables durante eventos pasados, para poder hacer comprobaciones fiables de métodos de este tipo.

En resumen, una rotura grande de la corteza se asocia a un cambio temporal, o una anomalía, en uno o varios parámetros físicos en la zona circundante. El problema es que estas anomalías no siempre se observan precediendo a un gran evento, si no que muchas veces se disipan como una anomalía transitoria sin consecuencias directas, es por ello que las predicciones basadas en este tipo de precursores pueden y suelen dar lugar a falsas alarmas. Por otro lado, también ocurren grandes terremotos sin que se hayan detectado estos precursores. La falta de conocimiento de estas anomalías transitorias, precedan o no a un gran evento, dificulta cualquier intento de predicción basado en ellas. Estos problemas aumentan el escepticismo de la comunidad científica con respecto a la posibilidad de desarrollar un método de predicción a partir de estos precursores.

2.3 Precursores

Como se acaba de comentar, muchos grandes eventos son precedidos por ciertas anomalías, o perturbaciones transitorias, aunque éstas ni se dan siempre, ni son siempre las mismas e, incluso, a veces, ocurren sin necesidad de que tenga lugar el terremoto posterior. Esto es, se espera que se den precursores y también se espera que haya falsas alarmas asociadas a ellos.

En la predicción de erupciones volcánicas, las falsas alarmas se dan, y son aceptadas como inevitables, mientras que en el caso de los terremotos éstas se entienden muchas veces como una fatalidad, que lleva a rechazar al posible precursor de forma tajante. La diferencia está en que las crisis sísmicas que provocan las intrusiones magmáticas bajo los volcanes son un fenómeno conocido, mientras que los precursores sísmicos y su relación con el futuro evento no se entienden bien (Wyss, 2001).

Se han propuesto muchos precursores con orígenes físicos muy diferentes desde que se conoce la teoría de la tectónica de placas y se empieza a disponer de las bases necesarias para intentar un fundamento científico para la predicción sísmica. Principalmente los estudios se centraron en el movimiento de la corteza y el estudio de precursores y réplicas. Más adelante se comenzaron a investigar otras áreas, como campos geoelectrónicos y geomagnéticos, geoquímica y geología. En este apartado se presentan algunos parámetros físicos que sufren perturbaciones transitorias antes de algunos grandes terremotos.

2.3.1 El movimiento de la corteza

Cuando las fuerzas aplicadas a la corteza aumentan gradualmente, ésta se deforma. Al alcanzar las tensiones un cierto límite tiene lugar un desplazamiento repentino a lo largo de la corteza y ocurre un terremoto, con lo que se libera gran parte de la tensión acumulada, para posteriormente volverse a cargar constituyendo un ciclo. Consecuentemente, si fuera posible monitorizar el nivel de tensión, éste podría dar una idea de cuándo se va a alcanzar el límite y así se podría predecir el evento en una región determinada.

Evidentemente, no sería posible la predicción midiendo sólo los niveles de tensión acumulada. Además, no se conocen los valores de la tensión límite con precisión y, sin duda, dependen de la región y del tiempo. Pero disponer de estos datos puede ser útil para dar una idea de la probabilidad o para combinarlos con otro tipo de observaciones.

2.3.2 Cambios en la actividad sísmica: gaps sísmicos y sismos precursores

Disponer de los catálogos sísmicos es esencial para intentar una predicción. Esta información es útil de varias formas:

Primero: da la posibilidad de conocer el nivel de actividad de la zona (periodos de retorno, estudios de peligrosidad) y de la migración sísmica, esto es, los focos tienden a avanzar en una dirección y se espera que el siguiente evento ocurra en la prolongación de esa tenden-

cia. Si una falla acumula más tensión en una zona, empezará a romperse por ahí, haciendo que las tensiones aumenten en las zonas vecinas y la rotura continúe en esa dirección.

Segundo: a veces las características y el número de eventos pequeños y moderados cambian antes de un gran terremoto. Puede ser que la zona se vuelva inactiva antes de un gran sismo, según la teoría del gap sísmico (Fedotov, 1965). El gap de primera especie ocurre debido a la teoría de acumulación de tensiones, según la cual habría un periodo de calma durante el proceso de carga hasta que se alcanzara el límite de tensiones y ocurriera el sismo. El gap de segunda especie o también llamado del patrón del Donut, se diferencia del de primera especie en que el periodo de calma se da solamente en la zona epicentral y no en las circundantes. Otros han continuado desarrollando esta teoría (Mogi, 1968; Utsu, 1970; Sykes, 1971; Kelleher, 1972; Kelleher et al., 1973; McCann et al., 1979; Kanamori, 1981; Kashara, 1981). Pero, según esta teoría, la probabilidad aumenta al aumentar el tiempo desde el último gran evento, lo cual contradice los datos de los catálogos. Por el contrario, a veces ocurre que la actividad aumenta antes de un gran evento en forma de sismos o series sísmicas precursoras (Aki, 2003).

Además, cuantos más datos se tengan de la historia sísmica mejor podremos calibrar los parámetros de futuros intentos de predicción y comprobar los resultados de estos métodos.

2.3.3 Cambios en la velocidad de las ondas

Cuando se aplica una fuerza a una roca la velocidad de propagación de las ondas elásticas que se propagan a través de ella cambia. En el caso de compresión uniaxial, la velocidad en la dirección de compresión aumenta. Si se aumenta la fuerza aplicada y la roca se aproxima al punto de rotura la velocidad transversal disminuye considerablemente (hasta un 20%). Esto se debe a las micro-fracturas que se producen antes de la rotura (Matsushima, 1960).

Las tensiones que sufren las rocas en el subsuelo son mucho más complejas, pero según diversos experimentos la velocidad disminuye muy marcadamente en la dirección del eje principal de mínima presión. Así, el cambio de velocidades da una idea del nivel de tensiones del terreno.

En Rusia, desde 1960 se estudió esta técnica con mucho interés (Rikitake, 1976). Se afirmaba que, antes de un terremoto moderado-grande, la relación V_p/V_s disminuía desde un 10 hasta un 15% respecto de su valor habitual, en torno a 1.75, y el terremoto tenía lugar

cuando la relación recuperaba su valor normal (Semyenov, 1969). Además se aseguraba que existía una relación entre la duración de esta perturbación en el cociente de velocidades y la magnitud del sismo. Con esto se habría conseguido la predicción. Pero, aunque a veces se dan estos cambios en las velocidades de las ondas debido a la aparición de micro-fracturas, lo cierto es que no ocurre siempre en la misma magnitud. Depende de las condiciones del suelo, así que no sólo varía con la zona sino también con el tiempo, ya que cualquier pequeña alteración del terreno podría hacer que cambiaran, con lo que el método no es útil por sí solo, ya que no se sabría si el cambio en las velocidades es debido a la llegada de un sismo o a cualquier otra perturbación. En cualquier caso, puede usarse como fenómeno orientativo para la predicción.

2.3.4 Geoelectricidad y geomagnetismo

Desde que se pudieron realizar medidas de este tipo se detectan cambios en el campo geomagnético antes, durante y después de grandes terremotos. En 1960, cuando se comenzó a utilizar el magnetómetro de protones de alta precisión, se pensó que las alteraciones en los campos geoelectrónico y geomagnético que se habían observado hasta entonces podían deberse a errores de medida. Esto provocó una reducción considerable del número de estudios de este tipo. Aún así, algunos autores siguieron investigando en este campo.

El fenómeno comienza a observarse, no durante el periodo más activo de las crisis sísmicas, sino antes, cuando varía el nivel de las aguas subterráneas, lo que llevó a interpretarlo como el resultado de un fenómeno electrodinámico interfacial al variar el flujo del agua. Estas variaciones se dan meses e incluso años antes de un terremoto, por lo que es complicado asociarlos a la actividad sísmica, ya que hay otros factores que influyen en el geomagnetismo. También se han observado cambios en corrientes geoelectrónicas y emisiones electromagnéticas que están directamente relacionadas con la deformación y rotura de rocas. Medidas en la resistividad del suelo también dan estos resultados, decayendo gradualmente entre un 10 y un 15% antes del sismo.

Al ir rompiéndose la roca, la creación de micro-fracturas permite el paso de aguas ionizadas, lo que disminuye la resistividad del suelo. Podría pensarse que esto genera una vía para que pasen corrientes eléctricas que afectan al campo magnético de las rocas pero, para provocar un cambio significativo, el agua debería alcanzar velocidades muy elevadas y generar grandes corrientes. Otra teoría es que la deformación y rotura de rocas hace que sus átomos se desestabilicen, liberando electrones de sus capas atómicas superficiales y creando huecos (cargas positivas), que viajarían hacia la superficie mientras que los electrones irían hacia el

manto. Esta separación de cargas alteraría el campo magnético de las rocas. Probablemente este fenómeno se deba a una combinación de ambas teorías.

2.3.5 Cambios geoquímicos

Se ha detectado, en algunos casos, un aumento en los contenidos de radón y alguna otra sustancia en el agua de pozos antes de que ocurra un terremoto. Podría deberse a que al haber nuevas vías por las que circula el agua, ésta se contamine al tocar las paredes de estos nuevos caminos y recoja restos de estas sustancias. La teoría en cuanto a la contaminación por emisiones de gas radón es que, al aumentar la tensión en las rocas, desde el hipocentro hacia afuera, las rocas en esa zona sufrirían micro-fracturas liberando gas radón, contaminando el agua subterránea. Teng (1980) resume algunos de los primeros trabajos llevados a cabo en esta área en Rusia, China y Japón. Esta teoría se desestimó en los 90, pero en los últimos años ha resurgido, sobre todo después de la polémica predicción de Gioacchino Giuliani del terremoto de l'Aquila (Italia) en 2009, que se expone en más profundidad más adelante.

Otra perspectiva en cuanto a las emisiones de radón es la propuesta por Bleier y Freund (2005) y trabajos posteriores. Sugiere que los huecos activados por las tensiones en el material subterráneo que se propagan a lo largo de cientos de kilómetros son, como el radón, químicamente muy reactivos. Así, el radón constantemente liberado por las rocas cristalinas se absorbe químicamente en el suelo, y los átomos de radón se liberan cuando los huecos llegan a la superficie de la Tierra e interaccionan químicamente en las zonas de absorción.

2.3.6 Conclusiones

Se han ido detectando a lo largo de la historia muchos fenómenos y de muy distintos tipos que podrían asociarse a la llegada inminente de un terremoto. La falta de mediciones históricas de todos estos parámetros, la inaccesibilidad para obtener medidas fiables de algunos de ellos y, en algún caso, el poco conocimiento de los procesos físicos que los provocan, hacen difícil una catalogación clara de cuáles pueden ser considerados como precursores y cuáles no. Además de la determinación de su posible utilidad predictiva en un futuro.

Para tratar de solucionar estos problemas y organizar un poco la información que se tiene en cuanto a precursores sísmicos, la IASPEI (*International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior*) propone, en su 25 Asamblea General (1991), desarrollar una 'Lista Preliminar de Precursores Significativos'. La Subcomisión de Predicción Sísmica determina que esta lista sería desarrollada durante la Década Internacional para la Reducción de De-

sastres Naturales (IDNDR, 1990-1999). El adjetivo 'preliminar' se debe a que se trata de una lista que por su naturaleza nunca será definitiva, los conocimientos y el número de datos, así como su calidad, van en aumento y un precursor, en principio rechazado, puede ser aceptado posteriormente, y uno aceptado puede descubrirse no relacionado con el sismo tras estudios posteriores. Sólo se incluyen precursores 'significativos', esto quiere decir que tiene que haber evidencias robustas que sostengan que el fenómeno en cuestión es un precursor, ya que no se trata de elaborar una lista que simplemente reúna todos los fenómenos con una posible relación con el proceso de preparación de un sismo. La lista es simplemente una recolección de los fenómenos que tienen más posibilidades de convertirse en precursores útiles para la predicción en un futuro, y en ningún caso es una lista definitiva.

Las propuestas enviadas para evaluación deben seguir un esquema, impuesto por la subcomisión que incluya: el modelo físico en que se basa, la calidad de los datos que se usan para testarlo, la definición de la anomalía precursora, las reglas de asociación del precursor con el sismo y la evaluación estadística, además de demostrar que la probabilidad de que el fenómeno no tenga relación con el sismo es muy baja. Estas propuestas son enviadas a evaluadores anónimos que las revisan, se abre un debate entre los defensores de las propuestas y sus detractores, que hace que la investigación y evaluación sea exhaustiva hasta que cada detalle de los nominados haya sido revisado. En la segunda ronda de evaluación (1994) hay cinco precursores aceptados en la lista, tres de ellos basados en patrones de sismicidad, uno en cambios químicos y de temperatura en el agua y el último en una medida de la deformación de la corteza a partir de medidas del nivel de las aguas subterráneas (Wyss, 1997):

- *Basados en cambios de la actividad sísmica:*
 - Actividad sísmica previa (de horas a meses) (Wu et al., 1991)
 - Pre-eventos (de meses a años) (Bowman, 1997).
 - Calma sísmica antes de grandes eventos (R. S. Matsu'ura, 1986)
- *Basados en cambios en las propiedades del agua:*
 - Concentración de Radón y descenso de la temperatura de aguas subterráneas (Wakita et al., 1991)
- *Basados en la deformación de la corteza:*
 - Ascenso del nivel de las aguas (Reoloffs y Quilty, 1997).

Otros precursores fueron propuestos y rechazados, pero algunos casos no convencen a los evaluadores en ninguna dirección, con lo que se decidió crear una lista temporal con estos casos con información insuficiente para decantarse por una opción u otra. El número de casos en esta lista aumenta como la lista de precursores aceptados, con lo que se ha convertido en otra lista permanente de posibles precursores, de los que, de momento no se tiene información suficiente, y para los que investigaciones futuras decidirán su desestimación o su paso a la primera lista (Wyss, 1997)

2.4 Modelos Probabilistas

La generación de modelos de la distribución temporal de terremotos en una zona es una herramienta muy útil para extraer información a partir de los datos disponibles, acerca del proceso de la ocurrencia de terremotos, con el fin de obtener previsiones más o menos fiables y medidas del riesgo sísmico.

En 1945 Nordquist demostró que la ‘Teoría de Valores Extremos’ es aplicable a la distribución temporal de terremotos. Para que esta teoría sea aplicable, el fenómeno en cuestión debe cumplir dos hipótesis: 1) Las condiciones generales actuales deben ser aplicables en el futuro, y 2) Los máximos observados deben ser independientes entre sí. A partir de entonces los métodos probabilistas se han ido desarrollando con relativa rapidez. Muchos han realizado trabajos centrados en el estudio de la distribución de grandes terremotos (p.e. Vere-Jones, 1970; Shimazaki y Nakata, 1980; Nishenko, 1985; Boshi et al., 1995; Ellsworth et al., 1998; Ogata, 1998, Kagan y Jackson, 2000; Stock y Smith, 2002; Posadas et al. 2002; y otros), pero hasta el momento no se ha encontrado un consenso general, y los resultados que se obtienen son, en muchos casos, contradictorios. Para eventos de magnitudes menores, el modelo ETAS (Epidemic Type Aftershock Sequences) (Ogata, 1988) está, en general aceptado por la comunidad científica.

El límite de magnitud y la escala espacial considerada son factores que influyen en estas diferencias (Faenza et al., 2003). Habitualmente el estudio se realiza para áreas pequeñas en las que el número de terremotos no es suficiente para probar las hipótesis y, por ende, los modelos (Jackson y Kagan, 1993). Este hecho, añadido a la complejidad inherente a la no linealidad de los procesos sísmicos y a su interacción con las heterogeneidades de las zonas de falla, hace difícil la determinación de una distribución de ocurrencia, por lo que en los estudios de peligrosidad las distribuciones aplicadas y los modelos son muchos y muy diferentes, como

distribuciones de Poisson (p.e. Kagan y Jackson, 1994), de Poisson generalizada (p.e. Kagan, 1991), de tiempo de paso Browniano (Ellsworth et al., 1998), de Weibull (Nishenko, 1985), lognormal (p.e. Nishenko y Buland, 1987; Michael y Jones, 1998), el modelo del gap sísmico (McCann et al., 1979), el del tiempo-predecible (Shimazaki y Nagata, 1980; Papazachos, 1992), de clustering (p.e. Kagan y Jackson, 2000), y otros.

La poca comprensión en este punto se demuestra mediante el hecho de que modelos antitéticos se aplican de manera simultánea (p.e. Working Group on California Earthquake Probabilities, 1999) cuando la aplicación de distintos modelos implica necesariamente distintos mecanismos físicos para la ocurrencia de terremotos (Faenza et al., 2003).

2.5 Sismicidad y Caos

El concepto de criticalidad auto-organizada fue introducido por primera vez por Bak et al. (1988). Describe un sistema que, estando alejado del equilibrio, se somete a un aporte de energía constante y lento y evoluciona a un estado que obedece la estadística fractal, esto es, exhibe invariancia de escala obedeciendo leyes potenciales. Esto ocurre de manera espontánea, sin necesidad de ajustar ningún parámetro. El sistema fluctúa en torno a un estado de quasi-equilibrio. La entrada de energía es continua, pero la pérdida tiene lugar de forma discreta, en una serie de eventos que satisfacen la estadística fractal. Como ejemplo paradigmático de este tipo de sistemas Bak y Tang (1989) presentaron el modelo de la pila de arena. Sobre una mesa hay un montón de arena sobre el que se van dejando caer de forma continua más granos de arena. De vez en cuando parte de la arena de la mesa se cae en forma de avalanchas más o menos grandes, pero de forma que sus tamaños siguen una distribución fractal. Scholz et al. (1993) afirman que todo el conjunto de la corteza terrestre se encuentra en un estado crítico auto-organizado.

En los sistemas caóticos, variaciones infinitesimales en las condiciones iniciales provocan diferencias de primer orden en la solución. Las ecuaciones no lineales que los rigen son deterministas, pero debido a su sensibilidad exponencial a las condiciones iniciales la evolución de la solución caótica no es predecible. Esta evolución deberá tratarse de forma estadística.

El comportamiento crítico auto-organizado de los terremotos puede tener implicaciones importantes a la hora de calcular la peligrosidad y posiblemente para hacer predicciones fiables (Turcotte, 1995). Las evidencias de que los terremotos interactúan entre sí a largas distancias aumentan. Esto lleva a desarrollar una teoría holística (del todo a las partes), comple-

mentaria al reduccionismo, a partir de estudios fenomenológicos y teóricos de la dinámica no lineal de la litosfera (Newman et al., 1994; Sornette y Sammis, 1995; Keilis-Borok, 1996 a,b; Turcotte, 1996, 1999).

Desde hace unos 15 años se introducen en el estudio de la dinámica de la litosfera los conceptos de la dinámica no-lineal, incluyendo caos, estado crítico auto-organizado e invariancia de escala, lo que provoca una avalancha de nuevas ideas y métodos. Un resumen de los resultados de la aplicación de estas ideas al estudio de la dinámica de la litosfera y a la predicción sísmica se presentan en Keilis-Borok et al. (2001).

La aplicabilidad del modelo del estado crítico auto-organizado a la predicción sísmica, aún no está clara. Las contribuciones hasta la fecha muestran que el fenómeno por sí mismo no descarta la posibilidad de predicción de las propiedades estadísticas del sistema, ya que, incluso un sistema totalmente caótico tiene cierto grado de predictibilidad a corto plazo. El problema radica en que las fluctuaciones en las tensiones locales pueden ser pequeñas en comparación con las fluctuaciones continuas inherentes a un estado crítico auto-organizado, con lo que un nivel de fondo sería difícil de definir. Por otro lado es difícil generar un modelo que siquiera se aproxime a la complejidad de la Tierra.

En cualquier caso, es un paso más y una nueva puerta abierta hacia una futura posible predicción a medio, e incluso, corto plazo.

2.6 Discusión: éxitos y fracasos de la predicción

Como ya se ha comentado, hace siglos que se pretende lograr una predicción sísmica que pueda alertar a la población evitando el desastre y hace siglos que preocupa la dinámica social derivada de una predicción, tanto si es correcta como si no, y es que sus consecuencias pueden ser tan devastadoras como las del propio terremoto. Un año después del gran terremoto que sacudió Lisboa en 1755, el catedrático de matemáticas de la universidad de Salamanca, D. Isidoro Ortiz Gallardo, explica a dos de sus alumnos algunas lecciones acerca de los terremotos. Expone que la posición de los astros antes del terremoto fue similar a la que se dio durante un eclipse que tuvo lugar dos años antes (Ortiz Gallardo, 1756, facsímil de 1976) y que por ello se anticipaba la ocurrencia del fenómeno (Figura 2.3). Cuando uno de sus estudiantes le pregunta por qué no pronosticó el terremoto, éste alega lo siguiente: *'No lo pronostiqué porque como nunca había visto semejante asombro, juzgaba estar segura esta tierra de padecerle, y no yendo en los estribos de que pudiera suceder una cosa, no es dable pronosticarla, y*

porque aunque imprimo mis almanaques, las sátiras y chistes fríos que se dicen contra los astrólogos me quitaban el dar crédito a sus reglas'

Por no haber sido testigo de un terremoto de semejantes proporciones, no considera la posibilidad de que este pudiera ocurrir, el conocimiento de la historia sísmica es vital para evaluar los resultados en su justa medida. Afirma que no se debe pronosticar un evento si no se está seguro de que se vaya a dar y, por último, al no considerar ni

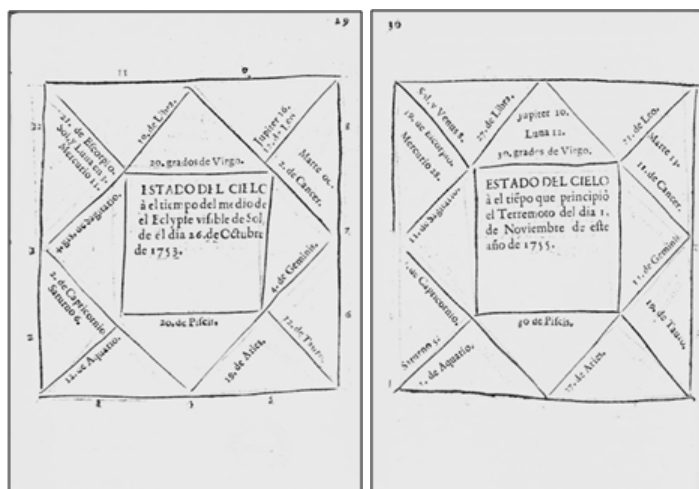


Figura 2.3: Esquema de la posición de los astros en la que se basa Isidro Ortiz Gallardo para afirmar que el terremoto de Lisboa de 1755 era predecible. (Ortiz Gallardo de Villarroel, 1775, facsímil de 1976)

él mismo ni la comunidad científica que el método en el que se basa la predicción es científico, no da crédito al resultado. No le falta razón al desacreditar la suposición, ya que en este caso se trata de un acierto casual. No sólo no confía en la previsión, si no que teme la reacción de la comunidad científica y la humillación que podría acarrear una conclusión errónea. En cualquier caso no se tiene constancia de que se hiciera tal previsión antes del evento y no sólo en retrospectiva. Como él mismo ya indicaba, hace más de dos siglos y medio, no es conveniente hacer un pronóstico sin tener cierta certeza de que ocurrirá, ya que una predicción errónea puede llevar a una sociedad entera al pánico, gastando fortunas en previsión de un desastre que no tendrá lugar, incluso puede llegar a haber víctimas. Además, debido al escepticismo que ya rodea al tema de la predicción sísmica, los errores en la predicción desacreditan posteriores investigaciones hasta negarles cualquier valor o rigor científico.

Un ejemplo claro de lo que ocurre cuando se le da credibilidad a un estudio incompleto es la predicción falsa de Iben Browning en 1990 (Spence et al., 1993). Browning informó en Octubre de 1989 de que, según sus estudios, había una probabilidad del 50% de que un terremoto de magnitud entre 6.5 y 7.5 azotara la zona sísmica de Nueva Madrid el 3 de Diciembre de 1990, con un margen de 2 días de error. Se basó en la idea de que las mareas terrestres pueden desatar terremotos, lo que no está probado científicamente, además no aportaba

datos ni evidencias para sus conclusiones (Gori, 1993). Entre el 29 de Noviembre de 1989 y el 3 de Diciembre de 1990 se publicaron más de 300 artículos en 45 publicaciones locales y nacionales que se hicieron eco de la predicción. Muchas predicciones y avisos tienen lugar cada año por parte de fuentes no oficiales, pero no se les presta tanta atención.

¿Por qué este caso tuvo tanta relevancia y credibilidad? Varios factores influyeron en su difusión (Figura 2.4), como la historia sísmica de la región incluyendo la gran crisis sísmica de finales de 1811-12, el terremoto de Loma Prieta de 1989, que incrementó el pánico, o la buena imagen pública de Browning. Pero posiblemente fue la falta de una reacción rápida y clara por parte de la comunidad científica la última responsable de la cobertura que se le dio. A pesar de que la mayoría de los científicos e instituciones se posicionaban en contra no hubo un rechazo contundente y como concluyó el CERI, (*Center for Earthquake Research and Information*) esperaron demasiado para pronunciarse:



Figura 2.4: Cobertura mediática que se le dio a la predicción falsa de Iben Browning en 1990 (Spence et al., 1993).

‘Nuestra reticencia a responder con dureza a la predicción con anterioridad se debió a la consideración de que reconocerla era una forma de legitimarla, y que el silencio constituiría el mayor rechazo. Esto fue un gran error ya que el público y los medios no podían determinar la validez de la metodología o saber si Browning era un científico legítimo en el área [...]. Al no haber un rechazo riguroso por parte de la comunidad científica, la cobertura de la predicción y del hombre que la realizó se hizo más sensacionalista según el tiempo pasaba.’ (Stevens, 1993)

Todo esto llevó a los gobiernos regionales y locales a gastar miles de dólares en prevención de un desastre que nunca ocurrió. Además de las crisis de miedo, ansiedad, pánico, histeria y otros síntomas relacionados por parte de la población asustada por la amenaza infundada de una catástrofe (Spence et al., 1993).

Por otro lado, siempre cabía la posibilidad de que un gran evento hubiera tenido lugar en esas fechas, lo que hubiera desacreditado a la comunidad científica frente a la opinión pública a pesar de haberse tratado de una predicción infundada.

El contraejemplo se produce en el terremoto del 6 de abril de 2009. En este caso un técnico de laboratorio, Giocchino Giuliani, predijo con éxito el terremoto que azotó L'Aquila (Italia), causando cientos de víctimas. Giuliani trabajaba como técnico nuclear en el Instituto Italiano Internacional de Física Nuclear, en colaboración con los laboratorios nacionales de Gran Sasso. Basó su predicción en medidas de la concentración de radón. Viendo que su predicción era desoída y que no obtenía la respuesta que esperaba al tratar de alertar por las vías oficiales, Giuliani *'fue denunciado a las autoridades por crear pánico en la población'*, porque *'trataba de alertar a la población informando a través de altavoces desde una furgoneta con la que atravesaba la ciudad, avisando a la gente de que debía evacuar sus hogares'* (nota de prensa, Reuters). El acierto de Giuliani despertó gran controversia por todo el mundo y las reacciones de científicos y de organismos oficiales no se hicieron esperar, coincidiendo en la falta de credibilidad de la predicción a pesar de su acierto:

'Esto ocurre constantemente [...]. La gente envía predicciones basadas en distintas teorías. Siempre es difícil evaluar su credibilidad.' (Tom Jordan, director del SCEC (Southern California Earthquake Centre), nota de prensa, LA times)

'Cada vez que ocurre un terremoto hay gente que asegura haberlo predicho. Hasta donde yo sé, nadie ha predicho este terremoto con precisión. No es posible predecir terremotos' (Enzo Boschi, presidente del Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia, nota de prensa, Reuters).

'El radón como precursor ha sido ampliamente estudiado en las tres últimas décadas y no cumple las normas del Método Científico. Esto lleva a la generalmente aceptada conclusión de que no puede ser propuesto como un precursor sísmico fiable. El hombre que hizo la predicción es un desconocido para la comunidad científica. Ni su método de análisis ni sus datos han sido nunca publicados en revistas indexadas ni presentados en una conferencia científica. En estos términos difícilmente pueden ser seriamente tenidas en consideración.' (Francesco Mulargia, sismólogo en la Universidad de Boloña, comunicación por e-mail, nota de prensa, Science).

A pesar del acierto, se concluyó que la predicción no era fiable y que por tanto la reacción de las autoridades fue la correcta al desoír las advertencias de Giuliani. No obstante, puede que la denuncia interpuesta por alteración del orden público y la investigación a la que se le sometió por tratar de alertar a la población fuera una reacción desmedida, ya que, como apuntó Paolo Diodati de la Universidad de Perugia, si esto ocurre, los científicos se sentirán

intimidados y nunca se arriesgarán a dar la voz de alarma otra vez (nota de prensa, Science). Por otra parte, las víctimas del sismo, han presentado una querrela formal contra los sismólogos que quitaron valor a la predicción de Giuliani, bajo la grave acusación de que si hubieran seguido las advertencias de Giuliani muchos vecinos y familiares de L'Aquila no hubiesen perecido. Estos dos casos, el de Iben Browning en 1990 y el de Gioacchino Giuliani en el 2009 ponen de manifiesto la delicadeza del problema de la predicción sísmica y la necesidad de avanzar hacia protocolos de actuación de los organismos públicos y académicos frente a casos como los descritos. La misma impredecibilidad de la ocurrencia de los sismos conlleva la dificultad de negar la posibilidad de su ocurrencia. El tema se ha demostrado complejo y de un enorme impacto social.

El éxito de la predicción de varios terremotos en China, como el de Haicheng en 1975 (Rayleigh et al., 1977, Wang et al., 2006) o los de Sungpan-Pingwu en 1976 (Wallace y Teng, 1980) ha sido ampliamente analizado, siendo los éxitos más destacados de predicciones sísmicas, evitando un número sustancial de víctimas. En estos casos, las medidas y análisis fueron llevadas a cabo por los organismos oficiales. Se analizaron, según se informó a miembros del *American Earthquake Engineering and Hazards Reduction Delegation*, múltiples precursores, como la sismicidad, que mostraba relación entre la actividad de distintas zonas sísmicas, cambios en la relación de las velocidades de las ondas P y S, datos de elevación del terreno, cambios en la concentración de radón, niveles del agua subterránea y su concentración, patrones de migración (Wallace y Teng, 1980). Además se documentaron otro tipo de anomalías no instrumentales como avistamiento de luces en el cielo, ya fueran en forma de bolas de fuego o emisiones resplandecientes, ruidos descritos como suaves murmullos, crecimiento anómalo de plantas y florecimiento de frutales fuera de época, náuseas y shock en la población que algunos relacionan con un aumento del nivel de microsismicidad o comportamiento animal extraño.

A pesar de que estos aciertos salvaron muchas vidas, muchos factores hacen que pierdan relevancia para fundamentarse en ellos a la hora de defender la predicción sísmica. La falta de rigurosidad tanto de los datos como de los análisis que los sismólogos chinos mostraron a la comunidad internacional genera gran escepticismo. Por un lado las anomalías geofísicas se muestran sin una línea base de larga duración para contrastarlas, por otro, las anomalías llamadas 'no instrumentales' o 'macrosísmicas' son difíciles de medir y más aún de contrastar (Wallace y Teng, 1980). De todas formas, también se debe considerar la gran cantidad y varie-

dad de datos sintetizados, que en cierta forma puede compensar la falta de objetividad y rigurosidad de algunos de los datos.

A lo largo de la historia se han dado muchos casos de predicciones falsas y fallos en la predicción y tan solo unos pocos aciertos, que casi podrían achacarse a meras coincidencias. Aún así no cabe desistir en la ardua e improbable tarea de tratar de lograr uno o varios métodos, que no sólo salvarían miles de vidas, sino que minimizarían daños materiales y pérdidas económicas que pueden llevar a un país a la bancarrota. A pesar de que, hoy por hoy, es altamente improbable encontrar un método de predicción que justifique medidas drásticas como evacuaciones, las predicciones a medio y corto plazo de baja probabilidad pueden ayudar a mantener un estado de alerta y a aumentar la seguridad en los momentos de mayor riesgo. De hecho, es posible que las complicaciones añadidas que supone una evacuación hagan que esta no sea la mejor solución incluso en caso de lograr una predicción determinista. Así, al ya complejo problema de la predicción sísmica se le añade la problemática de la reacción y las medidas a tomar por parte de las autoridades en caso de que se lograra. En cualquier caso, aún teniendo en cuenta la gran repercusión social del éxito o fracaso de la predicción a medio y corto plazo, se concluye de este análisis que es prematuro desechar por completo la idea de la predicción sísmica que sigue siendo un reto, también científico, de la sismología actual. Como en muchos otros temas complejos quizás no exista una solución única y existan entornos en que la predicción tenga más posibilidades de ser efectiva que en otros. La monitorización de los parámetros identificados como predictores y su correlación entre ellos y con nuevos parámetros es uno de los caminos a seguir. En este trabajo se persigue un pequeño avance en esta dirección.

2.7 Resumen y conclusiones

Se han presentado algunos de los métodos que han sido usados hasta la fecha para tratar de predecir grandes terremotos, así como varios ejemplos, tanto aciertos como fallos, de la aplicación de algunos de ellos, y el panorama no es muy alentador (Geller 1997). La naturaleza caótica de la deformación frágil puede dificultar e incluso imposibilitar, como defienden muchos, una predicción a corto plazo útil. El pesimismo ha arraigado firmemente en muchos sectores debido a la gran cantidad de métodos prometedores propuestos, posteriormente demostrados fallidos. El tema se vuelve cada vez más controvertido, algunos lo consideran una pérdida de tiempo que nos desvía de la meta efectiva y real que supone la seguridad a largo plazo, y que se consigue realmente con la disminución de del riesgo sísmico fomentando una

disminución de la vulnerabilidad mediante una mejoría en la edificación mediante normas sismorresistentes (Geller et al., 1997).

Pero, a pesar de la falta de éxitos obtenidos en el pasado, el interés por la predicción sísmica está experimentando un claro resurgir. Esta motivación viene impulsada por diversos factores, como una clara mejora en la calidad, cantidad y disponibilidad de los datos geodésicos, sismológicos y geológicos, un mayor conocimiento del proceso de ruptura y de la sismogénesis y un mejor entendimiento del funcionamiento de los sistemas de fallas activos.

Así, catálogos sísmicos mejorados que incorporan terremotos cada vez menores, mecanismos focales y cada vez más información de redes de alta tecnología cada vez más densas, aportan una gran cantidad de información antes inaccesible. Se han mejorado los modelos que describen la interacción estática y dinámica entre fallas y los efectos de la evolución de estas tensiones sísmicas, lo que da un mejor conocimiento del fenómeno. Además, se detectan nuevos tipos de señales que podrían usarse como precursoras de grandes sismos, como precursoros lentos en fallas oceánicas de transformación o terremotos silenciosos en zonas de subducción en la falla de San Andrés (Jordan, 2006). Se avanza en el estudio de precursoros ya detectados, aportando más datos, mejorando la comprensión de sus causas y de su relación con el fenómeno sísmico como, por ejemplo, los últimos avances en la detección de pulsos magnéticos, cambios en la conductividad del aire y señales de IR (Infrarrojo) en semanas o días previos a un terremoto (Bleier et al., 2010).

Todas estas mejoras y avances apuntan a evidencias experimentales y teóricas de que al menos, algunos grandes terremotos, en ciertos sistemas de fallas pueden llegar a ser predecibles a medio y corto plazo, dando desde décadas o años hasta pocos días de antelación en la predicción. Incluso, en algunos casos particulares, como fallas oceánicas de transformación grandes sismos podrían llegar a predecirse con horas de antelación en una ventana espacial de hasta 30km (Jordan, 2006).

De todas formas, a pesar de este creciente entusiasmo, no debemos olvidar que, hoy por hoy, la mejor forma de prevenirnos contra las catástrofes causadas por grandes terremotos continúa siendo el estudio de la peligrosidad y la reducción de la vulnerabilidad mediante una buena edificación sismorresistente que mitigue los efectos del fenómeno.

3.METODOLOGÍA

Conceptos y Métodos

3.1 Introducción

Cada año tiene lugar una media de un terremoto de magnitud superior a 8; 17 con magnitudes comprendidas entre 7 y 7.9; 134 entre 6 y 6.9 y 1319 entre 5 y 5.9. (estadísticas obtenidas de la página web del USGS), repartidos por todo el planeta. Debido a ciertas tendencias evolutivas, como la proliferación de grandes ciudades con alta densidad de población y grandes obras de ingeniería, estos terremotos tienen consecuencias cada vez más devastadoras. A pesar del empeño de las diferentes especialidades involucradas en su mitigación, parece inevitable que los daños que estos eventos provocan sigan aumentando de forma drástica. Aún así, la necesidad de continuar con el estudio del fenómeno sísmico y tratar de desarrollar métodos que ayuden a minimizar estos daños es evidente, puesto que si no proseguimos en el empeño no mejorará el tratamiento de estas catástrofes. Dos vías bien diferenciadas se siguen actualmente bajo estas premisas.

Por un lado, con un enfoque probabilista, se estudia la actividad pasada con el fin de definir periodos y zonas de actividad probable. En este sentido, se analizan catálogos sísmicos en busca de patrones en los que basar la probable actividad futura (Vere-Jones, 1970; Shimazaki y Nakata, 1980; Nishenko, 1985; Boshi et al., 1995; Ellsworth et al., 1998; Ogata, 1998, Kagan y Jackson, 2000; Stock y Smith, 2002; Posadas et al. 2002). Siguiendo esta línea, se propone en esta parte del trabajo un método de análisis de la distribución espacio-temporal de la actividad sísmica con el fin de detectar patrones, ciclos o migraciones a gran y media escala.

Por otro lado, persiste el reto y el esfuerzo científico orientado a la predicción a medio y a corto plazo. Se detectan posibles precursores de grandes sismos y se avanza en el estudio de la viabilidad predictiva de precursores ya propuestos (Jordan, 2006; Bleier et al., 2010). En la segunda parte de este capítulo se presenta la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera (Aki, 2004), para poner a prueba su potencial predictivo. El modelo se basa en el análisis de las partes frágil y dúctil de la litosfera a través de la sismicidad y la atenuación respectivamente, de su correlación y de cómo esta se rompe antes de la llegada de un gran sismo.

En este capítulo se describen los diferentes modelos y procedimientos que se usarán, primero para el análisis de catálogos sísmicos y la distribución espacio-temporal de la sismicidad, después para caracterizar el medio en el que se propagan las ondas sísmicas a través de la atenuación y finalmente para el análisis de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera y su potencial predictivo. Se pone de manifiesto la importancia del tratamiento, tanto de

los datos como de las zonas, previo al análisis. Así, se presta especial atención a la elección del catálogo, que puede no ser trivial, y al análisis de su calidad y completitud. Se proponen dos métodos de regionalización diseñados específicamente para trabajar en grandes regiones, cuyo desarrollo se presenta en el Anexo A, que también resultan útiles a menor escala y finalmente se detalla la metodología a seguir para el análisis de la distribución espacio temporal de la sismicidad. Así mismo, se exponen distintos modelos para el análisis de las ondas de coda, detallando el procedimiento elegido para el estudio realizado. Finalmente, se describe con detalle el *creep model*, en el que se basa la hipótesis de la interacción frágil dúctil de la litosfera y la metodología para calcular los parámetros involucrados que se utilizará para ensayar su posible uso como precursor en el capítulo sexto.

3.2 Análisis de la sismicidad

Como ya se ha indicado, una de las claves para abordar estudios de predicción sísmica es el análisis de la sismicidad, bajo la hipótesis de que la sismicidad futura no puede ser muy distinta de la pasada. A pesar de que hasta el momento no se ha encontrado un consenso general, en algunos casos concretos se ha detectado que algunos de estos patrones se repiten a gran escala. Por ejemplo, el modelo ETAS (*Epidemic Type Aftershock Sequences*) (Ogata, 1988) para eventos de magnitudes menores está, en general, aceptado por la comunidad científica, así como la ley de Omori para la distribución de réplicas de un gran sismo (Utsu et al, 1995; Utsu, 2002), o la escasez de preeventos (Wyss, 1997). Pero esto no es lo habitual. El experimento de Parkfield, California, (Roeloffs y Langbein, 1994) demuestra que incluso para un mismo segmento de falla que ha mostrado un comportamiento regular durante décadas, la predicción de actividad futura puede fallar. Uno de los motivos para esto es el escaso número de datos disponibles, insuficiente para comprender las complejas relaciones entre todos los mecanismos físicos que tienen lugar en la corteza terrestre (Zöller et al, 2006), en el manto e incluso procesos globales del interior de la Tierra. Esta escasez de datos añade importancia, de por sí incuestionable, al análisis de la completitud y la calidad de las bases de datos que se utilicen en cualquier análisis.

Debido a la complejidad que se encuentra a la hora de definir patrones globales, se han propuesto muchos modelos conceptuales para describir la actividad sísmica observada en distintas áreas. Generalmente estos modelos se basan en cargas tectónicas y transferencia de tensión cosísmica (Burridge y Knopoff, 1967; Bak y Tang, 1989). Otros incluyen mecanismos adicionales, como relajación viscoelástica en la zona de falla (Dieterich, 1972; Hainzl et al.,

1999), reforzamiento o debilitamiento tras un deslizamiento (Ito y Matsuzaki, 1990), flujo de fluidos en los poros (Nur y Booker, 1972), variaciones en el estado de fricción (Dieterich, 1994) o reología de daños (Ben-Zion y Lyakhovsky, 2006; Shcherbakov y Turcotte, 2004). Aunque muchos de estos modelos reproducen algunos fenómenos observados, las hipótesis subyacentes son, a menudo, abstractas y de difícil comprobación y, por lo tanto, su aplicación es cuestionable.

En cualquier caso, y considerando que, en promedio, cada año ocurre un terremoto de consecuencias devastadoras, la necesidad de continuar con el estudio de la sismicidad y de tratar de desarrollar modelos que representen la distribución espacio temporal de terremotos es evidente. El método de análisis que aquí se propone, será más adelante aplicado a escala mundial y regional, en Colombia, Taiwán y la Península Ibérica, con el fin de detectar patrones, como ciclos y migraciones. Se describe a continuación el modelo, exponiendo con detalle los pasos a seguir para realizar el estudio posterior.

3.2.1 Catálogos sísmicos: caracterización de la sismicidad.

De forma creciente, diversas asociaciones, instituciones y centros científicos recopilan catálogos sísmicos, en general para la vigilancia sísmica y estudio de la zona de interés. Estos catálogos a su vez permiten generar catálogos globales que se pretende sean lo más completos posible. La gran cantidad de agencias existente, repartidas por todos los países y que recopilan los datos de sus redes de estaciones sísmicas, cada una con un formato y criterios distintos, hace que esta recopilación no sea fácil. A partir de ahí, para cualquier estudio para el que se necesite este tipo de datos, se deberá seleccionar el catálogo que más se ajuste a las necesidades y al objetivo final del estudio, decisión que, en muchos casos, no será trivial.

En el caso de estudios a nivel local o regional, lo más aconsejable es acudir a las agencias del país al que pertenece la región a estudiar, ya que son ellos los que tendrán más información, aunque incluyan también información y datos recopilados a partir de otras bases de datos de organismos internacionales. Pero si se trata de estudios a nivel mundial, o en zonas no pobladas (p.e. océanos o lugares de difícil acceso) se deberá recurrir a estas instituciones que compilan y mantienen catálogos completos a nivel global.

A principios de la década de los 90 el *Council of the National Seismic System* (CNSS), ahora el *Advanced National Seismic System*¹ (ANSS), comienza a recopilar datos para crear un catálogo compuesto a nivel mundial generado a partir de los principales catálogos que contribuyen y eliminando eventos duplicados y soluciones múltiples de cada evento. Este catálogo forma parte del proyecto conjunto entre el *Berkeley Seismological Laboratory*², de la Universidad de California, y el *United States Geological Survey*³, *Northern California Earthquake Data Center*⁴. Muchas de las redes que usa el ANSS fueron fundadas por el USGS y empezaron a estar operativas en los 60 y los 70. En cualquier caso la cobertura espaciotemporal de estas redes, no es uniforme. Por otro lado, esta compilación presenta una serie de problemas. Así, las magnitudes a nivel mundial no eran asignadas de forma automática hasta principios de los 60, con lo que por ejemplo el mayor terremoto jamás registrado (Chile, 9.5 Mw, 1960) aparece en el catálogo sin magnitud asociada.

Otro ejemplo de este tipo de compilaciones lo realiza el *Incorporated Research Institutions for Seismology*⁵. Es un consorcio de universidades dedicado a la exploración del interior de la Tierra a través de la colección y distribución de datos sísmicos. El IRIS utiliza los datos recopilados por el *International Seismological Center*⁶, pero estos últimos los publican con unos dos años de retraso, ya que de esta forma los datos están revisados y corregidos. Así que para completar los dos años más recientes ofrece datos del *National Earthquake Information Center*⁷ del USGS, que ofrece listas de información más rápida.

El ISC es una organización no gubernamental que se encarga de la colección, análisis y publicación de información sísmica estándar de todo el mundo. Recibe registros sísmicos de unas 4000 estaciones que representan cada rincón del mundo. Como resultado tiene una de las bases de datos más completas del mundo, conteniendo más información de cada evento que cualquier otra. Es por esto que es una de las fuentes más utilizadas para gran variedad de estudios de sismología. (Willemann y Storchak, 2001).

¹ ANSS: <http://earthquake.usgs.gov/monitoring/anss/>

² BSL: <http://seismo.berkeley.edu/>

³ USGS: <http://www.usgs.gov/>

⁴ NCEDC: <http://quake.geo.berkeley.edu/>

⁵ IRIS: <http://www.iris.edu/hq/>

⁶ ISC: <http://www.isc.ac.uk/>

⁷ NEIC: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>

Combinando estos y otros catálogos existentes está en creación el llamado Centennial Catalog (Engdahl y Villaseñor, 2002), que es el mejor intento hasta la fecha para generar un catálogo global lo más homogéneo, completo y fiable, de alta calidad. Para ello se sigue un estricto procedimiento con las entradas procedentes de distintos catálogos globales. Primero se asocia una única magnitud a cada evento. Para terremotos superficiales se utiliza M_w o M_s , para eventos con profundidades superiores a 60 km, se usa M_w o bien m_b , y se utilizan estas magnitudes para calcular las magnitudes de completitud y asignar magnitudes de corte como una función del tiempo. Después se relocalizan todos los eventos que cumplen la condición de completitud previamente calculada. Las principales fuentes de información para este catálogo son el ISC y el NEIC. Para terremotos históricos, anteriores a 1964 (Lee et al., 1988) la parte más importante es la que se deriva del libro 'Seismicity of the Earth' (Gutenberg y Richter, 1954), que aporta hipocentros y magnitudes de muchos grandes eventos ocurridos entre 1904 y 1952. Para épocas anteriores a 1904 el principal catalogo es el de Abe y Noguchi (1983 a, b). Todos estos catálogos y otros se combinan usando un esquema jerárquico para integrar los hipocentros de eventos coincidentes en varios catálogos y llevar a cabo las estimaciones asociadas de magnitud. Debido a su precisión y completitud, ya que integra la información de los catálogos anteriores, se ha escogido este catálogo para los análisis de sismicidad a nivel mundial.

Para los análisis regionales se utilizarán, en cada caso, los catálogos facilitados por instituciones locales. Así, en el caso de la Península Ibérica utilizaremos el catálogo del Instituto Geográfico Nacional⁸, institución creada en 1870. La Red Sísmica Nacional (RSN) actualmente cuenta con 69 estaciones sísmicas, 37 de ellas con conexión vía satélite (VSAT) y 32 con conexión vía telefónica, todas ellas conectadas en tiempo real con el centro de recepción de datos sísmico en Madrid. La RSN es uno de los tres Centros Nodales del Centro Sismológico Euro-Mediterráneo⁹, donde forma parte del Grupo de Determinaciones rápidas del CSEM, así mismo el IGN participa también en el International Data Center con una red sísmica especial, la Antena Sísmica de Sonseca, una disposición ordenada (array) de 19 estaciones de corto periodo, 6 de largo periodo y una de banda ancha, todas ellas de tres componentes.

⁸ IGN: <http://www.ign.es/ign/main/index.do>

⁹ CSEM: <http://www.emsc-csem.org/#2>

Para el estudio que se realizará en Colombia los datos se obtienen del *Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras*¹⁰ creado en 1968. En 1987 se inician las actividades preliminares del Proyecto *Red Sismológica Nacional de Colombia*¹¹, que surgió de la necesidad de contar con un instrumento para suministrar información precisa en relación con la sismicidad. Esto es, la selección de sitios para las estaciones remotas, formatos de transmisión de datos y forma de procesamiento, tipo de sistema a utilizarse en la instrumentación, sistemas de análisis de datos y sistema para el almacenamiento de la información. Pero no es hasta diciembre de 1993 que se tienen instaladas 13 de las 14 estaciones previstas y hasta abril de 1994 cuando oficialmente se inaugura oficialmente la RSNC con 15 estaciones. En 1997, se ponen en funcionamiento 5 estaciones sismológicas más y 50 acelerógrafos, además de la estación Alpha, en el Rosal del Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty Organization (CTBTO), cuyo principal objetivo es monitorear y detectar explosiones nucleares.

En el caso de Taiwán, los datos se obtienen del centro sismológico del Central Weather Bureau¹². Fue fundado en 1989, con el fin de monitorizar la actividad sísmica de la isla y sus alrededores, publicar análisis de terremotos significativos, estudiar precursores, alertar de tsunamis en las zonas de riesgo e informar al público de las precauciones que es necesario tomar en caso de terremoto. El 1990 se comienza a desarrollar un ambicioso proyecto, más intensamente en las áreas urbanas de la isla y con especial interés en acelerógrafos, cuya implementación finaliza en 1996 (Shin, 1993; Lee, 1994; Lee et al., 1996; Lee y Shin, 1997; Teng et al., 1997; Wu et al., 1997; Shin et al., 2000). Gracias a este proyecto Taiwán cuenta en la actualidad con la red de acelerógrafos más densa del mundo. En áreas urbanas la separación media de los instrumentos es de unos 3Km, y oscila entre 5 y 10 km en el resto de la isla, exceptuando únicamente las zonas de alta montaña. El programa consta de dos redes: *Taiwan Rapid Earthquake Informatios Release System* (TREIRS) también conocido como *Real-Time Digital stream output system* (RTD), que cuenta con más de 80 acelerógrafos que operan en tiempo real calculando localizaciones y magnitudes en menos de un minuto tras cada evento (Wu et al., 2002). Y el *Taiwan Strong Motion Instrumetation Program* (TSMIP) que cuenta con unas 650 estaciones con una separación media de 5km en áreas pobladas. Actualmente cuenta

¹⁰ INGEOMINAS: <http://www.ingeominas.gov.co/>

¹¹ RSNC: <http://seisan.ingeominas.gov.co/RSNC/>

¹² CWB: <http://www.cwb.gov.tw/eng/index.htm>

con unas 150 estaciones que monitorean la actividad, localizadas en Taiwan, Penghu, Jinmen y Matsu (todas ellas islas de la República de China).

3.2.2 Depuración de series sísmicas.

Los catálogos sísmicos modernos son, como se comentaba antes, compilaciones detalladas de ciertas características de todos los terremotos que han tenido lugar dentro de unos límites espaciales, temporales y de magnitud. Estas características son tales como el tiempo origen, localizaciones de hipocentros, medidas del momento sísmico escalar o de alguna magnitud concreta, mecanismo focal o tensor momento, etc. Estas bases de datos dan una descripción razonablemente completa de los terremotos. Pero algunos estudios detallados muestran que esta descripción está lejos de ser completa, ya que cada terremoto representa un proceso complejo y con características variables en el tiempo. Es más, al tener los terremotos propiedades fractales (ver Capítulo 2, Sección 5: Sismicidad y caos), incluso el hecho de definir un terremoto individual es problemático, ya que los catálogos están compuestos por una interacción compleja de roturas de falla, registros sismográficos y su interpretación (Kagan, 2003).

La depuración de series sísmicas, o *declustering*, es un tema que provoca gran controversia a la hora de definir y diferenciar los llamados eventos principales y las réplicas. Generalmente se aplica la ley de Omori para detectar series de réplicas asociadas a un evento principal cuya frecuencia decrece con el tiempo como $T^{-\alpha}$, $\alpha \approx 1$ (Omori, 1895). Esto lleva a la conclusión de que las réplicas están causadas por un mecanismo de relajación diferente al de los eventos principales.

Bak et al. (2002) y Christensen et al. (2002) proponen una ley de escala unificada para los tiempos entre eventos relacionando la ley de Gutenberg-Richter con la distribución fractal de epicentros (Bak et al., 2002; Christensen et al., 2002; Corral, 2003; Corral y Christensen, 2006; Davidsen y Goltz, 2004, Corral, 2006; Corral, 2004) que expresa una organización jerárquica de los mismos tanto en tiempo como en espacio y magnitud. De sus resultados se desprende que, si bien existe un régimen de correlación en el que la distribución de tiempos de espera sigue la ley potencial $T^{-\alpha}$, $\alpha \approx 1$ y otro régimen no correlacionado, la frontera entre los dos para eventos superiores a cierta magnitud depende del área y de la magnitud que se considera. De su análisis se concluye que las correlaciones entre eventos dadas por la ley de Omori son simplemente el límite de un fenómeno de escala jerárquica general que tiene lugar a todas las escalas de tiempo accesibles y que, sorprendentemente, las estadísticas de réplicas

que tienen lugar minutos después de un terremoto pueden relacionarse simplemente a las estadísticas de terremotos separados decenas de años (Bak et al., 2002).

Una perspectiva alternativa más simple, en la que cada región arbitraria tiene su propia distribución de tiempos de recurrencia es propuesta por Corral (2004, 2006). En sus trabajos concluye que la densidad de probabilidad de los tiempos de recurrencia de los terremotos, para distintas áreas y rangos de magnitud pueden describirse mediante una única distribución universal si se re-escala el tiempo con la tasa de ocurrencia media. La forma de esta distribución muestra la existencia de *clustering* más allá del régimen a corto plazo, y el re-escalado da cuenta de la auto-similitud de la estructura del *clustering*. Esto se mantiene tanto para escalas globales como locales y para una variedad de entornos tectónicos. Las secuencias de réplicas también siguen esta distribución universal si el re-escalado se realiza con la tasa de variación temporal instantánea, correspondiente a las réplicas.

Al depurar un catálogo mediante la ley de Omori (1895), se ajustan parámetros como el área que sufre las series de réplicas o el tiempo que cubren las mismas de forma no unificada. Las propuestas de una ley de escala unificada implican la existencia de un mecanismo universal en el proceso de generación de terremotos, cuyo entendimiento se nos escapa todavía (Corral, 2004). Es por todo esto que en los análisis que se desarrollarán en este trabajo se considerarán todos los eventos presentes en los catálogos, sean eventos principales, o sean considerados réplicas en algunos trabajos. Es posible que para cierto tipo de estudios sea esencial depurar a conciencia los catálogos sísmicos, pero, siempre que esto se haga habrá que ser conscientes de que la elección de los parámetros de la depuración, como el área y la duración de las secuencias de réplicas, tendrá cierto carácter aleatorio que puede influir en los resultados.

3.2.3 Completitud. Parámetros de completitud y métodos de determinación

En cualquier estudio que requiera análisis de datos experimentales el primer problema que se plantea es la calidad y fiabilidad de los datos con los que se va a trabajar. El efecto de una pequeña desviación de los datos respecto de la realidad en los resultados puede ser enorme, dando lugar a conclusiones erróneas. Por ello, el primer trabajo al que nos enfrentamos en cualquier investigación, en cualquier área que requiera de comprobación experimental es un exhaustivo análisis de la calidad de los datos que disponemos. En el caso que nos ocupa, la sismología, el problema adquiere una importancia aún mayor si cabe. Siendo una ciencia relativamente joven, no podemos remontarnos a un pasado ni siquiera cercano si el estudio

requiere de datos muy precisos, lo que nos priva de cierta perspectiva a la hora de analizar la dinámica de la actividad y las distribuciones temporales de distintos parámetros relacionados. Además, la distribución espacial de las estaciones es altamente heterogénea, por lo que hay grandes zonas de las que apenas se dispone de datos. Esto dificulta la tarea de analizar la actividad sísmica a ciertos niveles, limitándonos a ventanas espaciales, temporales y de magnitud relativamente reducidas. Como ya hemos comentado, hay varias instituciones que tratan de solventar, dentro de lo posible, estas carencias recopilando datos de todas las instituciones que quieran colaborar para compilar un catálogo sísmico unificado y lo más completo posible a nivel mundial.

Así pues, sea cual sea la institución que facilite el catálogo, siempre nos encontramos con el problema de que la distribución geográfica de las estaciones es extremadamente no uniforme, hecho que se acentúa al aumentar el tamaño de la zona sometida a estudio. La densidad puede variar desde 500 estaciones cada millón de kilómetros cuadrados (p.e. en torno a California) hasta, inevitablemente cero (zonas oceánicas) (Willemann & Storchak, 2001). Otro factor que afecta considerablemente al número de estaciones es el nivel económico de la zona, que explica la ausencia de estaciones en grandes zonas de África, aunque, por otro lado, en lugares en los que el riesgo sísmico es mayor, se alcanza un muestreo adecuado sin importar la limitación de los recursos locales. De las regiones activas cabe destacar la escasez de contribuciones de agencias asiáticas durante las primeras décadas en las que el volumen de datos de todo el mundo empieza a aumentar, especialmente sabiendo que estaba muy monitorizada. En los últimos años su aporte de datos ha aumentado sustancialmente.

Otro problema al que se enfrentan las instituciones que tratan de compilar datos a partir de muchas agencias es el de la unificación de los distintos criterios que cada una de ellas considera para incluir o no ciertos registros (p.e. algunas sólo tienen en cuenta terremotos que hayan sido detectados por al menos tres estaciones, mientras que otras consideran cada registro). Además de la detección y eliminación de registros de un mismo evento ya que errores en la determinación de la magnitud y la localización pueden dar lugar a entradas múltiples para un mismo evento.

Una forma de controlar la calidad de los datos que se usarán es calcular **la magnitud de completitud**, esto es: *la magnitud mínima a partir de la cual están registrados todos los eventos en la ventana espacio-temporal que se está considerando*. Hay varias razones por las que un evento de magnitud menor que la de completitud no se ha detectado:

- Era demasiado pequeño para la sensibilidad de los instrumentos. Al avanzar en el tiempo la tecnología hace que se pierdan cada vez menos eventos por este motivo y que cuanto más modernos sean los datos a considerar menor sea la magnitud de completitud. También afecta el nivel socio-económico de la zona instrumentada y su nivel de sismicidad, además del nivel de instrumentación (zonas de difícil acceso o no instrumentadas). Así zonas económicamente fuertes, con un nivel alto de sismicidad que hace que estén sensibilizadas con el tema, tendrán una magnitud de completitud mínima.
- Los operadores de red toman un límite inferior de magnitud por debajo del cual los eventos no tienen interés.
- En el caso de secuencias de réplicas es posible que el tiempo entre eventos sea menor que la duración de los mismos, y un evento menor no se registre adecuadamente porque su llegada se solapa en la cola de la señal de un evento mayor.

Además, si se necesita cubrir un periodo de tiempo largo, habrá que tener también en cuenta la inexactitud de los datos que se utilizan. Los datos de localización espacio-temporal de terremotos históricos no tienen la precisión de los actuales. La magnitud ha sido, en muchos casos, inferida a partir de la intensidad, cuya determinación contiene elementos de cierta subjetividad.

Cálculo de la magnitud de completitud

El primer paso para determinar la fiabilidad de un catálogo es buscar el tiempo a partir del cual puede considerarse que tenemos un catálogo de calidad alta. La heterogeneidad temporal puede deberse tanto a cambios en la densidad, geometría y sensibilidad de las redes, como a cambios en los procedimientos de parametrización (Abe y Kanamori, 1979; Pérez y Scholz, 1984) que pueden dar lugar a cambios graves en los registros y a variaciones significativas en las magnitudes, sub o sobre-estimándose en determinadas zonas y periodos por el uso de distintas formulaciones (Pérez, 1999). Varios trabajos tratan este tema en profundidad (Habermann, 1986, 1991; Zúñiga y Wiemer, 1999, Zúñiga y Wyss, 1995; Albarello et al., 2001). En principio, queremos considerar la ventana temporal completa y analizar la completitud sin tener en cuenta estas heterogeneidades temporales, que se traducirán en un aumento en la magnitud de completitud que será, para cada zona, la mayor de todo el periodo considerado.

La **magnitud de completitud**, M_{Comp} , se define como ‘la mínima magnitud para la que se han detectado el 100% de los eventos que han tenido lugar en una ventana espacio-temporal determinada’ (Rydelek y Sacks, 1989; Taylor et al., 1990; Wiemer y Wyss, 2000). No es una definición estricta en el sentido matemático y muchas veces aparece relacionada con la suposición de que la ocurrencia de terremotos de magnitudes mayores está regida por una ley potencial (Woessner y Wiemer, 2005). Por debajo de una magnitud determinada se rompe esta relación porque hay eventos que no aparecen en los registros o en los catálogos por diferentes causas. Esto es, suponen la invariancia de escala del proceso sísmico, lo que implica una distribución potencial del número de terremotos en el dominio del momento sísmico y de la magnitud.

Cabe mencionar la existencia de otros métodos, como por ejemplo los basados en la hipótesis de que el umbral de detección debido a ruidos disminuye por la noche, que calculan la magnitud de completitud a partir de la proporción de la frecuencia de la ocurrencia de terremotos día-noche (Rydelek y Sacks, 1989,1992; Kagan, 2003); o los que la calculan a partir de curvas distancia-amplitud y la proporción señal-ruido (Serenio y Bratt, 1989; Harvey y Hansen, 1994); o estudios del límite de amplitud (Gomberg, 1991). Aunque los métodos que se plantean en este trabajo son todos del primer tipo.

Hay varios métodos para el cálculo de la magnitud de completitud que se basan en la suposición de que, para un volumen determinado, la distribución frecuencia-magnitud puede aproximarse por una ley potencial simple. Suposición que se deriva de la hipótesis de que la ocurrencia de terremotos es un fenómeno auto-similar, o invariante de escala. La función de distribución para la relación entre la frecuencia de ocurrencia de los terremotos y su magnitud es la siguiente (Ishimoto e Iida, 1939; Gutenberg y Richter, 1944).

$$\log N(M) = a - bM \quad (3.1)$$

Donde $N(M)$ es el número de terremotos con magnitud igual o mayor que M . El valor de b describe la distribución de tamaños relativos de eventos.

Por otro lado, la diferencia entre hacer el ajuste para el cálculo de los parámetros de la ecuación (3.1) mediante mínimos cuadrados o mediante el método de máxima verosimilitud puede ser importante, véase por ejemplo McGuire (2004). Al utilizar la regresión por mínimos cuadrados se viola la hipótesis de observaciones independientes, ya que al ser una distribución acumulativa, las observaciones para magnitudes pequeñas incluyen las de magnitudes mayo-

res. Tanto si consideramos distribución acumulativa o de frecuencia, las observaciones no siguen una distribución Gaussiana, que es una hipótesis subyacente para aplicar el método de regresión por mínimos cuadrados. Además, al tratarse de una relación logarítmica no se considera la posibilidad de tener cero observaciones, tanto por encima de una determinada magnitud, ni para un cierto intervalo. Por ello parece más apropiado utilizar el método de máxima verosimilitud. Pero éste da lugar a ciertas complicaciones a la hora de su aplicación práctica. Por ejemplo para datos pre-instrumentales, las magnitudes han sido calculadas a través de la intensidad máxima, dando lugar a magnitudes de muy poca precisión y teniendo valores de magnitud en intervalos de 0.67 unidades de magnitud, con lo que las soluciones obtenidas mediante el método de máxima verosimilitud para valores precisos de magnitud serán solo aproximadas. Además los periodos de completitud son diferentes para cada franja de magnitud, desviando los resultados (McGuire, 2004). Se han ensayado ambos métodos para calcular la completitud de los catálogos. Las diferencias encontradas no son significativas (no más de 0.3 unidades de magnitud). Se utilizará el método de regresión por mínimos cuadrados, ya que estamos en principio trabajando con catálogos incompletos (determinando las barreras de completitud).

Máxima curvatura

Wiemer y Wyss (2000) proponen dos métodos basados en la hipótesis de la autosimilitud del proceso sísmico, que por lo tanto está regido por una ley potencial como lo es la relación de Gutenberg-Richter para la distribución de frecuencia-magnitud. Una forma rápida de estimar la magnitud de completitud es calcular el punto de máxima curvatura de la relación frecuencia magnitud a partir del máximo de su primera derivada (Figura 3.1).

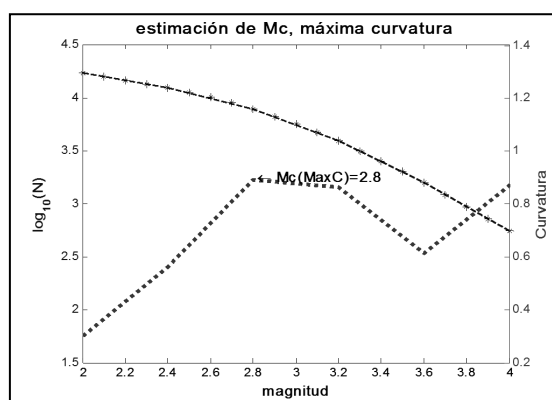


Figura 3.1: Ejemplo del cálculo de la magnitud de completitud, ($M_{comp}=2.8$), mediante el método de máxima curvatura aplicado a los datos correspondientes a la Península Ibérica. Datos facilitados por el (IGN)

En la práctica, este punto coincide con el máximo de la relación frecuencia no-acumulada magnitud. A pesar de la simplicidad del método y la relativa robustez de la aproximación, a menudo se subestima M_{Comp} (Woessner y Wiemer, 2005), ya que la forma de la distribución frecuencia-magnitud es gradualmente curvada debido a las heterogeneidades espaciales.

Máximo coeficiente de correlación

Otro método, también rápido y efectivo es calcular el coeficiente de correlación de los datos con la relación de Gutenberg-Richter obtenida con cada magnitud mínima. Se calcula en cada caso R^2 para un intervalo de confianza del 95% y se establece M_{Comp} como la magnitud mínima para la que el coeficiente de correlación al cuadrado es máximo. En la Figura 3.2 se expone un ejemplo del método. Wiemer y Wyss (2000) proponen una técnica similar. Estiman M_{Comp} comparando la diferencia entre la distribución frecuencia-magnitud observada y una sintética. Para catálogos incompletos la diferencia será muy alta ya que una ley potencial simple no será adecuada para expresar la relación frecuencia magnitud. Para compararlos calculan la diferencia absoluta del número de eventos que pueden modelarse según una línea recta.

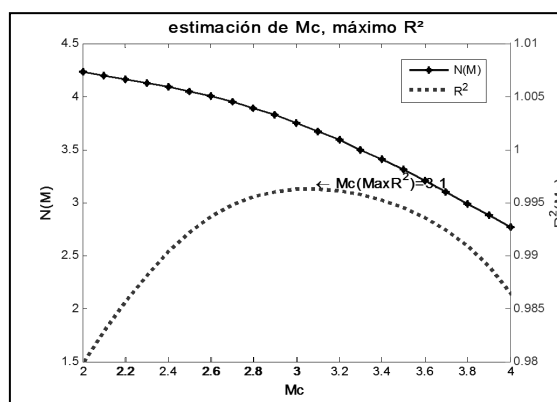


Figura 3.2: Ejemplo del cálculo de la magnitud de completitud ($M_{comp}=3.1$), mediante el método de máximo coeficiente de correlación aplicado a los datos correspondientes a la Península Ibérica. Datos facilitados por el (IGN).

Estabilidad del parámetro b

Cao y Gao (2002) utilizan el método de la estabilidad del valor de b (Figura 3.3). Se basa en la hipótesis de que para $M_{min} < M_{Comp}$, b aumenta al aumentar la magnitud mínima, para $M_{min} \geq M_{Comp}$, b se mantiene constante al seguir aumentando la magnitud mínima y vuelve a ascender si $M_{min} \gg M_{Comp}$. Estos autores definen de forma arbitraria el valor de M_{Comp} como aquel para el que el cambio en valores de b , $\Delta b (M_{min})$, para valores consecuti-

vos de M_{min} , es menor que 0.03. Woessner y Wiemer (2005) prueban este criterio para la elaboración de mapas de M_{Comp} , y encuentran que es inestable ya que la frecuencia de eventos en una única franja de magnitud puede variar fuertemente, así que para basar la aproximación en una medida objetiva y para estabilizar el método numéricamente deciden usar como criterio la incertidumbre en el valor de b de Shi y Bolt (1982), que se define como:

$$\delta b = 2.3b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \langle M \rangle)}{N(N-1)}} \quad (3.2)$$

Donde $\langle M \rangle$ es la magnitud media, b es la pendiente de la distribución de Gutenberg-Richter y N el número total de eventos. Definen M_{Comp} como la magnitud mínima a la que $\Delta b = |b_{media} - b| \leq \delta b$, donde b_{media} es la media aritmética de los valores obtenidos para b considerando magnitudes mínimas consecutivas en un intervalo de media unidad de magnitud. Así, $dM = 0.5$, $b_{media} = \sum_{M_{min}=1.5}^2 b(M_{min})/5$, si la separación de muestreo es de 0.1 unidades de magnitud.

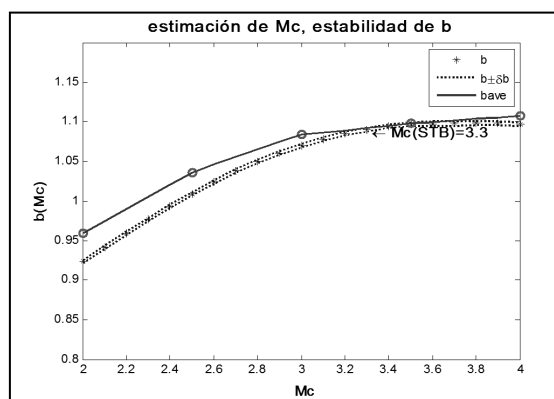


Figura 3.3: Ejemplo del cálculo de la magnitud de completitud (Mcomp=3.3), mediante el método de la estabilidad del parámetro b, aplicado a los datos correspondientes a la Península Ibérica, facilitados por el (IGN).

Al aplicar este método a catálogos a nivel mundial el número de datos se dispara y el cociente de la ecuación (3.2) tiende a cero, haciendo que el modelo se vuelva excesivamente restrictivo. En este caso se determinará una constante como criterio de comparación para evaluar los parámetros.

Se analizan y comparan estos métodos. Aunque, en general, las diferencias en los resultados obtenidos no son demasiado grandes, sí que se presentan algunas inconsistencias o carencias. En algunas ocasiones el método de máxima curvatura puede subestimar la magnitud de completitud debido a que la curvatura de la relación acumulativa frecuencia-magnitud es

gradual. Por otro lado el método de la estabilidad de parámetro b da problemas según qué criterio de estabilidad usemos. Es por esto y por la robustez que ha mostrado el método del máximo coeficiente de correlación que se basará en este último la determinación de la magnitud de completitud de los distintos catálogos que se usarán en este estudio.

Necesidad de un compromiso $M_{Comp} - t_C$

Debido a la heterogeneidad temporal que sufren los catálogos, es necesario, antes del cálculo de la magnitud de completitud determinar la longitud de la ventana temporal que se utilizará en cada estudio, llamaremos **tiempo de completitud** o t_C al *punto de inicio del periodo de estudio*. Esto es la duración o el tiempo para el cual la calidad del catálogo es suficiente para el análisis. En función del tipo de trabajo y de las características que se precisen en los datos, en cada caso será conveniente aumentar una de las dos barreras de completitud en favor de la otra. Si se precisan datos muy exactos en localización, tiempo y magnitud, la ventana temporal se verá forzosamente reducida, disminuyendo las posibilidades de tener cierta perspectiva al tratar de analizar las características dinámicas de la actividad sísmica a medio y a largo plazo. Si, por el contrario, lo que se requiere es una amplia ventana temporal en el análisis, habrá que tener en cuenta las carencias que provoca esta decisión, sabiendo que los datos históricos carecen de precisión y se deberán ignorar los terremotos de magnitudes menores, aumentando el valor de M_{Comp} .

De todas formas, se hace necesario llegar a un compromiso a la hora de elegir estos dos parámetros para que las carencias que genere la decisión no alteren los resultados de forma significativa. Además, deberemos ser conscientes de que, debido a la cantidad de factores a tener en cuenta, el gran número de métodos estadísticos que existen para la determinación de los parámetros, y debido también a la inexactitud de las definiciones, la decisión siempre tendrá algo de subjetividad. Con lo que, por muy riguroso que supongamos un análisis, siempre dependerá de estas decisiones, que deberán detallarse a la hora de hacer el análisis y considerarse cuando se analicen los resultados.

Por otro lado, los métodos expuestos consideran que los datos satisfacen la relación de Gutenberg-Richter, sin considerar la distribución espacio-temporal de los mismos. Es decir, si se tienen en cuenta periodos de tiempo muy largos, con densidades de datos muy variables a lo largo de los años, o áreas muy extensas y heterogéneas, es posible que se cumpla la relación

potencial sin que el catálogo sea necesariamente completo. De ahí la importancia de realizar un primer análisis cualitativo de la distribución espacio-temporal de los datos.

3.2.4 Regionalización

La regionalización es el proceso por el cual un territorio se subdivide, regionaliza, en zonas más pequeñas atendiendo a diferentes criterios que pueden ser, para el caso que aquí nos ocupa, de tipo tectónico, geológico o geofísico. Es una herramienta fundamental en problemas de análisis de datos de ámbito geográfico. Pese a lo que pueda parecer, el proceso de regionalización es delicado y puede no resultar un problema trivial, ya que de su mayor o menor acierto se deriva una interpretación correcta de las variables y parámetros considerados en los análisis.

Además, la regionalización juega un papel fundamental en problemas de inversión, que permiten hallar la contribución de los valores regionales a un valor medio observado. Así por ejemplo se regionalizan las velocidades en problemas tomográficos, con tiempos de llegada de ondas P y S o con curvas de velocidad de fase y/o de grupo de ondas superficiales. En este apartado se trata el problema de la regionalización, proponiendo dos métodos originales de regionalización homogénea, útiles para problemas que involucran grandes superficies y para los que la aproximación de Tierra esférica se considera suficiente. Caso de ser necesario, ambos métodos permiten fácilmente introducir correcciones por elipticidad o por la forma del geode. Aunque se trata de técnicas de propósito general, en este trabajo ambas se orientan primordialmente al estudio de la sismicidad, para permitir asignar a un punto la contribución de la sismicidad de una zona con el objetivo de evaluar el potencial sísmico de una región, provincia o país y analizar su evolución temporal.

Los requisitos básicos para que una regionalización se considere adecuada incluyen que las celdas que se generan cumplan las siguientes propiedades: 1) recubran totalmente la zona de estudio; 2) sean disjuntas; Además, cuando no se dispone o no se desea usar condiciones previas que condicionen la regionalización, como por ejemplo, consideraciones geotectónicas, es conveniente que estas regiones sean iguales tanto en el ángulo sólido abarcado como en la superficie cubierta y que, en la medida de lo posible, su tratamiento sea sencillo y computacionalmente asequible.

Se proponen pues aquí dos métodos que cumplen las propiedades mencionadas. El primer método, se basa en la generación de celdas cuadradas contiguas que cubren la superfi-

cie a estudiar y la subdividen en zonas de igual superficie. Para ello se siguen los siguientes pasos: 1) generación de una celda germen individual 2) propagación de la regionalización de acuerdo a meridianos y paralelos y 3) ajuste de las coordenadas de las celdas para evitar solapes de zonas o zonas sin cubrir. Esta regionalización resulta adecuada para regiones pequeñas o medianas, esto es, para estudios a nivel local o incluso regional, pero presenta problemas para efectuar análisis a nivel global, debido a que al aumentar la ventana de longitud considerada aumenta el solapamiento de las celdas, que aumenta cuanto más se alejen de la celda germen definida en longitud geográfica y, al hacer la corrección que evita este solape, las diferencias en las áreas de las celdas aumentan. Por ello cuando queremos analizar zonas que abarcan mucha distancia en longitud nos vemos obligados a buscar un método alternativo para hacer la regionalización. El segundo método que se propone utiliza como base la proyección acimutal de Lambert. Una de las principales ventajas de esta proyección es que conserva el área de las zonas proyectadas sin que se dé ningún solapamiento entre las celdas, aunque en este caso se produce una distorsión en la forma de las celdas. La descripción y el procedimiento de ambos métodos se exponen en detalle en el Anexo A.

Para estudios a pequeña y media escala, es decir, a nivel local y regional, el primer método es una buena opción, ya que, siempre que la ventana de longitud no sea muy grande, digamos del orden de 1000 km o 10°, la distorsión que se produce para que las celdas no se solapen es mínima y estas son de igual área y forma. Pero para estudios más grandes se recomienda el segundo método, conservando el tamaño de la celda en detrimento de la igualdad de forma. Como se van a realizar estudios y comparar resultados se utilizará el segundo método en todos los casos, tanto por simplicidad, ya que una vez hecha la regionalización a nivel mundial se seleccionan los trozos necesarios para los análisis a otros niveles, como por consistencia en la comparación de resultados. Cabe decir que el segundo método se desarrolló para permitir tener una regionalización homogénea global de la Tierra, para la que el primer método presentaba considerables dificultades. Se observó después que mediante transformaciones adecuadas de coordenadas, la segunda propuesta de regionalización es capaz de mejorar la primera incluso para regiones medianas y pequeñas.

3.2.5 Variación espacio temporal de la sismicidad

Existen diversos parámetros para cuantificar el nivel de actividad sísmica en una zona, como el parámetro b de la ecuación de Gutenberg-Richter (ecuación (3.1)), la probabilidad de

excedencia anual (habitualmente usada para cálculos de peligrosidad) o la distribución del tiempo entre-eventos.

La probabilidad de excedencia anual es la probabilidad de que se dé un evento de magnitud superior a una dada durante el periodo de un año. Suponiendo que la ocurrencia de terremotos sigue una distribución de Poisson, la probabilidad de excedencia anual de terremotos de magnitud superior a M se escribiría como:

$$P(M|1\text{año}) = 1 - \exp(-n(M)) \quad (3.3)$$

Donde $n(M)$ es el promedio anual de eventos de magnitud igual o mayor que M .

Otro de los parámetros comúnmente utilizados para evaluar el nivel de actividad sísmica es el tiempo entre eventos, definido como el lapso de tiempo transcurrido desde un evento hasta el siguiente en una ventana de espacio tiempo y magnitud determinada, esto es:

$$\tau_i = t_i - t_{i-1}, \quad i = 2, 3 \dots N \quad (3.4)$$

Donde t_i y t_{i-1} son los tiempos del evento i y del anterior respectivamente y N el número total de eventos considerados.

En este caso se pretende analizar la distribución espacio-temporal de la actividad a distintos niveles. Esto se hará a través de mapas de distribución del número de eventos y del parámetro b de la relación de Gutenberg-Richter calculados anualmente y la evolución de los mismos. La finalidad de este análisis es la búsqueda de patrones o ciclos en la actividad. Somos conscientes de que la cantidad de datos de momento es insuficiente, la calidad de los mismos posiblemente no permite cubrir un posible ciclo sísmico y en el mejor de los casos podremos aventurar qué ocurre antes y después de un gran evento.

Una vez estudiada la completitud y la calidad de los catálogos que se utilizarán y de realizar la regionalización presentada anteriormente, podemos generar las figuras que se utilizarán para la visualización de la distribución espacio-temporal de sismicidad. El tamaño adecuado de la celda para tener una buena visualización se escoge en función del tamaño de la ventana espacial y del tamaño del catálogo, que dependerá del nivel de actividad así como de la calidad de los datos.

En cada caso, se hacen varias series de gráficas, para analizar la evolución anual de la actividad. Mediante figuras de evolución que representan la distribución anual de la actividad, en base al número de eventos que aparecen en el catálogo de magnitud superior a una dada

(la de completitud) que ocurren en cada celda, se analiza de forma cualitativa la posibilidad de encontrar desplazamientos en focos de actividad y tendencias generales. Además, se sigue el mismo procedimiento con el parámetro b . Para ello, únicamente se consideran las celdas con N o más eventos, para poder calcular el valor de b con cierta consistencia. Una vez obtenidas estas gráficas para cada año se podrá visualizar la evolución de la actividad y, junto con las características geotectónicas de las zonas de estudio, se procederá a la búsqueda de patrones y ciclos.

Además, se seleccionan puntos de interés en cada región, en los que, a nivel local se caracteriza la zona frágil a través de series temporales del % de eventos por franjas de media unidad de magnitud. Esta caracterización se utilizará finalmente para estudiar, junto con el análisis de atenuación que caracterizará la zona dúctil, la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera.

3.3 Análisis de la atenuación

La influencia del medio de propagación y de los efectos de sitio en la forma de las ondas a su llegada a la superficie y, por ende, en sus efectos es enorme. Por lo tanto el análisis y el desarrollo de métodos que den forma a esta influencia se hace indispensable. Las ondas de coda son esenciales en este aspecto, ya que contienen información de la fuente sísmica, del camino de propagación y de la respuesta local de las estructuras geológicas de la zona. Diversos modelos se han ido desarrollando desde que Aki (1969) enunció la primera teoría para las ondas de coda, con el fin de determinar sus características.

3.3.1 Ondas de coda. Definición y propiedades

En la cola de los sismogramas de sismos locales y regionales aparecen unos trenes de ondas de amplitud similar en todas las estaciones independientemente de la distancia epicentral y con un contenido frecuencial similar. Una vez que las ondas P, S y superficiales ya han pasado, la zona en torno al foco sísmico aún sigue vibrando. La amplitud de estas vibraciones decae más o menos lentamente con el tiempo de forma independiente de la localización del foco, de la energía liberada y del punto de registro, dependiendo únicamente de la región. Estas ondas, que se aprecian al final de los registros, son las llamadas ondas de coda, identificadas por primera vez por Aki (1969) y se modelan como ondas dispersadas por heterogeneidades del medio (Figura 3.4).

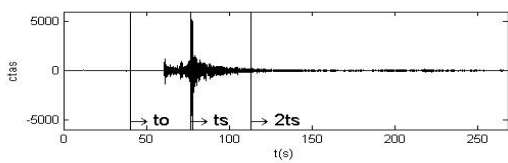


Figura 3.4: Ejemplo de coda. Datos: Ingeominas

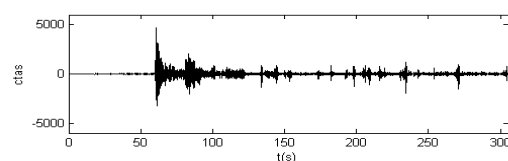


Figura 3.5: Ejemplo de registro no válido. Datos: Ingeominas

No siempre aparecen con claridad; ya sea por causa del ruido o del solapamiento de dos registros hay casos en los que la coda no se aprecia suficientemente y estos sismogramas pierden su utilidad y suelen ser desestimados para determinados estudios (Figura 3.5).

Aki y Chouet (1975) señalan las siguientes características para las ondas de coda a distancias epicentrales de menos de 100 km y tiempos superiores al doble del tiempo de llegada de la onda S:

- El espectro de las ondas de coda de un terremoto es el mismo independientemente del punto de registro.
- La longitud de la onda de coda puede ser utilizada como una aproximación de la magnitud del terremoto (Tsumura, 1967).
- El espectro de potencia de las ondas de coda decae en el tiempo de la misma forma en todas las estaciones y para todos los eventos en una misma región (Rautian y Khalturin, 1978).
- Este decaimiento temporal es independiente de la magnitud para terremotos con $M < 6$
- La amplitud de coda varía con la geología local.

Otras observaciones (Tsujiura, 1978) muestran que la amplificación por efectos de sitio que sufren las ondas de coda es la misma que la sufrida por las ondas S, mientras que difiere de la que sufren las ondas P, con lo que se concluye que las ondas de coda están principalmente compuestas por ondas transversales; es decir que predominan las transformaciones $P \rightarrow S$ en las dispersiones.

Así pues las ondas de coda de pequeños terremotos locales y regionales se interpretan como ondas retro-dispersadas por las numerosas heterogeneidades del terreno, distribuidas de forma uniforme en la corteza terrestre.

Desde su identificación, las ondas de coda se han utilizado en diferentes estudios, por ejemplo, sobre explosiones provocadas (Scheimer y Landers, 1974), de determinación de características de la Luna (Dainty et al., 1974), atenuación anelástica (Aki, 1982; Singh y Herrmann, 1983; Herraiz y Mezcua, 1984, Phillips y Aki, 1986; Pujades, 1987; Pujades et al., 1990; Canas et al., 1991; Canas y Pujades, 1992; Ugalde, 1996, y otros). Y numerosos modelos han sido propuestos, algunos de los cuales se presentan a continuación.

3.3.2 Modelos de dispersión simple

Las características de la coda empezaron a perfilarse gracias a autores como Aki (1956), Bisztriscany (1958) o Soloviev (1965), pero no fue hasta el trabajo de Aki en 1969, que se definió el primer modelo para las ondas de coda. Desarrolló un modelo basado en la suposición de que las ondas de coda estaban formadas por ondas superficiales que llegaban al receptor tras haber sufrido una sola dispersión, en un medio con heterogeneidades distribuidas de manera aleatoria pero uniforme. Posteriormente Aki y Chouet (1975) introducen dos modelos extremos para la generación de las ondas de coda, el modelo de difusión y el modelo de retro-dispersión simple, a partir de las ideas propuestas años antes por Aki (1969). Posteriormente Sato (1977 a,b) modifica el modelo, generalizándolo para fuente y receptor no coincidentes, en el llamado modelo de retro-dispersión isótropa. Hermann (1980) introduce otro modelo basado en las ideas iniciales de Aki (1969) y considera, en su modelo, la dependencia frecuencial de la atenuación.

Estos modelos se explican con más detalle a continuación. Todos ellos están basados en que las ondas de coda sufren una sola dispersión en su trayectoria, en las heterogeneidades del medio, es decir, se trata de modelos de dispersión simple.

Modelo de Aki (1969)

Aki observó que los espectros de coda presentan una débil sensibilidad a las características del recorrido epicentro-estación, hecho que hace necesaria la búsqueda de métodos que permitan aislar los efectos focales de los de la trayectoria. Desarrolló un modelo basado en la suposición de que las ondas de coda estaban formadas por ondas superficiales que llegaban al receptor tras haber sufrido una sola dispersión, en un medio con heterogeneidades distribuidas de manera aleatoria pero uniforme. Se fundamenta en las siguientes hipótesis:

- Los dispersores se hallan distribuidos de forma aleatoria pero uniforme en la superficie de la Tierra (2D).

- Las ondas secundarias, que nacen de la interacción de las primarias en los dispersores, son del mismo tipo que las generadoras y su velocidad de grupo es independiente de la frecuencia.
- $r \approx R \gg D$, donde r es la distancia epicentro-dispersor, R la distancia dispersor estación y D la distancia epicentral. Condición que se cumple considerando únicamente el final de los sismogramas.

Una topografía irregular, una geología superficial compleja, heterogeneidades en las propiedades elásticas de las rocas, fracturas, fallas, etc. conforman los dispersores de las ondas primarias.

Modelo de Aki y Chouet (1975)

Aki Y Chouet (1975) proponen dos modelos extremos para la propagación de estas ondas:

- *Single back-scattering*: No considera las dispersiones múltiples, la dispersión se considera un proceso débil, las ondas son retro-dispersadas una sola vez. La pérdida de energía de las ondas primarias y el efecto de la dispersión múltiple se consideran poco relevantes (aproximación de Born (Born y Wolf, 1965)), lo que viola el principio de la conservación de la energía, aunque ha sido empleada en otras ramas de la física como óptica y cuántica mostrándose muy útil. Es el que se explicará en este apartado.
- *Modelo de difusión* (o de transferencia radiativa): la transferencia de energía sísmica se hace en este caso a través de un proceso de difusión. Corresponde a un modelo de dispersión muy fuerte. Está basado en los trabajos de Chernov (1960) y Wesley (1965) y esta vez sí se respeta la conservación de la energía, aunque la interpretación del cociente de difusión para un medio heterogéneo no es sencilla. El modelo fue descartado para sismogramas terrestres tras los trabajos de Dainty y Toksöz (1977,1981) y Kopnichev (1977), aunque explica satisfactoriamente los sismos lunares.

Para señales de alta frecuencia, las ondas de coda están compuestas principalmente por ondas internas, lo que simplifica las cosas ya que no se tienen en cuenta las ondas superficiales.

Como mejor se describen estas ondas es mediante el espectro de potencia dependiente del tiempo $P(\omega, t)$. La propiedad más importante es que los efectos del foco, de la trayectoria y de la respuesta del punto de registro son fácilmente separables. El espectro de potencia de coda en la estación i debido al evento j se escribe como:

$$P_{ij}(\omega, t) = S_j(\omega)R_i(\omega)C(\omega, t); \quad t > 2t_s \quad (3.5)$$

$S_j(\omega)$ depende únicamente del foco y del mecanismo focal, $R_i(\omega)$ sólo depende del punto de registro y $C(\omega, t)$ es un término común a todos los eventos y puntos de registro en una región dada. Existen algunas excepciones para las que no se cumple esta separabilidad, como cuando hay ondas lentas atrapadas en una estructura de baja velocidad cerca del punto de registro (como el magma).

La atenuación de una onda se mide mediante el factor de calidad, Q , que se define como la energía perdida en un ciclo de onda. Por definición, el factor de calidad tiene en cuenta tanto la energía perdida por absorción como por dispersión. La Q de coda fue introducida por Aki y Chouet (1975) para caracterizar $C(\omega, t)$ suponiendo las siguientes hipótesis:

- Tanto las ondas primarias como las dispersadas son ondas S . El número de transformaciones $P \rightarrow S$ es un orden de magnitud mayor que las transformaciones $S \rightarrow P$, con lo que en la coda las ondas S son dominantes (Zeng, 1993).
- No se consideran las dispersiones múltiples.
- Las dispersiones se distribuyen aleatoriamente, con una densidad uniforme.
- El medio de propagación se considera elástico, uniforme e infinito.

Como se observa que $P(\omega, t)$ es independiente de la distancia entre el foco y el punto de registro, se simplifica el problema superponiéndolos en el espacio:

$$P(\omega, t) = \frac{\beta}{2} g(\pi) |\phi_0(\omega, \beta t/2)|^2 \quad (3.6)$$

Donde β es la velocidad de las ondas S , $g(\theta)$ es el coeficiente de dispersión que se define como 4π veces la proporción de energía perdida por dispersión por unidad de distancia recorrida por la onda primaria y por unidad de ángulo sólido en la dirección de radiación θ medida desde la dirección de propagación de la onda primaria. Y $\phi_0(\omega, r)$ es la transformada de Fourier de las ondas primarias a una distancia r del foco.

Aki y Chouet (1975) adoptan la siguiente forma para $\phi_0(\omega, r)$:

$$|\phi_0(\omega, r)| = |S(\omega)|r^{-1}\exp(-\omega r/\beta Q_c) \quad (3.7)$$

Donde $|S(\omega)|$ es el espectro del foco, r^{-1} representa el esparcimiento geométrico y Q_c se introduce para representar la atenuación.

Introduciendo $|\phi_0(\omega, r)|$ en $P(\omega, t)$ se tiene:

$$P(\omega, t) = \frac{2g(\pi)|S(\omega)|^2}{\beta t^2} \exp(-\omega t/Q_c) \quad (3.8)$$

Con lo que Q_c^{-1} es fácil de determinar ya que basta con encontrar la pendiente de la recta: $\ln(t^2 P(\omega, t))$ vs ωt . El resultado depende ligeramente de la ventana temporal que se usa, lo que hace necesario especificarla. Para el cálculo de $P(\omega, t)$ se puede fijar la frecuencia, esto es realizar el cálculo a partir de la salida al cuadrado de un filtro pasa-banda de banda estrecha centrado en una frecuencia ω aplicado al registro y obtener la atenuación para cada banda de frecuencias.

Modelo de Sato (1977)

Se trata de una generalización del modelo anterior, considerando fuente y receptor no coincidentes, radiación esférica, dispersión isotrópica y distribución isotrópica y homogénea de los dispersores. Sato (1977) obtiene la siguiente expresión para la densidad de energía de la coda a una frecuencia f .

$$E_S(r, f|t) = \left[\frac{W_0(f)g_0(f)}{4\pi r^2} \right] K(t/t_\beta) e^{-\frac{2\pi f t}{Q_c}} \quad (3.9)$$

Donde r es la distancia hipocentral, t el tiempo de propagación medio a partir del origen del sismo, t_β es el tiempo de propagación de la onda S, g_0 es el coeficiente de dispersión, W_0 la energía total radiada por la fuente y

$$K(\alpha) = \frac{1}{\alpha} \ln\left(\frac{\alpha + 1}{\alpha - 1}\right) \quad (3.10)$$

Que para $\alpha > 2$ tiende de forma asintótica a $2/\alpha^2$, en cuyo caso el modelo se corresponde con el de Aki y Chouet (1975).

La atenuación en este caso se calcula mediante la expresión,

$$\ln\left[\frac{A_{obs}(f|r, t)}{k(r, \alpha)}\right] = \ln C(f) - \left(\frac{\pi f}{Q_c}\right) t \quad (3.11)$$

Donde $A_{obs}(f|r, t)$ representa las amplitudes cuadráticas medias (*rms*) de los sismogramas filtrados paso banda con una frecuencia central f , $k(r, \alpha) = (1/r)K(\alpha)^{0.5}$ y $C(f)$ es una constante.

El modelo de Aki y Chouet (1975) sólo representa bien las condiciones para tiempos de propagación mayores al doble del tiempo de la onda S, que es cuando el modelo de Sato (1977) tiende al él. En cambio utilizando el modelo de Sato se puede realizar el análisis de la coda inmediatamente después de la llegada de la onda S.

Modelo de Herrmann (1980)

Se basa en la hipótesis de que las ondas de coda están formadas por ondas superficiales y parte del modelo de Aki (1969) que describe la amplitud promedio pico a pico de la coda $A(t)$ en cada instante t como,

$$\frac{A(t)}{\sqrt{8}} = I(f_p)Q^{1/4}t^{-1/2} \left| \frac{dt}{df_p} \right|^{-1/4} B(f_p)M_0 e^{-\pi f_p \frac{t}{Q}} \quad (3.12)$$

Donde $I(f_p)$ es la amplificación del instrumento para la frecuencia predominante en cada instante t , Q es el factor de calidad (para ondas superficiales), M_0 es el momento sísmico y $B(f_p) = [2N(r_0)]^{\frac{1}{2}}\Phi_0(f_p, r_0)$, donde $N(r_0)$ es el número de heterogeneidades a una distancia menor o igual que r_0 del foco y $\Phi_0(f_p, r_0)$ expresa la excitación de las ondas secundarias reflejadas.

Introduciendo la variable $t^* = t/Q$ que representa el tiempo reducido, la ecuación anterior,

$$\frac{A(t)}{\sqrt{8}} = Q^{-1/2}B(f_p)M_0C(f_p, t^*) \quad (3.13)$$

Donde $C(f_p, t^*)$ es la función de caída de la coda definida por,

$$C(f_p, t^*) = I(I_p)t^{*-2} \left| \frac{df_p}{dt^*} \right|^{-1/4} e^{-\pi f_p t^*} \quad (3.14)$$

Para resolverla es necesario conocer la variación de la frecuencia predominante con el tiempo. Herrmann (1980) supuso que esta frecuencia es función del espectro de la fuente del sismo, de la respuesta instrumental y del filtro Q de la tierra. En el caso de que se trabaje con sismos pequeños, tal que sus frecuencias esquina sean menores que la frecuencia pico de la respuesta instrumental, la frecuencia ya no dependerá del espectro de la fuente y el producto

de los otros dos factores es un filtro de banda estrecha con pico en f_p al que están sometidas las ondas de coda. El efecto de Q es disminuir la frecuencia predominante según avanza el tiempo. Este filtro es de la forma,

$$\Phi(f, t) = I(f)e^{-\pi f \frac{t}{Q}} \quad (3.15)$$

Basta maximizar esta ecuación, teniendo en cuenta la dependencia frecuencial de Q , que para periodos cortos es de la forma,

$$Q(f, \eta) = Q_0(f_0) \left(\frac{f}{f_0} \right)^\eta \quad (3.16)$$

Donde f_0 es la frecuencia de referencia (en general 1Hz); Q_0 es el factor de calidad a esa frecuencia y η es un exponente real. (Aki y Chouet, 1975; Rautian y Khalturin, 1978).

Se obtiene:

$$t_0^* = \frac{I'(f_p)}{\pi I(f_p)(1 - \eta)} \left(\frac{f_p}{f_0} \right)^\eta \quad (3.17)$$

Donde $t_0^* = t/Q_0$, $I(f_p)$ es la respuesta instrumental e $I'(f_p)$ es su primera derivada.

Este método ha sido utilizado por diversos autores aplicándolo a varias zonas, como Estados Unidos (Singh, 1982; Singh y Herrmann, 1983), China (Jin y Aki, 1988) o la Península Ibérica (Canas et al., 1988).

El método de Herrmann plantea algunos problemas que fueron detectados por Pujades et al. (1990). Los valores de Q dependen únicamente de la serie de frecuencias leída en el sismograma (f_p), y no de todo el rango de frecuencias (f), con lo que al derivar respecto de f será constante. El resultado es ahora,

$$t_0^* = \frac{I'(f_p)}{\pi I(f_p)} \left(\frac{f_p}{f_0} \right)^\eta \quad (3.18)$$

Tomando logaritmos,

$$\ln t = \ln Q_0 + \ln \frac{I'(f_p)}{\pi I(f_p)} + \eta \ln \left(\frac{f_p}{f_0} \right) \quad (3.19)$$

De donde, conocida la respuesta instrumental, a partir de una regresión lineal se obtienen los valores de los parámetros Q_0 y η .

3.3.3 Modelos de dispersión múltiple

La hipótesis de medio homogéneo que se consideraba en todos los modelos expuestos en el apartado anterior, así como la de que el recorrido libre medio entre dos dispersores es suficientemente grande como para considerar una sola dispersión se superan ahora, presentando modelos más complejos que consideran los posibles efectos de la dispersión múltiple.

Partiendo de dos dispersores y de un modelo de Tierra bidimensional para luego generalizarlo a múltiples dispersores y una Tierra tridimensional se desarrolla el modelo de Gao (1983a, 1983b). Con el fin de separar el efecto de las dispersiones de la atenuación intrínseca Wu (1985) aplica la teoría de transferencia radiativa a la propagación de ondas sísmicas. Más adelante Frankel y Wennerberg (1987) desarrollan el modelo del flujo de energía que describe la relación entre el decaimiento en el tiempo de la coda y su amplitud, y la atenuación intrínseca y la debida a la dispersión. El modelo que propone Hoshiya (1991) permite separar las contribuciones de la absorción intrínseca (Q_i^{-1}) y la dispersiva (Q_S^{-1}) de la total. Se realizan hipótesis muy restrictivas y requiere de una calidad muy alta de los datos, así como una buena distribución espacio-temporal de los registros. La ecuación integral de Zeng (1991) describe la energía teórica para ciertos tiempos de propagación y distancias hipocentrales, que Hoshiya (1991) desarrollaba mediante simulación de Monte Carlo.

Todos estos modelos, se describen a continuación, remitiendo al lector interesado en aspectos concretos de la modelización de las ondas de coda y de sus aplicaciones, a la literatura que se cita.

Modelo de Gao (1983, 1984)

Si la onda ha sufrido k dispersiones, el espectro de potencia de esa onda, a una frecuencia angular ω , en un instante t a partir del origen del sismo, se puede escribir como

$$P(\omega|t) = \sum_k P_k(\omega|t) \quad (3.20)$$

Suponiendo dispersión isotrópica, sin conversión de ondas, Gao et al. (1983 a,b) desarrollaron un modelo para la generación de ondas de coda, primero para un modelo de Tierra bidimensional y después para uno tridimensional. Parte de la consideración de dispersión doble para después extenderla a grados superiores.

Para la dispersión doble la fuente (coincidente con el receptor) y el primer dispersor se sitúan como focos de dos superficies elipsoidales concéntricas, separados r_1 . Los posibles segundos dispersores se distribuyen de manera uniforme en el volumen limitado por las dos superficies. Los ejes mayores de los dos elipsoides son $2r - r_1$ y $2(r + dr) - r_1$, donde $dr = dt(v/2)$. Los dispersores tienen dos posibles fuentes de ondas incidentes, la fuente de ondas primarias (el foco) y el primer dispersor situado en el otro foco de las superficies elipsoidales.

El cuadrado del espectro de la amplitud en el tiempo t puede escribirse como,

$$|\Phi_2(\omega|t)|^2 = \frac{\sigma^2}{16\pi^2 r_2^2 r_3^2} \left(\frac{r_0}{r_1}\right)^2 |\Phi(\omega|r_0)|^2 e^{\frac{-\omega}{Q}(t-t_0)} \quad (3.21)$$

Donde r_0 es una distancia de referencia, r_2 es la distancia desde el primer dispersor al segundo, r_3 es la distancia desde la segunda heterogeneidad al receptor y $\Phi(\omega|r_0)$ es el espectro de amplitud de la onda incidente a una distancia r_0 de la fuente. A partir de esta ecuación se obtiene la densidad del espectro de potencia de las ondas que llegan en el intervalo de tiempo entre t y $t + dt$,

$$P_2(\omega|t) = K_2 \frac{n_0^2 \sigma^2 \nu S(\omega)}{r} e^{\frac{-\omega t}{Q}} \quad (3.22)$$

$$S(\omega) = r_0^2 |\Phi(\omega|t)|^2 e^{\frac{\omega t_0}{Q}}$$

Donde n_0 es la densidad de heterogeneidades en el volumen y $K_2 = \pi/8$.

Siguiendo el mismo procedimiento se calculan los valores para el caso de dispersión triple, que posteriormente se extiende a órdenes superiores cuyo resultado puede escribirse como,

$$P(\omega|t) = P_S(\omega|t) + P_m(\omega|t) \rightarrow \begin{cases} P_S(\omega|t) = \frac{n_0 \sigma \nu S(\omega)}{2r^2} e^{\frac{-\omega t}{Q}} \\ P_m(\omega|t) = \frac{(n_0 \sigma)^2 \nu S(\omega)}{r} e^{\frac{-\omega t}{Q}} \sum_{i=2}^m [(n_0 \sigma r)^{i-2} K_i] \end{cases} \quad (3.23)$$

Donde $P_S(\omega|t)$ es la contribución de la dispersión simple (que depende de t^{-2}) y $P_m(\omega|t)$ la de la dispersión múltiple (que es función de t^{-1}), por lo que transcurrido un cierto valor del tiempo de viaje de la onda, la contribución de la dispersión múltiple gana importancia respecto de la de la dispersión simple.

Gao et al. (1983 b) calcularon los valores de K para cada orden de dispersión, para comprobar su contribución. Determinaron que a partir de la séptima dispersión la contribución es prácticamente nula. Así mismo, demostraron que los resultados de Q_c que se obtenían mediante el modelo de Aki y Chouet (1975) estaban sobrestimados. Se calculó que esta sobrestimación era de 1.23 en un medio tridimensional.

Pero este modelo no permite separar la atenuación intrínseca y la dispersiva del valor total de la atenuación, ya que la fuente y el receptor coinciden.

Considerando los resultados obtenidos hasta orden 7, y bajo la suposición $Q_t^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1}$, se obtiene,

$$P_s(\omega|t) = \frac{2\omega S(\omega)}{Q_s v^2 t^2} e^{-\frac{\omega t}{Q}} \left(1 + 1.23 \frac{\omega t}{Q_s} e^{-\frac{0.33\omega t}{Q_s}} \right) \quad (3.24)$$

Que es la base para el modelo que permite discriminar los valores de Q_i y Q_s . La ecuación no es invertible de forma lineal, así que habrá que aplicar un método no lineal de inversión para calcular el resultado.

Modelo de transferencia radiativa (Wu, 1985)

Con el fin de separar el efecto de las dispersiones del efecto de la atenuación intrínseca Wu (1985) aplica la teoría de la transferencia radiativa a la propagación de ondas sísmicas, y formula la distribución de densidad de energía en el dominio de la frecuencia para una fuente puntual. A partir de la forma de esta curva se obtiene el albedo sísmico B_0 , lo que permite separar los efectos de la atenuación inelástica de los de las dispersiones en el medio.

Modelo de flujo de energía (Frankel y Wennerberg, 1987)

Se basa en que, experimentalmente, la potencia de la coda es homogénea para intervalos de tiempo superiores a dos veces el tiempo de viaje de la onda S. No hace suposiciones acerca del orden de dispersión. Describe la relación entre el decaimiento en el tiempo de la coda y su amplitud, y la atenuación intrínseca y la debida a la dispersión.

De la aplicación de este modelo se concluye que $A_c \propto t^{-1} e^{-\omega t/Q}$; Donde A_c es la amplitud de coda. El resultado es equivalente al que se tenía aplicando el modelo de dispersión simple de Aki y Chouet (1975), lo que parece indicar que la Q_c , en ese modelo, sea una medida de Q_i .

Para calcular Q_i y Q_S con este modelo hay que utilizar un método de inversión no lineal, pero presenta una fuerte dependencia de la solución respecto de los valores iniciales introducidos.

Modelo de Hoshiba (1991)

El modelo que propone Hoshiba (1991) permite separar las contribuciones de la absorción intrínseca (Q_i^{-1}) y la dispersiva (Q_S^{-1}) de la total. Se realizan hipótesis muy restrictivas y requiere de una calidad muy alta de los datos, así como una buena distribución espacio-temporal de los registros.

Se considera una dispersión isótropa y las heterogeneidades puntuales distribuidas uniformemente. La distribución espacio-temporal de la energía se modeliza mediante una simulación numérica de Monte-Carlo (Gusev y Abubakirov, 1987; Abubakirov y Gusev, 1990). El resultado coincide con la solución integral del problema (Zeng et al. 1991) y la integral de la densidad de energía para un intervalo de tiempo muy largo coincide con los resultados del modelo de transferencia radiativa (Wu, 1985). No obstante, Hoshiba (1991) observó que se producían discrepancias según se utilizara una ventana de tiempo finita o infinita ya que en algunos casos la dispersión provoca que la energía se concentre al final del sismograma, pudiendo subestimar la cantidad total de la misma si la ventana temporal de integración no fuera lo suficientemente larga.

Fehler et al. (1992) adoptan el Método de Múltiples Ventanas de Intervalos de Tiempo (Multiple Lapse Time Windows, MLTW Method) (Hoshiba et al., 1991) para evitar este inconveniente.

Se expone a continuación brevemente la metodología del análisis mediante esta técnica, en el caso de multidispersión isótropa:

Las hipótesis básicas que se consideran son las siguientes:

- Desde una fuente puntual y en un intervalo de tiempo muy corto, radian esféricamente ondas S.
- No se producen transformaciones $P \rightleftharpoons S$. La energía de las ondas S se propaga con velocidad constante β .
- Los dispersores son puntuales y de sección de dispersión σ_0 y están distribuidos aleatoriamente con densidad n_0 uniforme.

- La dispersión es isótropa y la potencia de la dispersión por unidad de volumen se caracteriza por el coeficiente de dispersión $g = \sigma_0 n_0$.
- La atenuación por dispersión viene dada por $Q_S^{-1} = g\beta/\omega$.
- Existe atenuación intrínseca definida por Q_i^{-1} y es uniforme en el espacio.

El algoritmo de simulación numérica, basado en el método de Monte-Carlo, que se utiliza para obtener la función de densidad de energía de dispersión $E_S(r, t)$, se explica con detalle en Ugalde (1996). La simulación cumple el principio de conservación de la energía, la energía total que sale de la fuente se divide en la contribución de la onda directa y las de las dispersadas distintos órdenes de la siguiente manera:

$$W_0 = W_0 e^{-g\beta t} + \int_0^{\beta t} E_S(r, t) 4\pi r^2 dr \quad (3.25)$$

Donde W_0 representa la energía total radiada por la fuente, g es el coeficiente de expansión y el factor $4\pi r^2$ representa la corrección por expansión geométrica. El primer sumando del segundo miembro de la ecuación es la energía de la onda directa y representa una disminución de la energía debido a la expansión del frente de onda, mientras que el segundo sumando representa la integral de volumen de la energía de todas las ondas dispersadas.

Hoshiba (1991) demostró que para $g\beta t \leq 1$, domina la dispersión débil, con lo que los modelos de dispersión simple aproximan bien la distribución de densidad de energía; y para $g\beta t \geq 10$ domina la dispersión fuerte tal que los modelos de difusión ajustan bien los resultados.

Se considera ahora el efecto de la atenuación intrínseca. Los sismogramas se dividen en tres tramos. El primero incluye la llegada de la onda directa y las primeras de la coda, en el segundo hay exclusivamente ondas de coda y en el tercero el final de la coda.

Sea $E(r, t|\omega)$ la densidad de energía de la onda directa más las dispersadas a una distancia hipocentral r y tiempo de propagación t para la banda de frecuencias ω . Como no se consideran conversiones entre ondas de distinta frecuencia, el cálculo puede realizarse independientemente para cada banda y la energía se expresa como $E(r, t)$. La energía en función de la distancia hipocentral para cada una de las ventanas de tiempo que se han considerado (T_1, T_2 y T_3 desde la llegada de la onda S) viene dada por,

$$\begin{aligned}
 4\pi r^2 E_1(r) &= \exp(-\bar{L}_e^{-1} \bar{r}) + 4\pi \bar{r}^2 \frac{\bar{\beta}}{W_0} \int_{\bar{r}/\beta}^{\bar{r}/\beta + \bar{T}_1} E_S(\bar{r}, \bar{t}) \exp(-\bar{h}\bar{\beta}\bar{t}) d\bar{t} \\
 4\pi r^2 E_2(r) &= 4\pi \bar{r}^2 \frac{\bar{\beta}}{W_0} \int_{\bar{r}/\beta + \bar{T}_1}^{\bar{r}/\beta + \bar{T}_2} E_S(\bar{r}, \bar{t}) \exp(-\bar{h}\bar{\beta}\bar{t}) d\bar{t} \\
 4\pi r^2 E_3(r) &= 4\pi \bar{r}^2 \frac{\bar{\beta}}{W_0} \int_{\bar{r}/\beta + \bar{T}_2}^{\bar{r}/\beta + \bar{T}_3} E_S(\bar{r}, \bar{t}) \exp(-\bar{h}\bar{\beta}\bar{t}) d\bar{t}
 \end{aligned} \tag{3.26}$$

Donde,

$$\bar{L}_e^{-1} = \frac{\bar{g}}{B_0}; \bar{T}_i = \frac{B_0 \beta}{L_e \bar{g} \bar{\beta}} T_i; \bar{h} = \bar{L}_e^{-1} (1 - B_0); \bar{r} = \frac{B_0}{L_e \bar{g}} r; \quad i = 1, 2, 3 \tag{3.27}$$

En la primera ecuación, el primer término del lado derecho representa la pérdida de energía de la onda directa por atenuación total. El factor exponencial, presente en las tres ecuaciones es el efecto de la atenuación intrínseca. Las variables con barra son las utilizadas en la simulación y las que no tienen barra son las variables re-escaladas, esto es, los nuevos valores para los que se calcula la energía. El desarrollo de la simulación y otros detalles se describen en Ugalde (1996).

A partir de la simulación numérica de las curvas de distribución de energía en función de r , se evalúan separadamente los parámetros B_0 y L_e^{-1} . Se calculan las curvas teóricas para distintas parejas (L_e^{-1}, B_0) y se comparan con las observaciones, seleccionando la pareja que más se ajuste a ellas. En general, valores $B_0 > 0.5$ indican que la atenuación por dispersión es dominante y valores menores que domina la intrínseca.

A partir de estos resultados se calculan las atenuaciones:

$$\begin{aligned}
 Q_t^{-1} &= L_e^{-1} \beta / \omega \\
 Q_s^{-1} &= B_0 Q_t^{-1} \\
 Q_i^{-1} &= (1 - B_0) Q_t^{-1}
 \end{aligned} \tag{3.28}$$

Pujades et al. (1997) proponen un sencillo método para estimar estos factores de calidad a partir del análisis de la dependencia frecuencial de Q_C . Bajo determinadas hipótesis $Q_C^{-1} = Q_i^{-1} + Q_s^{-1}$, además $Q_C = Q_0 f^\eta$, donde Q_0 es el factor de calidad a 1Hz y η el parámetro que rige la dependencia frecuencial. Entonces se cumple,

$$\begin{aligned}
 Q_i &= \frac{Q_0}{1 - \eta} f_0^\eta \\
 Q_s &= \frac{Q_0}{\eta} f_0^\eta
 \end{aligned} \tag{3.29}$$

Pujades et al. (1997) aplican el método en la cuenca de Almería hallando una excelente correlación entre la tectónica, la geología y los valores del factor de calidad. La atenuación intrínseca parece ser mucho más sensible a las características geológicas del medio, mientras que la dispersiva parece estar relacionada con las heterogeneidades. Aunque estas ecuaciones implican que Q_c representa la atenuación total, y que la atenuación intrínseca no depende de la frecuencia, por lo que su aplicación indiscriminada puede inducir a errores o interpretaciones incorrectas.

La ecuación integral de Zeng (1991)

Describe la energía teórica para ciertos tiempos de propagación y distancias hipocentrales,

$$E(\bar{r}, t) = E_0 \left(t - \frac{|\bar{r} - \bar{r}_0|}{\beta} \right) \frac{e^{-L_e^{-1}|\bar{r} - \bar{r}_0|}}{4\pi|\bar{r} - \bar{r}_0|^2} + \int_V \left[gE \left(\bar{r}_1, t - \frac{|\bar{r}_1 - \bar{r}|}{\beta} \right) \frac{e^{-L_e^{-1}|\bar{r}_1 - \bar{r}|}}{4\pi|\bar{r} - \bar{r}_0|^2} \right] dV_1 \quad (3.30)$$

$E(r, t)$ es la densidad de energía sísmica por unidad de volumen para una fuente puntual situada en r_0 , en $t = 0$. El primer término de la derecha representa la energía de la onda directa y el segundo la contribución de todos los órdenes de dispersión, donde $g = L_e^{-1}B_0$ es el coeficiente de dispersión. La integral se puede resolver numéricamente para varias combinaciones de B_0 y L_e^{-1} (Pujades et al., 1997; Canas et al., 1998; Ugalde et al., 1999; Ugalde et al., 2001).

3.3.4 Variación espacio temporal de la atenuación sísmica.

El conocimiento detallado de la atenuación y su distribución espacial en una región aporta información acerca de su estructura geológica y tectónica. Existen muchos ejemplos de estudios de la distribución espacial de la atenuación y de mapas de iso-Q en distintos ambientes tectónicos. Jin y Aki (1988) en China, Canas et al. (1998) en las islas Canarias, Pujades et al. (1990, 1997) en la Península Ibérica, Ugalde et al. (2002) y Carcolé et al. (2006) en Colombia, Chung et al. (2009) en Taiwan y Carcolé y Sato (2010) en Japón son algunos ejemplos. Todos ellos documentan la relación de la atenuación con la geotectónica y la geología del área de estudio.

La variación temporal de la atenuación es un tema más complejo, menos estudiado y más controvertido, debido, entre otras causas, a las escalas de tiempo requeridas y a la gran cantidad y calidad de datos necesarios para su estudio. Por un lado hay resultados que recha-

zan la variación temporal de este parámetro (Aster et al., 1996, Antolik et al. 1996, Ugalde et al., 2002). Pero por otra parte se tienen estudios que evidencian variaciones temporales de Q_C^{-1} antes y después de grandes sismos (Jin y Aki, 1989) y cambios significativos en los valores de Q_C^{-1} relacionados con la actividad volcánica (Londoño, 1996, Londoño et al., 1998, Moncayo et al., 2004). Hiramatsu et al. (2000) confirma la existencia de cambios temporales en los parámetros b y Q_C^{-1} en Japón, concluyendo que Q_C^{-1} puede ser un indicador fiable de los cambios de tensión en la corteza. Es esta característica de la atenuación la que, combinada con la variación de la sismicidad, puede llevar a un método de predicción de grandes eventos a medio plazo a través del llamado **Creep Model** (Aki, 2003), y que se analiza en las siguientes secciones.

Se centra el interés en la variación temporal de la atenuación de las ondas de coda, construyendo series de evolución temporal en distintas zonas. Estas series caracterizan la zona dúctil dentro del marco de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera.

3.4 Hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

Chouet (1979) realizó las primeras observaciones que relacionaban la variación temporal de la atenuación de las ondas de coda con la actividad volcánica. En ese trabajo se asocia un aumento de la energía de coda de alta frecuencia a sismos de magnitud y localización similar y un cambio en la forma del espectro asociado a un decrecimiento en los valores de Q_C . Más adelante (Jin y Aki (1986), Sato (1988), Peng et al. (1987) y Tsukuda (1988)) se pone de manifiesto un aumento de Q_C en el área epicentral tras eventos mayores, y el efecto contrario en zonas más alejadas. Patrón que también se observa en estructuras volcánicas.

Posteriormente Jin y Aki (1989, 1993) analizan con más detalle la correlación entre la variación temporal de Q_C^{-1} y la de la sismicidad, encontrando que las dos series temporales evolucionan del mismo modo para ciertas franjas de magnitud. Proponen finalmente que la variación temporal de Q_C^{-1} , podría estar relacionada con la aparición de fracturas de deslizamiento en la parte dúctil de la litosfera. Así un aumento en las fracturas, se vería traducido en un aumento de la atenuación y a la vez provocaría una concentración de esfuerzos en la zona frágil, favoreciendo la ocurrencia de sismos de cierta magnitud, llamada **magnitud característica**, M_{Ch} , correspondiente al tamaño característico de la fractura en la zona. De ahí que se encuentre una buena correlación entre las variaciones temporales de estos parámetros. Pero esto sólo explica la relación entre la atenuación y la frecuencia de los terremotos de magnitud

característica y su correlación en el tiempo, lo cual, en principio, parece carecer de utilidad como precursor.

El modelo, revisado por Aki (2003), dice que el periodo en el que se da una fuerte correlación entre Q_C^{-1} y el número de sismos de magnitud característica, $N(M_{Ch})$, podría corresponder a una fase particular del ciclo sísmico regional, siendo positiva y simultánea durante el periodo normal de carga de los esfuerzos tectónicos y rompiéndose varios años antes de que se dé un terremoto importante en la zona. Cuando los esfuerzos acumulados en la parte frágil llegan al punto de rotura, preparándola para un gran evento, se espera un cambio en las propiedades mecánicas de todo el sistema. Este cambio en el modo de carga puede romper la correlación simultánea y positiva que se tenía entre Q_C^{-1} y $N(M_{Ch})$, lo que da la base para un posible predictor de grandes eventos a medio plazo.

3.4.1 Fundamento físico

El cambio temporal en Q_C^{-1} refleja el estado de las fracturas en la zona dúctil de la litosfera, ya que la presencia de pequeñas fracturas y el estado de los esfuerzos hacen variar la atenuación de las ondas, y el de $N(M_{Ch})$, el estado de la acumulación de esfuerzos en la zona frágil. La carga de la parte frágil debida a los esfuerzos, tiene lugar principalmente a través de la interacción de las partes frágil y dúctil y la correlación entre Q_C^{-1} y $N(M_{Ch})$ es positiva y simultánea durante el modo normal de trabajo. La correlación simultánea se interrumpe por la preparación de un terremoto mayor en la parte frágil, por endurecimiento por dilatación y/o por debilitamiento por endurecimiento.

El periodo normal del proceso de carga puede corresponder al estado estacionario de un sistema disipativo en termodinámica irreversible, en el que la producción de entropía se minimiza bajo la presión externa impuesta por las fuerzas de carga. La relación de reciprocidad de Onsager describe el acoplamiento cruzado entre dos procesos irreversibles involucrados en un fenómeno disipativo (cuando el flujo correspondiente al proceso irreversible i está influenciado por la fuerza impulsora del proceso irreversible j , entonces el flujo correspondiente al proceso irreversible j está influenciado por la fuerza impulsora del proceso irreversible i , a través del coeficiente de interferencia $L_{ij} = L_{ji}$).

Se muestra que las fluctuaciones de los procesos involucrados tienen correlaciones cruzadas que son simétricas respecto de la variación temporal. Esto es lo que se observa para las variaciones temporales de Q_C^{-1} y $N(M_{Ch})$ durante el periodo normal de carga y puede re-

presentar la reversibilidad microscópica del proceso en la parte frágil y en la parte dúctil del sistema complejo frágil-dúctil. La relación de Onsager lleva al principio de mínima producción de entropía para un estado estacionario bajo una compresión constante. Si la relación de linealidad entre fuerza y flujo se rompe es posible que aparezcan estructuras en el sistema disipativo, como células de convección de Bernard. La existencia de una magnitud característica puede deberse a la aparición de este tipo de estructuras en el sistema frágil-dúctil. Puede ser que durante el periodo normal de carga se mantenga la reversibilidad microscópica para asegurar el estado estacionario caracterizado por la mínima producción de entropía, y que esta reversibilidad se vea perturbada cuando la parte frágil se aproxima a un terremoto mayor.

El estado estacionario puede no darse para terremotos artificiales (puede ser destruido por el hombre). La sismicidad inducida por presas o excavaciones profundas puede alterar el proceso de carga de forma que la evolución de los parámetros se vea perturbada. Además en estos casos, pueden existir condiciones particulares en las que no se den cambios significativos de Q , como una región frágil-dúctil poco desarrollada. En algunas regiones sísmicas el parámetro Q de coda no muestra variación temporal durante el periodo normal de carga y, si es una característica permanente de un área determinada, el precursor derivado de la correlación de Q_c^{-1} y $N(M_{Ch})$ no podrá ser utilizado y habrá que buscar algún otro indicador del estado del proceso de carga. Por otro lado, en áreas con poca sismicidad superficial, la distancia focal supondrá un problema a la hora de calcular los parámetros de atenuación, ya que los modelos están bien definidos para distancias inferiores a los 100 km y, por lo tanto, su variación temporal y la correlación con la sismicidad no quedarán tan bien determinadas.

En esta tesis, se pone a prueba la hipótesis de la interacción frágil-dúctil en diversas regiones. En cada región de estudio se analizará la correlación de la atenuación y la sismicidad y evolución en el tiempo. Se tratará de detectar relación entre las variaciones de la correlación de estos dos parámetros y la ocurrencia de grandes sismos. Al tratarse de zonas de estudio de distintas características geológicas y tectónicas, se verá el efecto que éstas tienen en la aplicabilidad del método propuesto y su efectividad.

3.5 Resumen y conclusiones

En este capítulo se ha descrito la metodología que se seguirá en los tres apartados de este trabajo. En primer lugar se han detallado los procedimientos para el análisis de la distribución espacio-temporal de la actividad sísmica, en la que se destaca la importancia del tratamiento

previo tanto de los datos como de la zona. A partir de estos elementos, se realizará un análisis de la sismicidad, primero en todo el planeta y luego en tres regiones, Colombia, Taiwán y la Península Ibérica. Además, se han presentado y descrito las ondas de coda, así como una descripción detallada de los modelos que han sido propuestos para su análisis y la atenuación de estas ondas. Estas ondas se analizarán de forma local en puntos de interés de las distintas regiones seleccionadas. Finalmente, a partir de las propuestas del profesor Aki (1930-2005), se describe la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera y su potencial como precursor a medio plazo que se pondrá a prueba en estos puntos de interés, a través de las series temporales de atenuación y sismicidad.

Se busca, con el estudio de dos técnicas en principio inconexas, resaltar la importancia de mantener abiertas ambas vías de análisis con un mismo objetivo: Por un lado ampliar el horizonte del conocimiento y, por otro, desarrollar herramientas que permitan mitigar y minimizar las consecuencias devastadoras de grandes terremotos en un mundo cada vez más sensible a sufrir estos daños debido al aumento de la población y a las grandes infraestructuras. La localización de ciclos sísmicos y la detección de zonas y periodos de activación probable permitiría intensificar el estudio de precursores en zonas en las que la actividad inminente es más probable de forma que, tal vez en un futuro, la predicción a medio plazo sea una realidad que ayude a reducir de forma considerable la devastación que provocan los grandes eventos.

4.APLICACIÓN I

Análisis de la sismicidad

4.1 Introducción

A partir de las directrices presentadas en la primera parte del capítulo anterior, se realiza un análisis de la evolución de la sismicidad en todo el planeta así como en tres regiones: Colombia, Taiwán y la Península Ibérica.

Primero se analiza la actividad sísmica a nivel mundial, estudiando a fondo el *Centennial Catalog*, así como la posibilidad de encontrar patrones de actividad a gran escala. Siendo conscientes de la dificultad de encontrar tendencias en la actividad mundial debido a la escasez de datos de calidad y la limitación tanto temporal como de magnitud que esto supone, proponemos un análisis que, puede llevar a resultados orientativos y dar una idea de nuestras indicaciones, de lo que se podrá lograr más adelante, cuando se disponga de datos de calidad que cubran una ventana temporal y de magnitud acorde con el problema que se plantea.

Una vez estudiado el caso a nivel mundial, centramos el análisis de la sismicidad en tres zonas, con características y niveles de actividad sísmica muy diferentes. Para la selección se han tenido en cuenta diversos factores, como el tipo de sismicidad y la accesibilidad de los datos, aunque evidentemente la decisión también se haya visto influida por el interés personal. Estas regiones son Colombia, Taiwán y la Península Ibérica. Las dos primeras se caracterizan por una actividad sísmica elevada, zonas de subducción muy activas e importantes y complejos sistemas de fallas, mientras que la Península Ibérica es una zona de sismicidad entre moderada y baja, aunque con algunas zonas que históricamente han dado lugar a grandes terremotos.

Además, en cada una de estas regiones se seleccionan puntos de interés donde llevar a cabo un análisis local de la sismicidad para caracterizar la zona frágil de la litosfera en el marco de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera, cuyo estudio es el objetivo principal de este trabajo.

En todos los casos comenzamos con un detallado análisis general, en el que destacan la elección del catálogo, el análisis de su calidad y completitud y la regionalización, para seguir con un detallado análisis de la sismicidad y la distribución espacio-temporal de la actividad sísmica.

4.2 Análisis de la sismicidad a nivel mundial

4.2.1 Tratamiento previo. Catálogo y regionalización

Tras una extensa documentación y varias pruebas se selecciona el *Centennial Catalog* (Engdahl y Villaseñor, 2002) para el análisis mundial. Como se ha descrito en el capítulo anterior, se basa en varias compilaciones y catálogos para construir una síntesis lo más completa y fiable posible, evitando la repetición de eventos y limitando posibles errores en la determinación de parámetros como la magnitud y la localización. Para el periodo de tiempo que se va a considerar, el periodo moderno, las principales fuentes de información son los catálogos recopilados por el ISC y el NEIC, integrando de esta forma información de los catálogos más importantes y mejor considerados. Esta precisión y completitud justifican su elección.

El siguiente paso es calcular y documentar la calidad del catálogo, asegurando su completitud en la ventana espacio-temporal que se considere. En este caso, los parámetros de completitud están previamente determinados en la documentación que acompaña a la compilación (Engdahl y Villaseñor, 2002).

La magnitud mínima para la cual el catálogo puede considerarse completo varía con el tamaño de la ventana temporal. Así teniendo en cuenta el periodo histórico (1900-1963), la magnitud de completitud del catálogo disponible hasta la fecha es de $M_s=7.0$, pero la mayor parte de los eventos que faltan en el rango $M_s=6.5-7.0$ corresponde a años anteriores a 1930 y como la precisión de la mayoría de las magnitudes en ese periodo es de 0.25 o 0.5 unidades de magnitud establecen la magnitud de completitud en ese periodo en $M_s=6.5$. Para el periodo moderno (a partir de 1964) Engdahl et al. (1998) muestran que el catálogo es prácticamente completo para magnitudes superiores a $M_s=5.2$. La relación frecuencia-magnitud es consistente a partir de $M_s=5.5$. Esta relación entre el tiempo inicio considerado y la magnitud de completitud se muestra en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Magnitudes de Completitud del Centennial Catalog en función del la fecha inicio según Engdahl y Villaseñor (2002).

Tiempo inicio	Magnitud de Completitud
1900	7.0
1930	6.5
1964	5.5

Estos valores se han recalculado aplicando el método de máxima correlación obteniéndose los mismos resultados.

Finalmente, se analiza la actividad mundial ocurrida entre 1964 y 2002, considerando eventos de magnitud superior a 5.5, con lo que se tiene un catálogo mundial completo compuesto por 10541 eventos. En la Figura 4.2 se muestra la distribución espacial de este set de datos. En ella aparecen bien definidos los límites de las placas tectónicas más importantes como la dorsal Atlántica y el cinturón del Pacífico, al que prestaremos especial atención en el análisis de la evolución de la sismicidad. Además, en la Tabla 4.2 se presenta una pequeña muestra del formato del catálogo.

Una vez se ha puesto a punto el catálogo a utilizar y su calidad y completitud, se define la regionalización del área de estudio. De los dos métodos propuestos, como se muestra en el capítulo 3, sólo el método 2, basado en la proyección acimutal de Lambert, es aplicable al considerar, como es el caso, grandes distancias longitudinales sin aumentar el error.

Se selecciona una regionalización con 30 coronas por hemisferio, que dan lugar a un total de 7200 celdas de igual área que dividen toda la Tierra, como se muestra en la Figura 4.1. Con esto, y considerando una Tierra esférica de 6371 km de radio, se tienen celdas de casi 71000 km² de área, equivalente en superficie a cuadrados de algo más de 260 km de lado. Se elige finalmente esta regionalización por ser la que mejor se ajusta a los objetivos del análisis, considerando la zona y los datos. Celdas más pequeñas, además de incrementar el coste computacional, dan lugar a elementos muy reducidos que dificultan una visión de conjunto de la evolución de la actividad, y por otra parte, el número de datos es insuficiente en la mayor parte de regiones para reducir el tamaño de la celda. Celdas de mayor tamaño dan lugar a figuras con tan poca resolución que impiden la visualización de la distribución espacial de la actividad.

4.2.2 Análisis

Una de las formas de evaluar la sismicidad es a través de la estadística de frecuencia-magnitud de los terremotos, a través de la ecuación de Gutenberg-Richter (Ishimoto y Ida, 1939; Gutenberg y Richter, 1994, 1954). En la Figura 4.3 se muestra el resultado obtenido considerando el catálogo completo, con magnitud mínima de 5.5, y considerando un $\Delta M = 0.25$, que coincide con la precisión de la mayoría de las magnitudes en este periodo. El resultado, $a = 8.01 \pm 0.54$ y $b = 0.99 \pm 0.08$, coincide con trabajos previos.

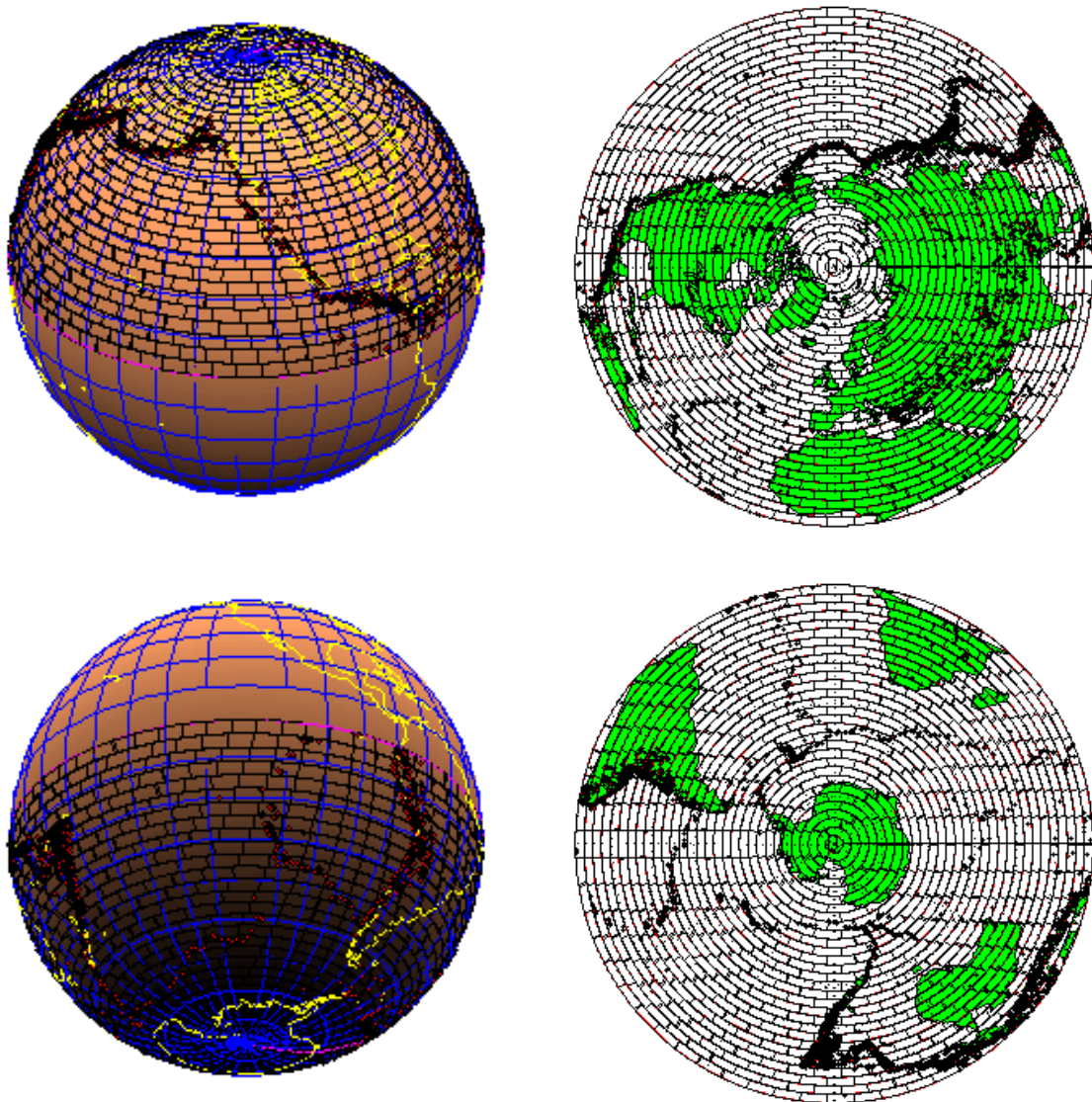


Figura 4.1: Regionalización del hemisferio norte y del hemisferio sur utilizando el método de regionalización 2 y sus proyecciones de Lambert.

Estudiando los valores de estos parámetros en distintas áreas se detectan las zonas más activas en función de su variación. El cálculo para cada uno de los cuadrantes se presenta también en la Figura 4.3, y las funciones obtenidas en la ecuación (4.1). Así, los valores más bajos de b se dan para el hemisferio norte, indicando una proporción mayor de terremotos de mayor magnitud, a partir del valor de a se deduce que la sismicidad es mayor en el cuadrante noreste, que incluye la costa oeste del Pacífico donde se encuentra el cinturón de fuego, una de las zonas más activas del planeta.

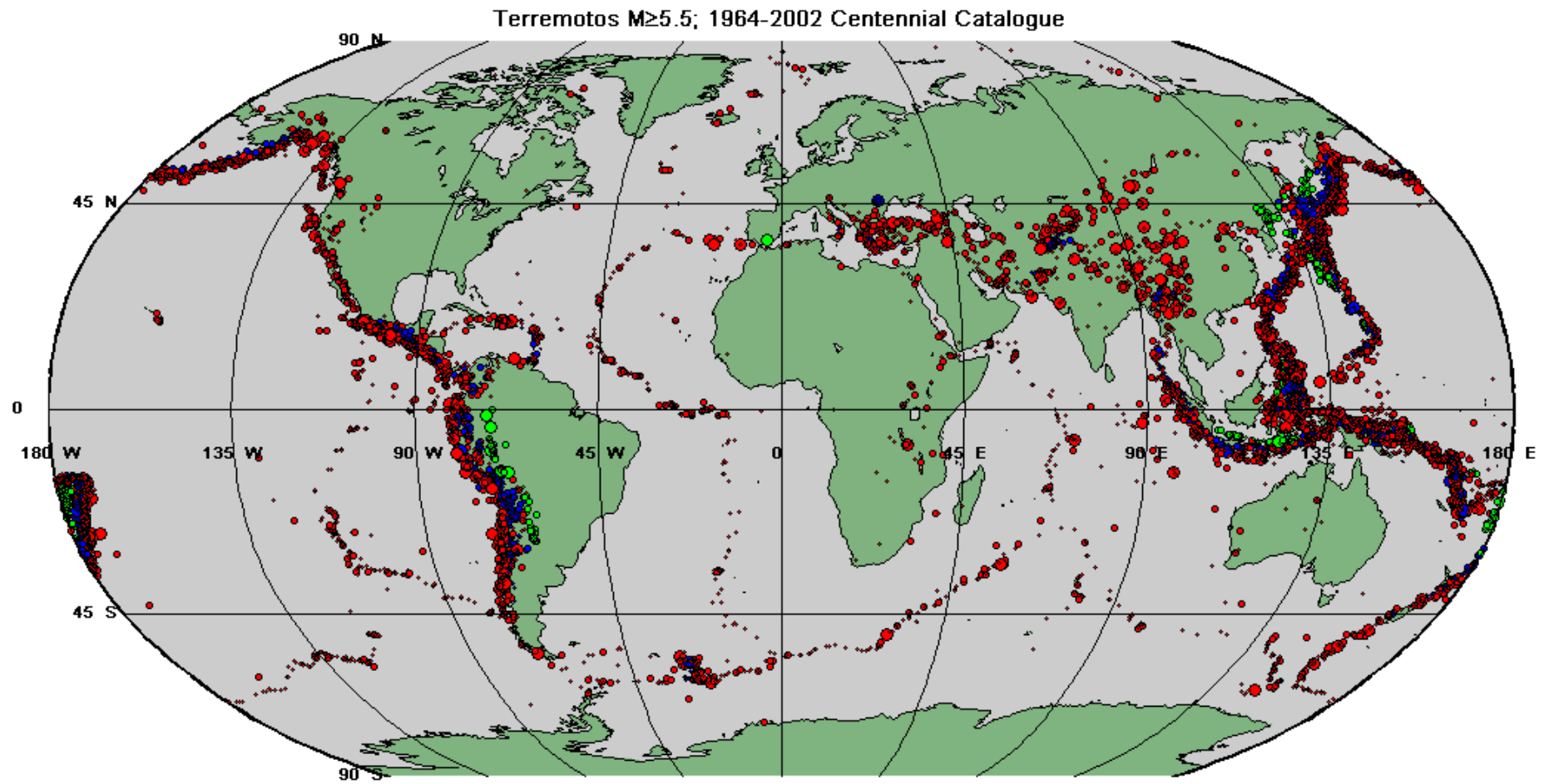


Figura 4.2: Distribución espacial con magnitudes mayores que 5.5 durante el periodo 1964-2002, según el Centennial Catalogue (Enghdal y Villaseñor, 2002). Leyenda: Círculos azules para terremotos profundos $h \geq 350\text{km}$, Círculos verdes para terremotos de profundidad media, $70\text{km} \leq h < 350\text{km}$; y círculos rojos para sismos superficiales, $h < 70\text{km}$.

Tabla 4.2: Ejemplo de los registros del Centennial Catalog. Se muestran los 18 primeros registros de los 12938 disponibles para el periodo 1964-2002 y con magnitudes superiores a 5.5.

Catálogo Fuente	Solución	Año	Mes	Día	H	Min	Seg	Latitud (°)	Longitud (°)	Prof	Reg Geog	N Obs	M1	Esc	Fuente
EHB	DEQ	1964	1	1	12	21	58.73	-6.809	129.802	111.0	280	60	5.7	mb	USCGS
EHB	DEQ	1964	1	1	17	26	41.74	45.375	151.790	19.9	221	137	5.6	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	5	23	46	7.21	-52.173	28.234	7.5	430	68	6.8	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	6	5	54	43.03	27.244	127.384	100.1	238	112	5.6	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	6	23	45	26.85	50.849	157.277	47.9	221	146	5.7	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	8	22	30	48.45	-3.737	119.419	60.0	268	83	5.5	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	9	18	31	54.59	45.632	150.915	37.4	221	177	5.8	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	10	4	5	56.78	41.898	142.757	50.5	224	151	5.8	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	12	6	0	15.79	53.121	-166.361	47.3	9	164	5.6	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	14	15	38	14.46	-5.241	150.845	162.3	192	78	5.7	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	15	21	36	7.09	29.128	140.937	74.4	211	174	6.2	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	17	2	54	26.31	-21.601	169.885	15.6	189	25	5.7	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	18	12	4	39.88	23.150	120.656	21.0	244	154	6.4	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	19	9	13	55.59	26.758	53.940	36.2	353	71	5.6	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	20	17	8	37.91	-20.748	169.988	140.9	186	120	6.9	mb	ABE2
EHB	DEQ	1964	1	22	15	58	45.21	22.288	93.534	58.3	294	119	6.0	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	22	23	59	45.35	-13.604	165.990	34.4	186	101	6.2	mb	ISC
EHB	DEQ	1964	1	26	9	9	35.57	-16.313	-71.526	118.2	117	154	6.1	mb	ISC

Con todo hay que señalar que los valores de b son muy parecidos con diferencias estadísticamente poco significativas indicando una proporción parecida de terremotos grandes y pequeños. Las diferencias en el parámetro a son mayores y estadísticamente más significativas.

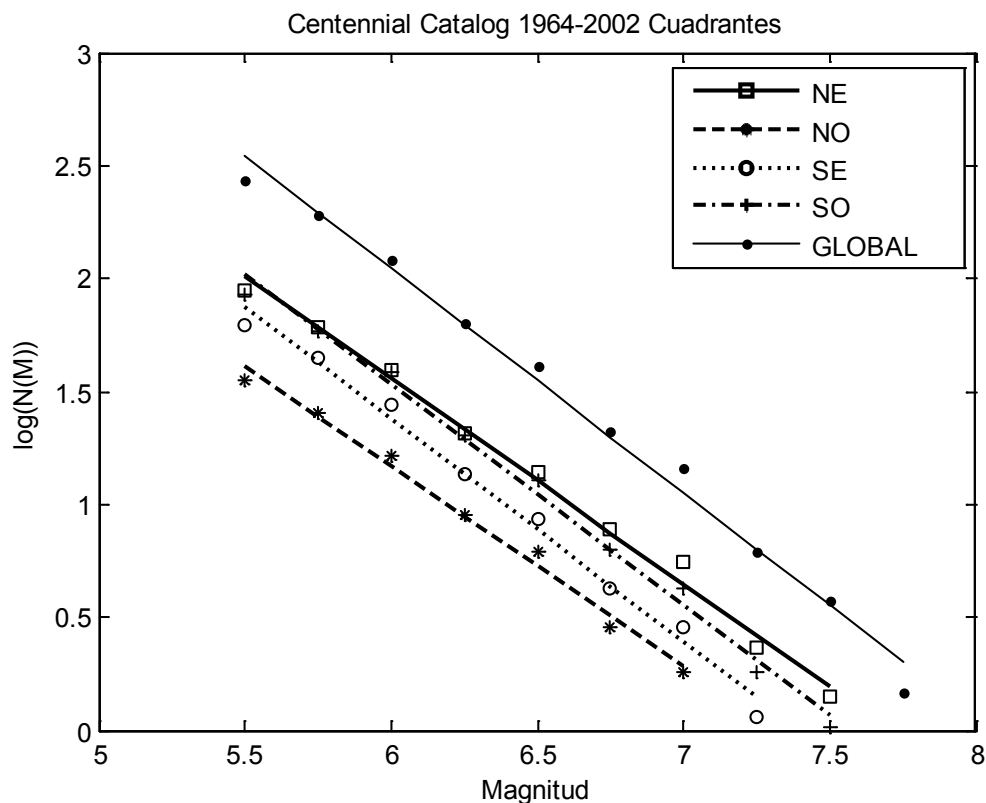


Figura 4.3: Relación frecuencia-magnitud. Centennial Catalog 1964-2002. Por cuadrantes.

$$\begin{aligned}
 NE: \quad & \log N(M) = (6.98 \pm 0.44) - (0.90 \pm 0.07)M \\
 NO: \quad & \log N(M) = (6.48 \pm 0.64) - (0.89 \pm 0.10)M \\
 SE: \quad & \log N(M) = (7.31 \pm 0.60) - (0.99 \pm 0.09)M \\
 SO: \quad & \log N(M) = (7.38 \pm 0.49) - (0.97 \pm 0.08)M \\
 GLOBAL: \quad & \log N(M) = (8.01 \pm 0.54) - (0.99 \pm 0.08)M
 \end{aligned}
 \tag{4.1}$$

El cuadrante oeste cuenta con la dorsal atlántica caracterizada por terremotos de menor tamaño. Esta diferencia entre los cuadrantes este y oeste se aprecia también en el hemisferio sur que, con valores más altos de b que el hemisferio norte, indica una proporción menor de eventos grandes, pero distribuidos de forma similar, mayor actividad en el cuadrante suroeste.

Este patrón se aprecia de forma muy clara en la Figura 4.4, en la que se presenta la distribución de la sismicidad media anual como el número medio de terremotos anuales por cada celda.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD MEDIA ANUAL

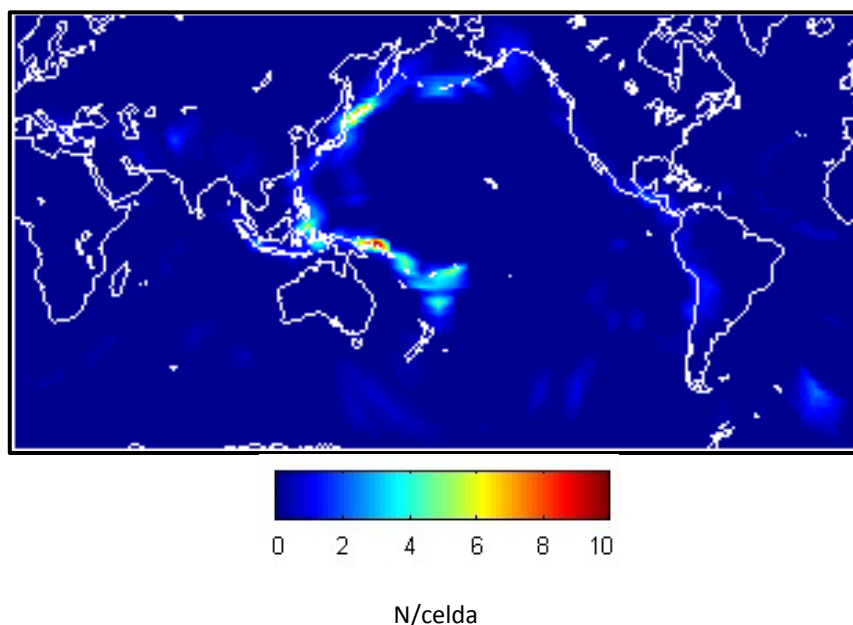


Figura 4.4: Distribución espacial de la sismicidad media anual mundial. Centennial Catalog 1964-2002

Se ha aplicado un suavizado tomando una red de $1^\circ \times 1^\circ$ para facilitar la visualización. Resulta evidente, por el número de celdas, 7200, el número total de terremotos, 10541, con una media anual de 277 eventos, que la mayoría de celdas quedarán vacías durante todo el análisis, lo que era de esperar debido al alto valor de la magnitud de completitud y al enorme tamaño de la zona de estudio que abarca todo el planeta, incluyendo grandes placas en las que no es habitual que se den grandes roturas o zonas en la que la actividad se limita a eventos menores.

La actividad se concentra en su mayor parte a lo largo de la costa oeste del Pacífico, con el punto de máxima actividad en la celda cuyo punto central tiene las coordenadas ($154.74^\circ E, 5.58^\circ S$), situado en Papúa Nueva Guinea, con una media de 10.5 eventos anuales de magnitud superior a 5.5 en la celda correspondiente. El escaso número de terremotos por año impide estudiar la evolución de la actividad anual a través de la variación del parámetro b de la relación de Gutenberg-Richter y aún más calcular su valor en cada celda.

Una vez resueltos los problemas de completitud y regionalización y habiendo realizado un análisis general de los datos y la actividad, estamos en situación para comenzar el análisis de la distribución espacio-temporal de la actividad mundial. Como se describe en el capítulo 3, este análisis se realiza a partir de la observación de la evolución de mapas anuales de actividad, que se construyen simplemente contando el número de terremotos que han tenido lugar en cada celda. Este valor se asocia a un punto o nodo central de la celda y se hace un suavizado por interpolación que facilita la visualización de la evolución. En la Figura 4.5 se presenta un ejemplo de una de las 38 figuras de distribución espacial de la sismicidad anual que se obtienen, en concreto la distribución espacial para 1996. Con estas figuras, que se adjuntan en el Anexo B, se ha elaborado un vídeo de evolución temporal para analizar la posible existencia de patrones y migraciones.

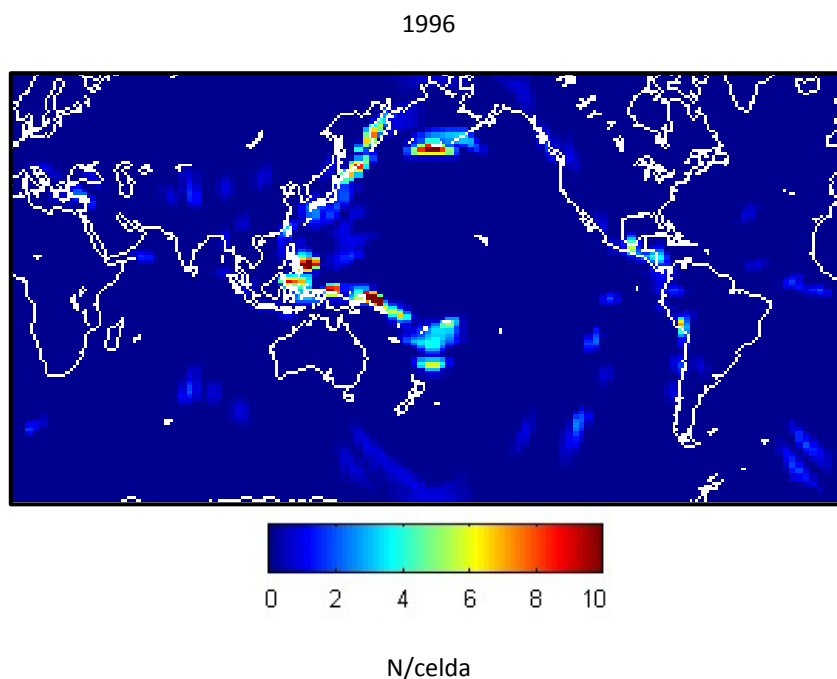


Figura 4.5: Distribución espacial de la sismicidad mundial en el año 1996 según el Centennial Catalog, considerando magnitudes superiores a 5.5 y usando el método de regionalización 2 descrito en el capítulo 3. El código de color muestra el número de terremotos por celda

Observando la evolución, cuyas gráficas se adjuntan en el Anexo B, destaca la actividad en ciertas áreas. La zona de mayor actividad es el cinturón del Pacífico, sobre todo la parte noroeste. En esta zona se aprecia un desplazamiento antihorario de la sismicidad. La actividad comienza en el norte del Anillo de Fuego, en la fosa de las Aleutianas, que atraviesa la costa sur de Alaska y las aguas del noreste de Siberia. Esta fosa se produce por la subducción de la placa del Pacífico bajo la Norteamericana. De ahí pasa a la fosa de las Kuril. Tras atravesar el

arco de Kamchatka y las islas Kuril alcanza Japón. Estas dos fosas se deben a la subducción de la placa del Pacífico bajo la Eurasiática. La actividad alcanza la zona del mar de Filipinas, donde parece sufrir una bifurcación, al oeste avanza por la costa asiática, donde la placa del mar de Filipinas penetra bajo Eurasia, mientras por el este la actividad avanza por la profunda fosa de las Marianas, provocada por la subducción de la placa del pacífico bajo la pequeña placa de las Marianas.

Una vez alcanza la zona de Indonesia, Papúa Nueva Guinea, la zona de máxima actividad detectada, llegando incluso al norte de Nueva Zelanda la actividad presenta un desarrollo algo diferente. Si bien es posible apreciar el mismo desplazamiento antihorario que en la parte anterior del cinturón, aquí la actividad es permanentemente más elevada. No está marcada por picos de forma tan intensa como en las zonas anteriores, en las que estos picos acompañaban el desplazamiento de la actividad. La elevada actividad en esta área hace que su variación no se aprecie con tanto contraste en otras zonas de menor actividad sin que se saturen las gráficas.

Al otro lado del Pacífico, a lo largo de la costa oeste de todo el continente americano, se aprecia también una alta tasa de actividad, aunque en este caso no se aprecian tendencias tan claramente. En la mitad norte, correspondiente a la costa oeste de Estados Unidos sí se aprecia levemente la misma tendencia de desplazamiento antihorario que en el resto del cinturón, aunque de formas más suaves. En el resto de la costa americana esta migración aparente, si existe es inapreciable, la actividad se ve dominada por brotes y picos, sobre todo en la costa chilena y en la zona del Caribe.

La sismicidad en el resto de zonas es menos acentuada, lo que dificulta el análisis. Por ejemplo, en la dorsal Atlántica, las tendencias parecen opuestas en las mitades norte y sur de la misma, esto es, comenzando en el centro de la dorsal, parece haber un desplazamiento de la actividad a lo largo de las dos mitades.

Cabe señalar la actividad entre las placas de Eurasia y la africana y entre Eurasia y la placa de la India. Así como diversos puntos calientes y actividad asociada a placas menores.

Al analizar estos patrones de forma más general, todos ellos parecen encajar, en su mayor parte, con una tendencia migratoria de la actividad que sigue un patrón de giro de este a oeste en el hemisferio norte y de oeste a este en el sur.

Como se ha mencionado antes la falta de datos dificulta gravemente el objetivo de localización y definición de tendencias o ciclos. No solo la ventana temporal puede ser aún insuficiente, si no que hemos tenido que limitar el estudio en magnitud, utilizando únicamente grandes terremotos para poder dotar al análisis de cierta perspectiva temporal, así como para analizar el planeta en su conjunto.

De momento la conclusión más importante es la dificultad de obtener resultados claros con la información y datos disponibles actualmente. Los estudios a niveles espaciales menores, regional o local, pueden dar mejores resultados, aun así, la falta de datos que permitan extender la magnitud de completitud sigue suponiendo un grave problema y un obstáculo para confirmar o rechazar la hipótesis de la existencia de grandes ciclos planetarios. Con el tiempo y continuando en esta línea es posible que se alcancen estas metas, y se logre definir desplazamientos de la actividad sísmica, útiles para comprender mejor la dinámica del interior de la Tierra y como base sobre la que se puedan asentar algunos métodos de predicción tanto probabilistas como deterministas, tanto globales como locales y regionales.

4.3 Análisis de la sismicidad a nivel regional y local.

Siguiendo los mismos pasos que en el caso anterior se realiza el análisis a menor escala en tres zonas distintas. Estas tres regiones se han seleccionado, en parte, por la disparidad de sus características geotectónicas. Son Colombia, Taiwán y la Península Ibérica. Como antes, se analizará la distribución espacio-temporal de la actividad en las tres regiones tras haber estudiado en detalle la calidad de las bases de datos y la regionalización que se aplica.

Además, se seleccionan varios puntos en cada una de las regiones en los que se analiza la evolución de la sismicidad a nivel local, con el fin de caracterizar la zona frágil dentro del modelo de la interacción frágil-dúctil de la litosfera descrita en el capítulo anterior. En cada una de estas áreas, centradas en estaciones de registro, se evalúa la evolución de la actividad sísmica como la variación del % de eventos en rangos de media unidad de magnitud. Estas series temporales se utilizarán más adelante para estudiar la posible utilización de la hipótesis de interacción frágil-dúctil de la litosfera como precursor de grandes sismos.

4.3.1 Tratamiento previo. Catálogos y regionalización

El primer paso es seleccionar el catálogo que se utilizará en cada caso. Para este tipo de regiones es recomendable acudir a agencias locales siempre y cuando no se trate de zonas poco pobladas o de difícil acceso. Estas agencias, que ya se han descrito en secciones previas

son *Ingeominas* en Colombia, *el Central Weather Bureau* en Taiwán y *el Instituto Geográfico Nacional* en la Península Ibérica. Una vez establecidos los límites espaciales, que se presentan en la Tabla 4.3, se determinan los parámetros de tiempo y magnitud para los que los catálogos sean completos en cada una de las áreas seleccionadas. Para el cálculo de la magnitud de completitud se utiliza el método de máxima correlación (capítulo 3). En los casos de Colombia y Taiwán, una reducción de la ventana temporal resulta en un considerable aumento de la magnitud debido a la reciente actualización y mejora de sus redes sísmicas nacionales, que en los últimos años tienen la capacidad de detectar eventos menores. Una reducción de estas características en el caso de la Península Ibérica no resulta tan provechosa, ya que para ver un descenso significativo en la magnitud de completitud, sería necesario reducir la ventana temporal drásticamente, privando al análisis de una mínima perspectiva temporal necesaria, por lo que se mantiene una mayor amplitud temporal. Los límites de completitud se muestran en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3: Parámetros espacio-temporales y de magnitud de las tres regiones del análisis, además del número de eventos totales analizados y los valores de a y b de la relación de Gutenberg-Richter que se obtienen.

Zona	Colombia	Taiwán	Península Ibérica
Periodo	1993-2008	1994-2008	1980-2006
Catálogo	Ingeominas	CWB	IGN
Longitud	80°W-71°W	119°E-123°E	10°W-3°E
Latitud	0°-10°N	21°N-26°N	34°N-45°N
Magnitud de completitud	3	2.5	3.5
Nº eventos	14223	86605	2201
Valor de b	0.97 ± 0.01	0.93 ± 0.01	1.1 ± 0.1
Valor de a	5.92 ± 0.06	6.12 ± 0.05	5.69 ± 0.07

Además, se calcula y expone en la tabla el valor de los parámetros a y b de la relación de Gutenberg-Richter en cada una de las zonas para los catálogos completos, así como el número de datos de los sets completos que resultan con los límites impuestos. El cálculo de la relación de Gutenberg-Richter se presenta en la Figura 4.6 para las tres regiones.

El número de eventos en la Península Ibérica es significativamente menor que en los otros dos casos a pesar de que el área analizada es mayor, esto no sólo es debido a que la magnitud de completitud es mayor, si no a su bajo nivel de actividad, lo que aumenta el error relativo al calcular el valor de b . Este valor, como cabe esperar, es menor cuanto mayor es el número relativo de grandes eventos que tienen lugar en la región y por lo tanto mayor es el nivel de actividad. Vale la pena destacar que aunque los tres valores del parámetro b son cercanos a la unidad, las diferencias son relevantes y estadísticamente significativas estando de

acuerdo con las características sismotectónicas de cada región. Comentarios análogos pueden hacerse sobre el parámetro a que pone de manifiesto la mayor importancia de la actividad sísmica de Taiwán y Colombia respecto a la Península Ibérica.

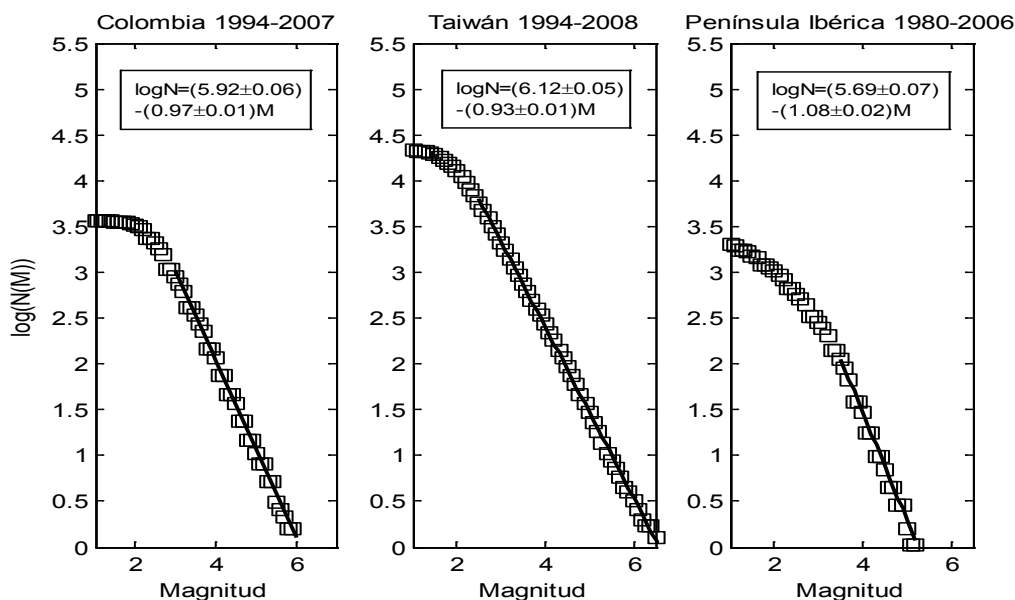


Figura 4.6: Relación frecuencia-magnitud. Colombia (Ingeominas 1994-2007), Taiwán (CWBT 1994-2008) y Península Ibérica (IGN 1980-2006).

Una vez establecida la calidad y completitud de los tres catálogos y el análisis de la ley de sismicidad, se realiza la regionalización, que en los tres casos seleccionados será de las mismas características. Se ha escogido el mismo tamaño de celda, de forma que el análisis final pueda ser comparable. Un tamaño de celda mayor daba lugar a una aproximación muy burda, mientras que la elección de celdas de menor tamaño, además de incrementar demasiado el coste computacional, complicaba la visualización de resultados. Si bien una mayor actividad, como se da de forma significativa en el caso de Taiwán, posibilitaría una elección de celda de menor tamaño, se ha dado preferencia a una homogeneidad en los parámetros para resaltar las diferentes características en el análisis final.

Siguiendo el método de regionalización 2 (Anexo A), se selecciona la malla que divide cada hemisferio en 360 coronas, que se dividen en celdas de igual tamaño. El resultado es una malla que divide cada hemisferio en 129600 celdas con un área de 1967.8 km². Con seleccionar las celdas correspondientes al área que nos interesa, tenemos la malla para la sismicidad regional. El área de cada celda es la equivalente a la de celdas cuadradas de 44.4 km o 0.4° de

lado o a celdas circulares de radio 25 km. Se muestra el resultado de la regionalización de las tres zonas en la Figura 4.7, en la que se incluyen los eventos que se considerarán.

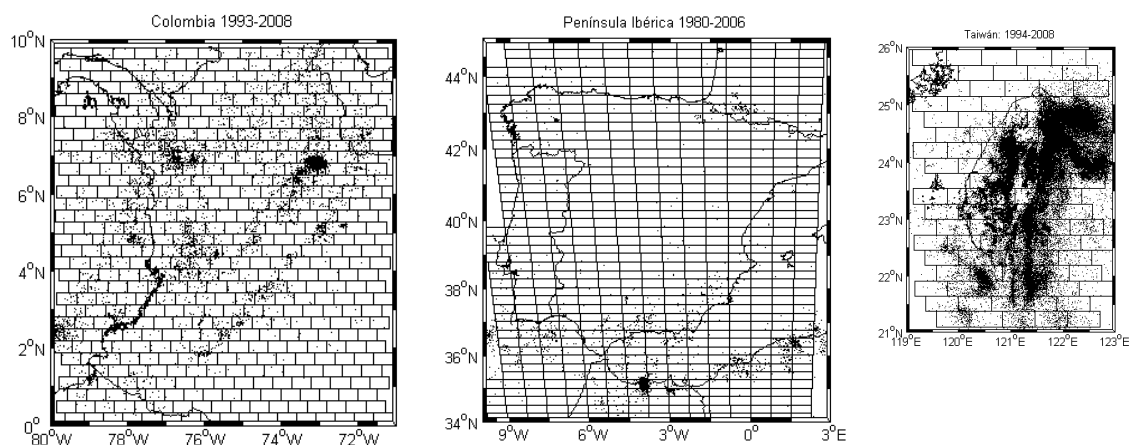


Figura 4.7: Regionalización de las tres zonas de estudio, Colombia, Península Ibérica y Taiwán.

Una vez estudiada la calidad de los datos, verificando la completitud de cada catálogo y aplicada la regionalización, podemos comenzar el análisis para las tres zonas. Primero se analiza en detalle la evolución de la actividad regional, para posteriormente seleccionar áreas más reducidas en las que analizar la evolución de la actividad a nivel local, con el fin de caracterizar la zona frágil en el modelo de interacción frágil-dúctil de la litosfera y su posible uso como precursor, cuyo estudio es el principal objetivo de este trabajo.

4.3.2 Colombia

Situada en la convergencia de cuatro placas tectónicas, Colombia presenta una actividad sísmica alta y compleja: El bloque del Norte de los Andes (parte de la placa sudamericana), el bloque de Panamá, la placa del Caribe y la placa de Nazca (Figura 4.8). La placa oceánica de Nazca converge hacia el este a un ritmo de 6 cm/año, mientras que la placa del Caribe se mueve entre 1 y 2 cm/año en dirección este-sur-este, ambas velocidades relativas a la placa suramericana (Freytmüller et al., 1993; Kellogg y Vega, 1995).

La convergencia de estas placas da lugar a la fosa de subducción de Colombia hacia el oeste y al prisma de acreción del sur del Caribe hacia el norte (Pullido, 2003). Con lo que la actividad sísmica en el territorio colombiano se ve afectada por dos de las zonas de subducción más complejas del mundo.

Como se muestra en la Figura 4.8, existen tres cordilleras con tendencia nornordeste que nacen desde una cordillera principal en el sur. Se encuentran separadas por cuencas estructurales. Se describe a continuación la tectónica y sismicidad de estas cordilleras.

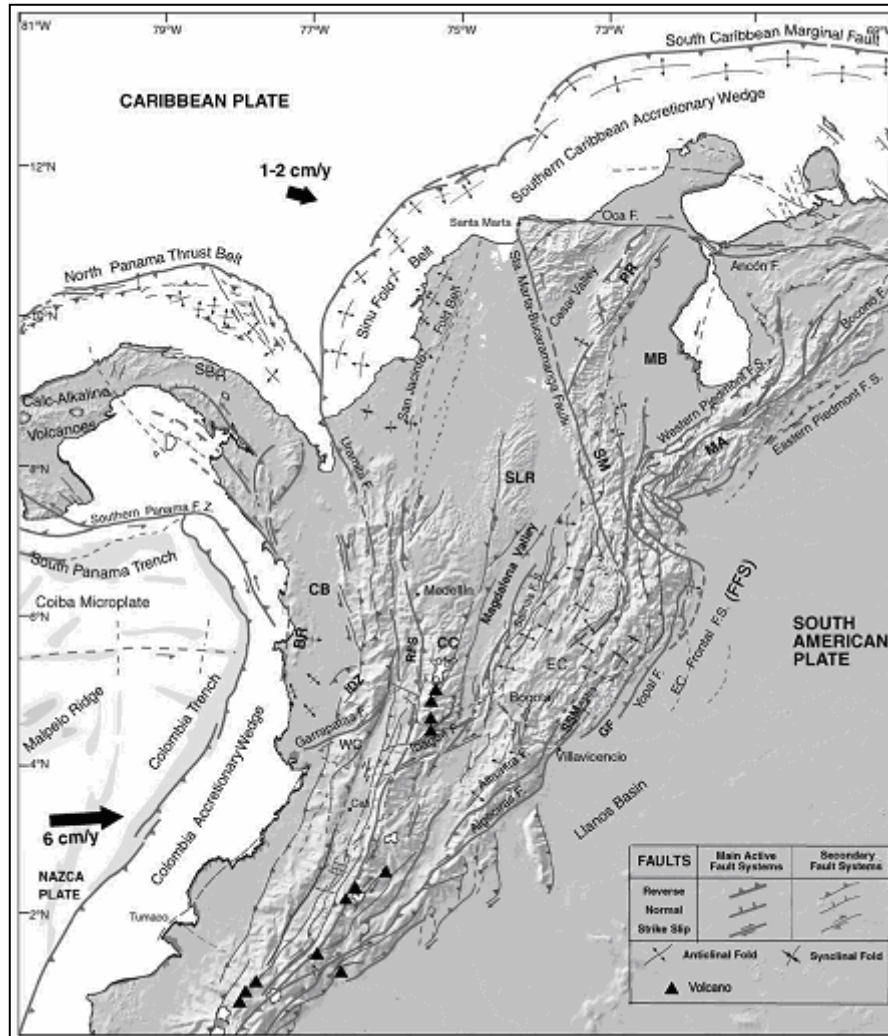


Figura 4.8: Mapa neotectónico de Colombia con los principales sistemas de fallas (a partir de Taboada et al., 2000; Dimate et al., 2003). CB: bloque de Panamá-Choco; WC: Cordillera Oeste; CC: Cordillera Central; RFS: Sistema de Fallas del Romeral. Las flechas negras indican la velocidad de placa relativa a la placa de Suramérica. (Pullido, 2003).

Desde su inicio, al sur del país, la cordillera Oriental crece progresivamente según avanza hacia el norte, mostrando varios estilos estructurales y morfológicos (Vergara, 1996). El segmento sur es una cadena estrecha y con relieve moderado, bordeado por fallas dextrales con orientación nornordeste. En la zona central se achata, convirtiéndose en una meseta, la Sabana de Bogotá, limitada por el este por el sistema de fallas de Borde Llanero y por el oeste por el de Salinas, ambos compuestos por fallas inversas, en escalón con buzamientos hacia la cordillera. Dan lugar a actividad sísmica a profundidades inferiores a los 70km. En la zona norte

los picos alcanzan los 5500m de altura y limita por el norte con la falla Santa Marta-Bucaramanga, una falla de rumbo con desplazamiento izquierdo, absorbido por fallas inversas que cabalgan en el valle de Magdalena, hacia el sur (Boinet et al., 1989), y que finaliza hacia el sudeste, en el nido sísmico de Bucaramanga, que da lugar a eventos de profundidades superiores a los 120km. debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa del Caribe.

Inmediatamente al oeste se encuentra la cordillera central, que es un complejo de rocas con metamorfismo de baja y media presión, y con intrusiones de varios plutones Mesozoicos y Cenozoicos relacionados con la subducción de la litosfera bajo la cadena Andina. El flanco occidental es más empinado que el oriental, probablemente debido al movimiento transpresivo a lo largo de las fallas de buzamiento este que forman el Sistema de fallas de Romeral. Este sistema cuenta además con fallas de rumbo, que forman parte de una gran vergencia hacia el oeste con cinturones de cabalgamiento y plegamiento que envuelven el basamento. Tiene dirección nornordeste y muestra trayectos activos con desplazamiento lateral derecho en el sur de Colombia. Muestra actividad con profundidades inferiores a los 70km, pero hacia el norte, a partir de los 4ºN y hasta los 8ºN esta actividad se confunde con eventos más profundos, asociados a la convergencia del bloque de Chocó y el de América del Sur. En esta zona se han dado eventos devastadores con, al menos, 6 sismos de $ML > 6.0$ e intensidades superiores a IX, atribuidos a la subducción de la placa de Nazca con la de América de sur. Por su parte, el flanco oriental está caracterizado por fallas inversas, con buzamiento oeste localizadas al pie de la cordillera. En latitudes entre 4ºN y 5ºN hay fallas de rumbo paralelas, con tendencia este-noreste, cortando la cordillera.

Justo al oeste de la depresión intra-montañosa Cauca-Patía, por la que transcurre el sistema de fallas del Romeral descrito anteriormente, se encuentra la cordillera Occidental. Esta depresión marca el límite entre litologías con afinidad continental hacia el este y marina hacia el oeste. Esta cordillera es el borde este del bloque de Chocó, donde se encuentra el sistema de fallas Uramita y la zona de deformación Istmina (Duque-Caro, 1990; Paris y Romero, 1994; Guzmán et al., 1998; Taboada et al., 2000). La zona de fallas de Uramita es un sistema de fallas de rumbo de orientación nornoroeste, de desplazamiento izquierdo. Mientras que las que caracterizan la zona de deformación Istmina son de orientación este-noreste.

Análisis de la sismicidad

Utilizando la regionalización descrita y considerando los límites espacio temporales y de magnitud se presenta en la Figura 4.9 la distribución espacial de la media anual de sismicidad

dad en función del número de eventos de magnitud superior a 3 en cada celda. Se aplica un suavizado con una red de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ para facilitar la visualización.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD MEDIA ANUAL: COLOMBIA

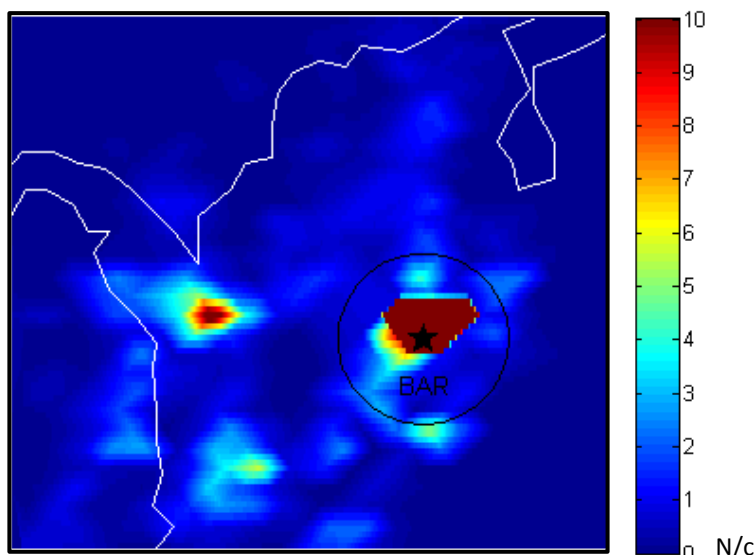


Figura 4.9: Distribución espacial de la sismicidad media anual en Colombia. Catálogo de Ingeominas 1994-2007.

El punto central de la celda de máxima actividad es el de coordenadas $(73.33^\circ O, 6.96^\circ N)$, apenas alejado de la localización de una de las estaciones de la RSNC, Barichara $(73.18^\circ O, 6.64^\circ N)$, que se muestra en la Figura 4.9. En esta celda tienen lugar una media anual de 222.4 terremotos de magnitud superior a 3.

Al realizar el análisis para la zona de Colombia hay que considerar la significativa diferencia entre sismicidad profunda y superficial. Se observa que más del 73% de los eventos de magnitud superior a 3 registrados en este periodo corresponden a sismos ocurridos a profundidades superiores a 70km. El 87% de estos sismos profundos se concentran en una zona limitada por la longitudes $73.5^\circ W$ y $72.5^\circ W$ y latitudes $6.5^\circ N$ y $7.5^\circ N$, en la que se encuentra la celda de máxima actividad mencionada, en donde tiene lugar una media de 600 eventos por año con profundidades superiores a 70km. Es la zona del Nido de Bucaramanga (Vergara, 1996). Los eventos de magnitud superior a 5.5 ocurridos en esta región se muestran en la Tabla 4.4. En el Anexo B se muestran las gráficas de sismicidad anual de esta zona.

Tabla 4.4: Relación de eventos profundos de magnitud superior a 5.5 en la zona del Nido de Bucaramanga durante el periodo 1993-2008.

mag	latg (°)	long (°)	prof (km)	anyo	mes	dia
5.7	6.7400	-73.3100	154.90	1994	2	18
5.5	6.8300	-73.0900	161.60	1994	4	14
6.1	6.8200	-73.1700	152.70	1994	12	10
5.8	6.8000	-73.1500	152.00	1997	1	1
5.5	6.7200	-73.3500	140.70	1997	3	7
5.7	6.8100	-73.1200	156.00	1997	5	11
5.9	6.8000	-73.0200	148.00	1997	6	11
5.8	6.8200	-73.1000	151.40	1997	6	11
5.5	6.8200	-73.0700	162.70	1998	5	6
5.7	6.8100	-73.1300	156.00	1999	4	14
6.2	6.8700	-73.1800	164.20	1999	11	8
5.6	6.8200	-73.2500	147.20	2000	2	5
5.6	6.7400	-73.1700	158.00	2000	9	12
5.5	6.8200	-73.1000	155.20	2000	12	17
5.9	6.8100	-73.0000	160.50	2001	11	19
5.6	6.8400	-73.0400	157.90	2004	10	3
5.8	6.8400	-73.0400	162.10	2005	2	25
5.8	6.7800	-73.1700	152.80	2005	2	25
5.6	6.8000	-73.1000	150.70	2006	1	10
5.5	6.8100	-73.1200	154.50	2006	5	8
6.0	6.8200	-73.0500	151.40	2007	5	6

A pesar de mostrar una actividad alta constante, se detectan aumentos cada cierto tiempo. Entre 1994 y 1996 la tasa aumenta hasta una media de 75 eventos anuales, lo que se corresponde con una crisis asociada a un evento de magnitud mayor que 6 que tuvo lugar a finales de 1994 (Tabla 4.4). Lo mismo ocurre en 1999, con un aumento del 10% respecto de la tasa media anual, con un sismo de magnitud 6.2 en noviembre de ese año. Durante el periodo 2004-2006 también se percibe un aumento, aunque no tan marcado como los anteriores.

En la Figura 4.10 se muestra la distribución de eventos por celda para profundidades superiores a 70km para un año de tasa alta, 1995 con hasta 300 eventos/celda en el núcleo del nido, y uno de tasa baja, 1997 en torno a 200 eventos en la celda correspondiente al núcleo del nido sísmico. Como ya se ha comentado esta actividad sísmica es la que define el llamado Nido de Bucaramanga, y se debe a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa del Caribe. Se trata del límite sudeste de la falla de Santa Marta-Bucaramanga, cuyo desplazamiento es absorbido por fallas inversas que cabalgan en el valle de Magdalena hacia el sur (Boinet et al., 1989).

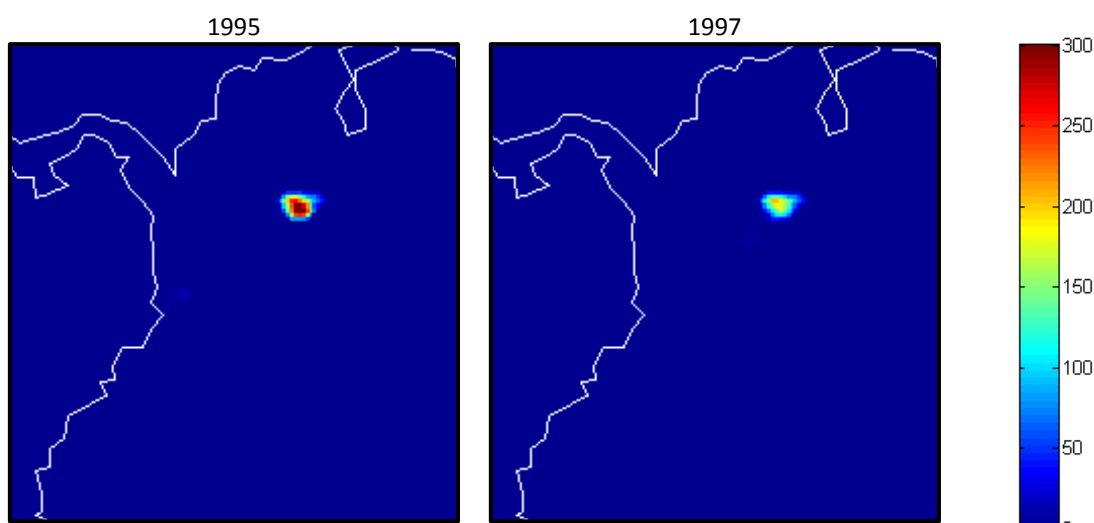


Figura 4.10: Distribución espacial de eventos profundos por celda en Colombia en los años 1995 y1997. El código de color corresponde al número de eventos por celda.

El 27% restante de la sismicidad, por encima de los 70km de profundidad se concentra en tres núcleos principales. En la zona central en la región del Viejo Caldas, en la que también se detecta algo de sismicidad profunda, en la costa del Pacífico y frontera con Ecuador, la región de Nariño, y también en la costa pacífica pero al norte del país, en la región de Urabá.

En el Anexo B se adjuntan todas las figuras de distribución espacial anual de sismicidad en Colombia para profundidades inferiores a 70km. En ellas se ve cómo es en Urabá donde se da una actividad elevada durante los tres primeros años del análisis, con el pico de actividad en 1994, con más de 90 eventos de magnitud mayor que 3 durante el año, saturando la gráfica (Figura 4.11), cuando la media durante todo el periodo es de unos 60 eventos anuales. Es durante esta época cuando se dan los únicos eventos de magnitud 6 o superior en la zona (Tabla 4.5). Hay un descenso de la actividad a partir de 1997 (Figura 4.11), que aumenta ligeramente en 2003, pero no es hasta 2005 que se reactiva la zona durante dos años. La estabilidad vuelve en 2007.

Tabla 4.5: Relación de sismos ocurridos en la región de Urabá, durante el periodo 1993-2007 de magnitud superior a 5.5.

mag	latg (°)	long (°)	prof (km)	anyo	mes	dia
6.0	7.2200	-76.7400	32.30	1994	9	13
5.5	7.3400	-77.0000	0.20	1996	5	13
6.1	7.4800	-77.5200	0.00	1996	11	4
5.9	6.8500	-77.6000	41.70	2000	11	8
5.5	5.1400	-77.9000	4.20	2003	11	5
5.9	6.9200	-77.9000	0.10	2006	1	23
5.5	7.0200	-77.9600	19.10	2006	1	24

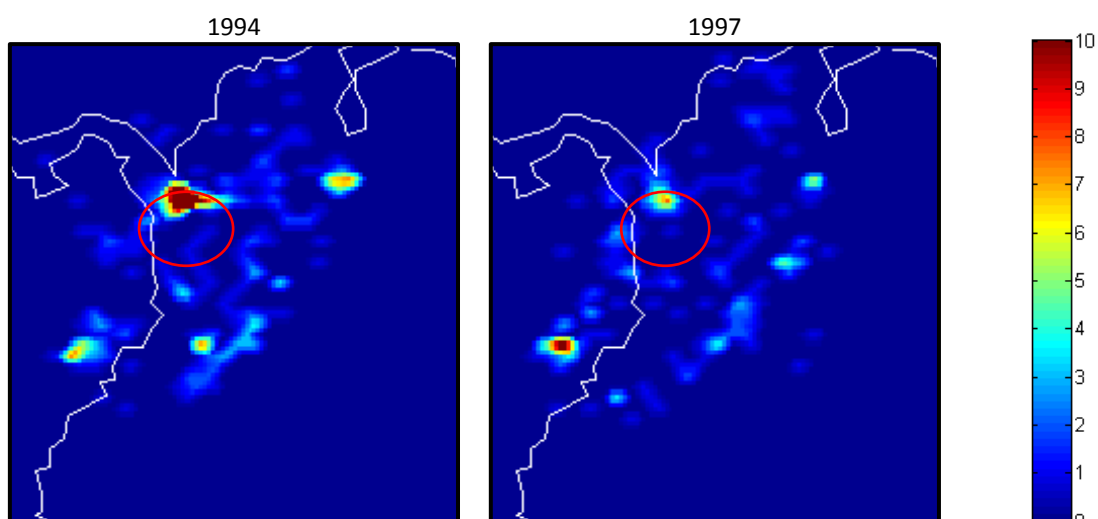


Figura 4.11: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Colombia en los años 1994 y 1997. El código de color corresponde al número de eventos por celda. La región resaltada corresponde a Urabá.

En la región de Nariño y alrededores se registran varios focos de actividad muy próximos entre sí, con máximos en los años 1999, que corresponde a la crisis del terremoto de Armenia de 1999, en 2004, de la crisis del terremoto de la costa de Colombia de 2004 y en 2007 (Anexo B y Tabla 4.6). Es la zona en la que han tenido lugar los eventos más importantes de toda la región. En la Figura 4.12 se muestran estos tres años con picos en la actividad.

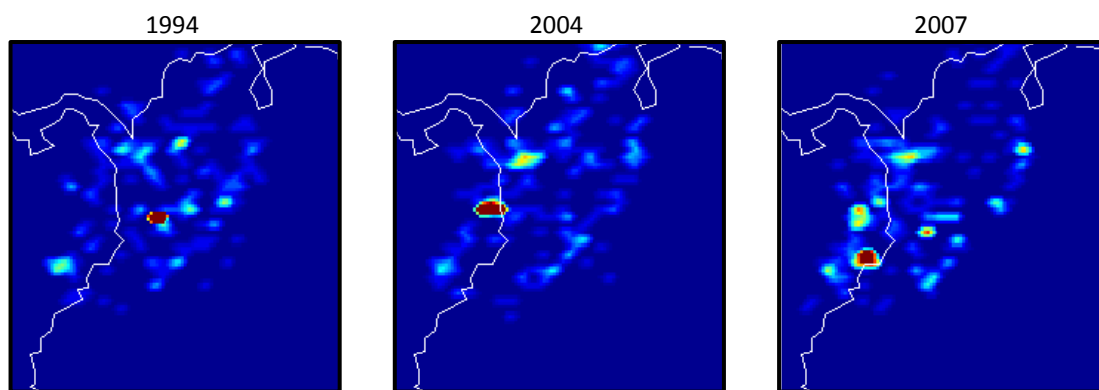


Figura 4.12: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Colombia en los años 1999, 2004 y 2007. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.11). La región resaltada corresponde a Nariño.

Tabla 4.6: Relación de sismos de magnitud mayor que 5.5 ocurridos en la región de Nariño y alrededores durante el periodo 1993-2007.

mag	latg (°)	long (°)	prof (km)	anyo	mes	dia
6.4	2.8500	-76.0700	1.00	1994	6	6
6.1	4.4300	-75.7000	0.10	1999	1	25
5.6	4.4100	-75.7300	3.70	1999	1	25
5.5	2.0000	-78.5500	68.00	2000	5	23
5.6	3.3000	-74.4200	3.60	2002	11	23
6.7	4.7700	-77.7200	26.20	2004	11	15
5.5	4.8000	-78.6100	3.80	2007	3	18
6.2	2.9300	-78.2100	4.00	2007	9	10

Por último, la zona central, en la región del Viejo Caldas, es el último foco de actividad. Presenta dos máximos, como se aprecia en las figuras del Anexo B, en los años 1995 y 1998, aunque de menor intensidad que los descritos para las zonas anteriores.

Todas las Figuras que componen la evolución temporal para la sismicidad en Colombia considerando magnitudes inferiores a 70km se adjuntan en el Anexo B.

Gran parte de esta sismicidad superficial es producto del proceso de deformación actual de la corteza, enmarcada geográficamente dentro de la zona andina, contigua a los principales sistemas de fallas que controlan los piedemontes de la cordillera, como el sistema de fallas de Cauca, el Romeral, del Valle Superior y Medio del Magdalena. La distribución es clara y acomoda el modelo tectónico y de límite de placas que se tiene para la esquina noroccidental de Sudamérica, dada la convergencia de las placas de Nazca, la Sudamericana y la del Caribe (Franco et al., 2002).

Caracterización de la zona frágil

Tres regiones se seleccionan para un análisis local, que posteriormente se utilizará para el estudio de la hipótesis de interacción frágil-dúctil de la litosfera. Estas regiones están centradas en tres estaciones de la RSNC. Prado ($74.90^{\circ}O, 3.70^{\circ}N$) y Tolima ($75.34^{\circ}O, 4.59^{\circ}N$), localizadas cerca de la costa del Pacífico y a la frontera con Ecuador, en la región de Nariño, que se ha descrito anteriormente, y Barichara ($73.18^{\circ}O, 6.64^{\circ}N$), sobre el nido de Bucaramanga, también analizado. Estas tres estaciones se presentan en la Figura 4.13 sobre el mapa de distribución espacial de la actividad media anual.

DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD MEDIA ANUAL: COLOMBIA
LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES

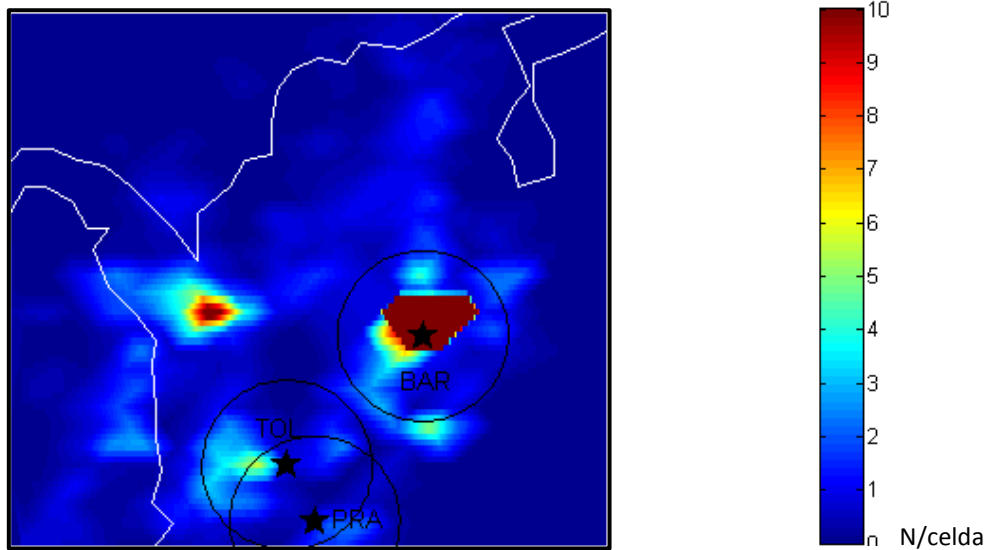


Figura 4.13: Localización de las tres estaciones para la caracterización de la zona frágil. Tolima, Prado y Barichara. Sobre el mapa de distribución de sismicidad media anual. Ingeominas 1994-2007 .

Tolima es la más occidental de las tres. Está situada sobre un eje volcánico en el lado este de la cordillera Central, sobre un volcán activo a 2520 m de altura. La zona está caracterizada por fallas inversas, con pendiente oeste, y situadas a lo largo del pie de la cordillera. Muy próxima a esta estación, ligeramente hacia el sureste, se encuentra Prado, la segunda estación seleccionada. Está situada en el límite sur del sistema de fallas Salinas que delimita la cordillera Oriental. Estas dos estaciones están separadas apenas unos 110km entre sí, compartiendo buena parte de la zona de análisis, con lo que cabe esperar gran similitud en sus resultados. Ya se ha presentado Barichara como la estación localizada en el punto de máxima actividad de la zona, justo sobre el nido de Bucaramanga, en el extremo norte de la cordillera Oriental, en el límite sur del sistema de fallas de Santa Marta-Bucaramanga. Muy alejada de las otras dos estaciones, a unos 350km, y con unas características muy diferentes dará lugar a resultados particulares y diferenciados respecto de las estaciones anteriores. De hecho, como se muestra en la Figura 4.14, se obtienen parámetros muy similares al calcular la relación frecuencia-magnitud para Tolima y Prado, mientras que en Barichara, bajo condiciones muy distintas, la sismicidad presenta variaciones muy claras respecto de las anteriores.

El número total de eventos en Barichara es mucho mayor que Prado y Tolima, pero presenta una menor proporción de grandes eventos, de ahí que el valor del parámetro b sea mucho mayor. La influencia del nido de Bucaramanga se hace patente en una actividad elevada permanente, aunque sin grandes terremotos que alteren esta actividad.

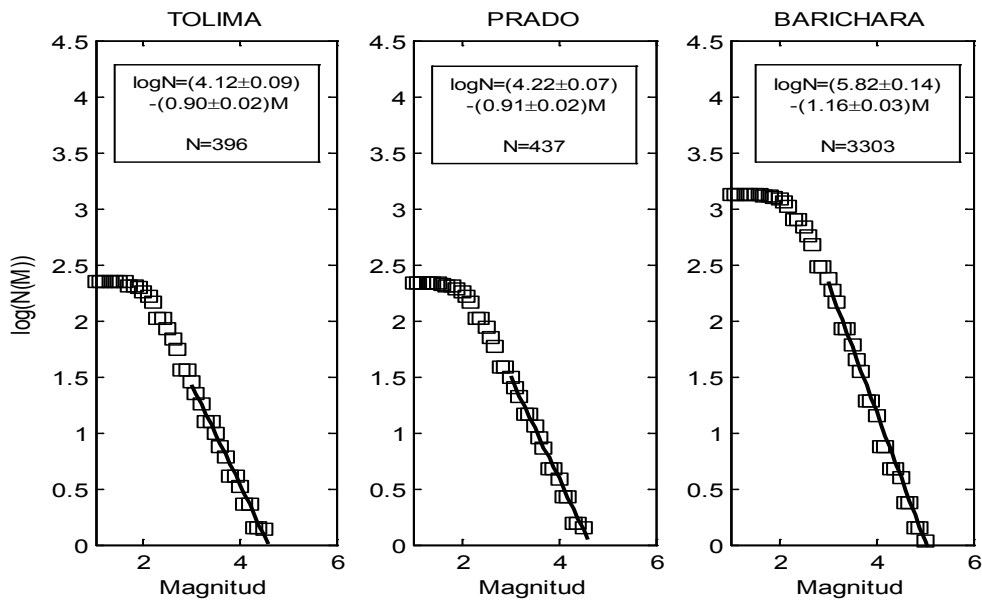


Figura 4.14: Relación frecuencia-magnitud en tres estaciones, Tolima, Prado y Barichara. Ingeominas 1994-2007.

En cada una de estas estaciones se evalúa la evolución de la actividad sísmica como la variación del % de eventos en rangos de media unidad de magnitud. Estas series temporales representan la caracterización de la zona frágil en el modelo de interacción frágil-dúctil de la litosfera y se utilizarán más adelante para estudiar esta hipótesis.

Se consideran eventos ocurridos a una distancia hipocentral igual o menor a 150 km y de magnitud igual o mayor que 3 (Jin et al., 2004). En los casos de Tolima y Prado, el % se calcula de entre 30 eventos consecutivos y se solapan 20, en el caso de Barichara, debido a que cuenta con muchos más datos se hace de cada 100 solapando 50. Se han probado distintos pares (*número de datos, solapamiento*) en todas las estaciones ((10,3), (20,10), (30,10), (30,20), (100,50), (100,25)) llevando en todos los casos a resultados muy similares. Se escoge finalmente esta combinación (30,20) porque genera series de en torno a 50 puntos, lo que las hace manejables y con una resolución aceptable. El tiempo para cada punto se sitúa en la mediana de los tiempos de ocurrencia de los eventos considerados (Jin et al., 2004). Los resultados se muestran en las siguientes figuras: Figura 4.15, Figura 4.16 y Figura 4.17. En estas figuras se muestran cuatro series temporales para magnitudes entre 3 y 5 con intervalos de 0.5 unidades de magnitud; arriba se muestran las cuatro series juntas, lo que permite observar sus variaciones relativas; debajo se muestran separadas para observar mejor sus variaciones en términos absolutos. Como se aprecia en estas figuras, las tendencias de las series temporales en los casos de Prado y Tolima son muy similares en las dos franjas de menor magnitud.

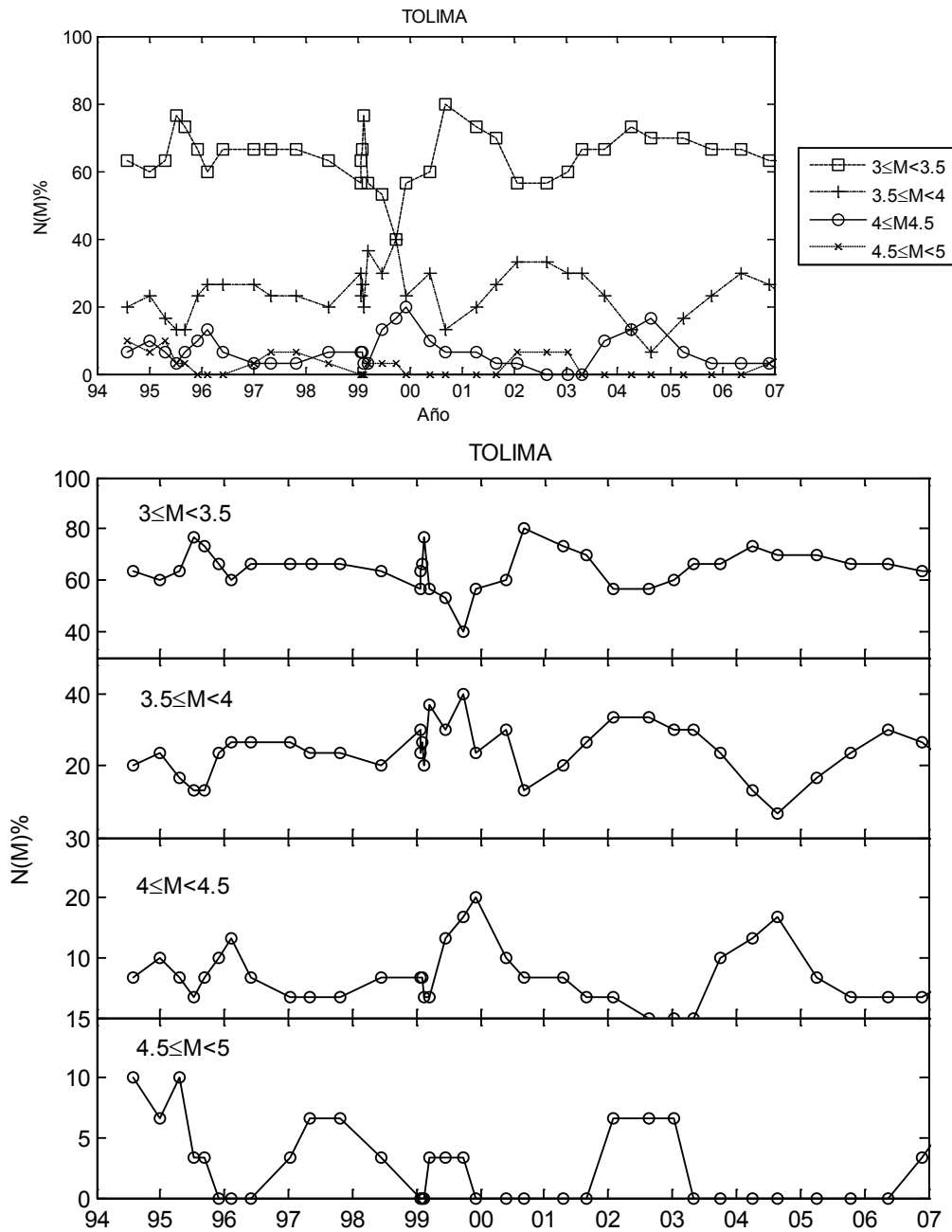


Figura 4.15: Evolución de la sismicidad en Tolima considerando distintas magnitudes características.

De hecho, las funciones de correlación entre las series de estas dos estaciones son simétricas con valores centrales de 0.68 en la franja ($3 \leq M < 3.5$) y 0.66 en la franja ($3.5 \leq M < 4$). Estas funciones de correlación que ponen de manifiesto la similitud entre la sismicidad de ambas estaciones se muestran respectivamente en la Figura 4.18 y en la Figura 4.19. Una significativa disminución de esta correlación se tiene para la franja ($4 \leq M < 4.5$), en la que no se alcanza una correlación de 0.18 (Figura 4.20). Para calcular la correlación se han interpolado las series a intervalos de 2 meses, utilizando interpolación lineal, para que los puntos sean coincidentes.

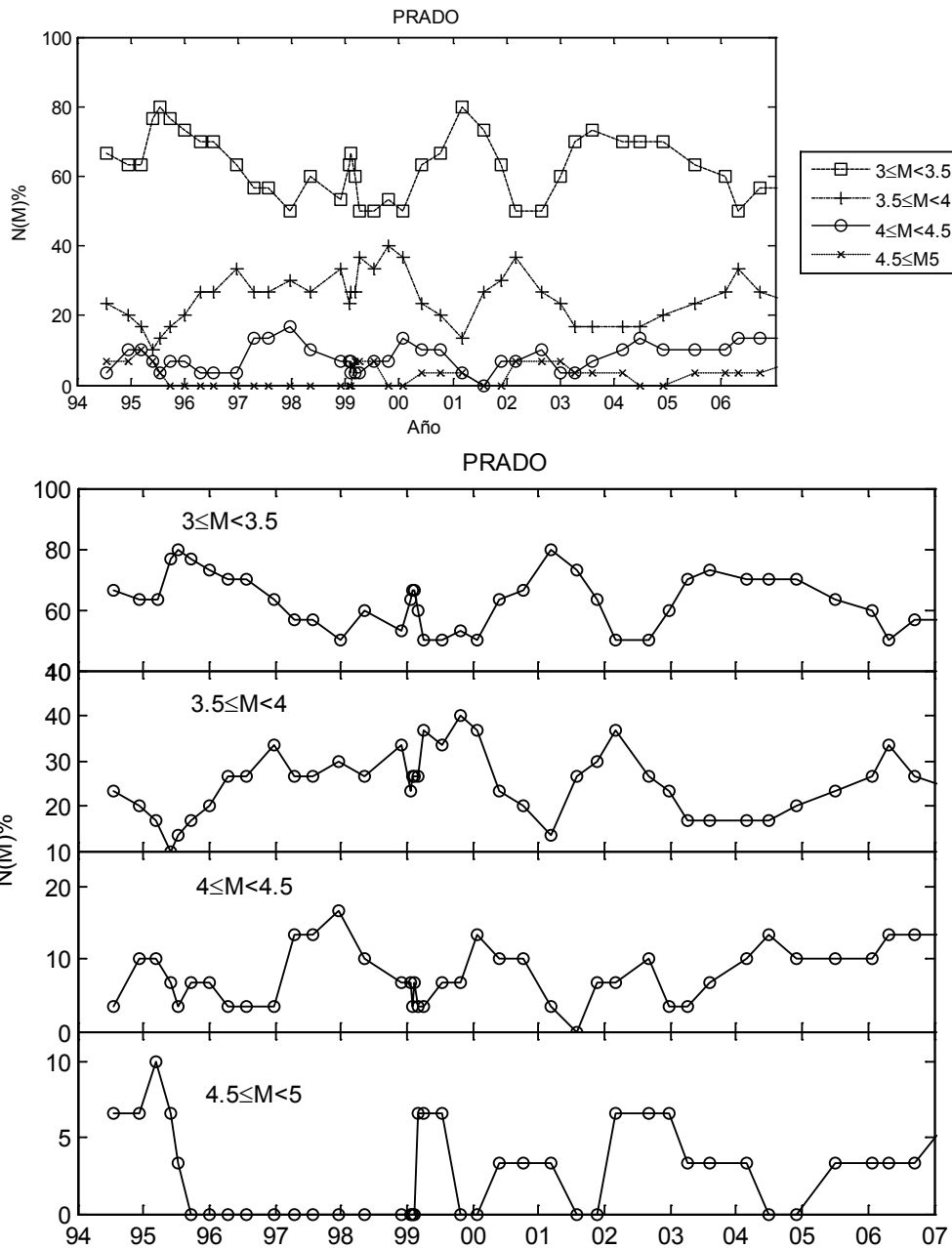


Figura 4.16: Evolución de la sismicidad en Prado considerando distintas magnitudes características.

Igual que al seleccionar el número de puntos y el solapamiento que se utilizan para crear las series, se han probado diferentes intervalos y tipos de interpolación obteniéndose en todos los casos resultados similares. Jin y Aki (2005) encuentran en Japón, que la variación espacial relativa para franjas de magnitud 2-2.5 y 2.5-3 es muy pequeña en comparación con la variación espacial relativa para magnitudes $M_c > 3$. Este cambio de comportamiento estaría relacionado con la llamada magnitud característica en la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera y, a su vez, con el tamaño de la fractura característica.

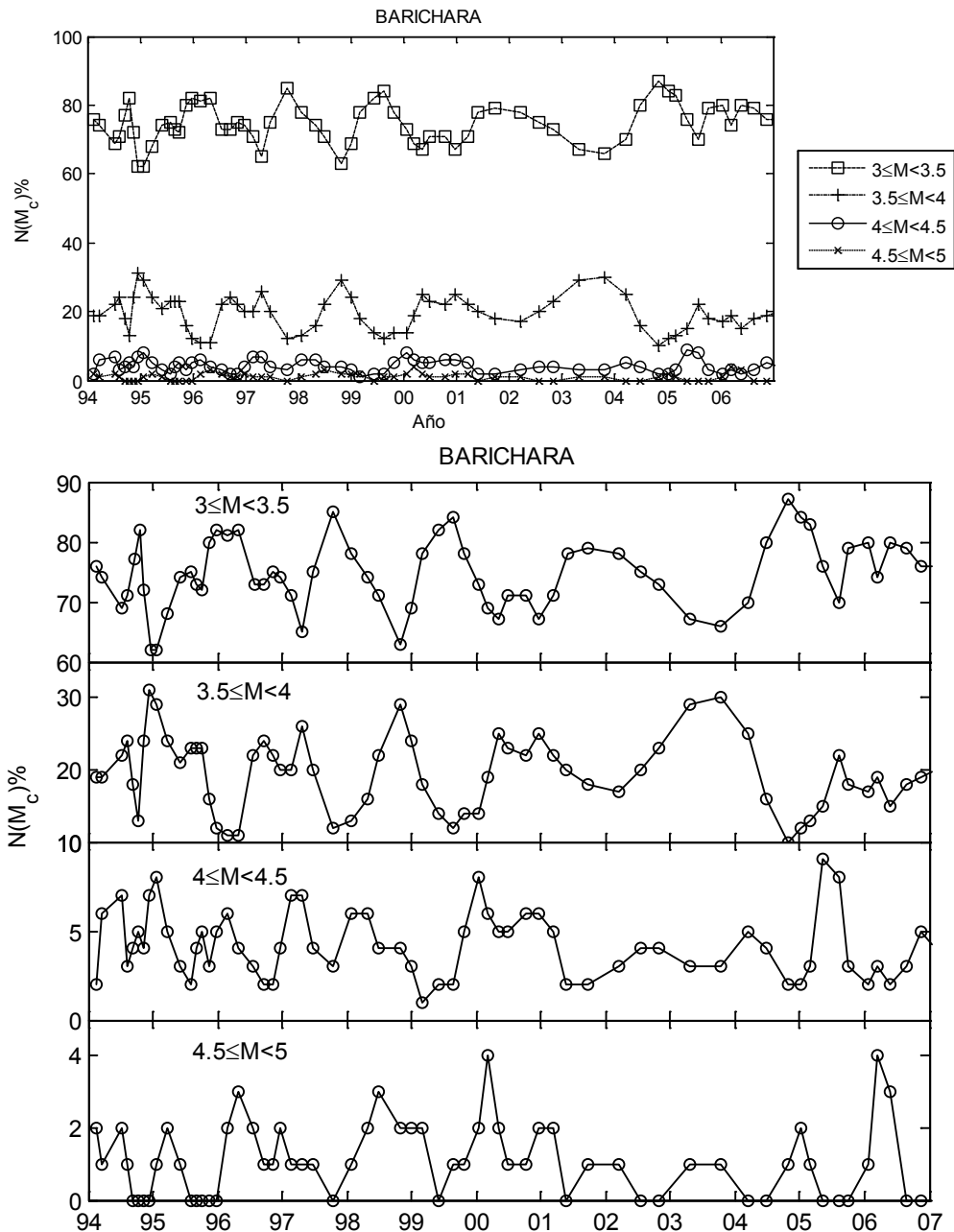


Figura 4.17: Evolución de la sismicidad en Barichara considerando distintas magnitudes características.

En este caso, los resultados muestran que la evolución temporal de las series es muy similar para los rangos 3-3.5 y 3.5-4 en estaciones separadas 110km y un salto en la correlación de las series temporales ocurre para el rango 4-4.5, mostrando una variación espacial que se hace visible para esta magnitud. La estación Barichara, al estar muy alejada de las dos primeras y presentar unas características geotectónicas tan distintas, no parece guardar ninguna relación con las anteriores, de hecho, al realizar este mismo cálculo no se obtienen correlaciones superiores a 0.37 en ningún caso y dan resultados negativos en algunos casos.

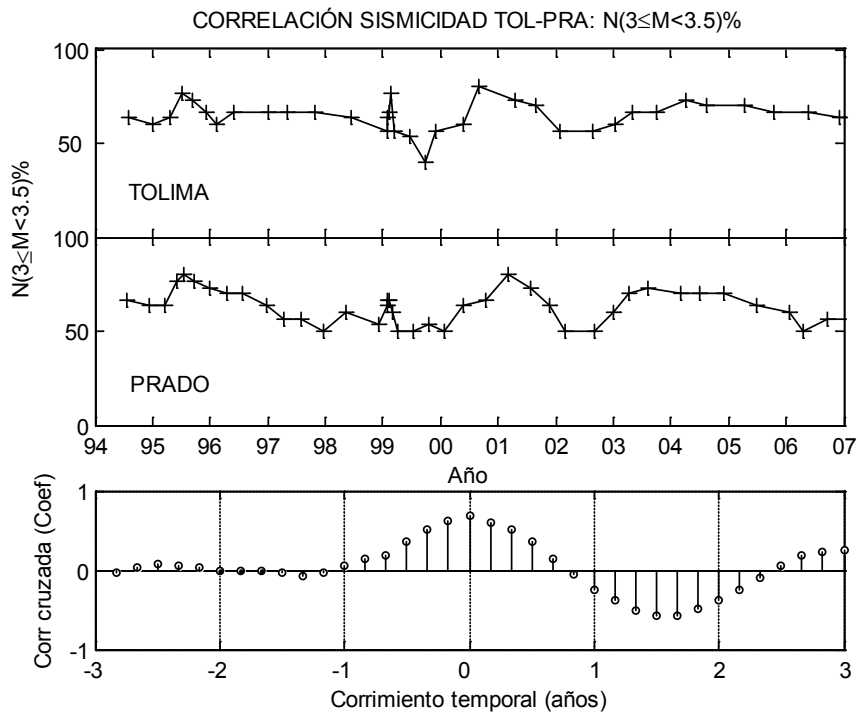


Figura 4.18: Correlación entre las series de sismicidad en las estaciones de Prado y Tolima considerando $M_c=3$.

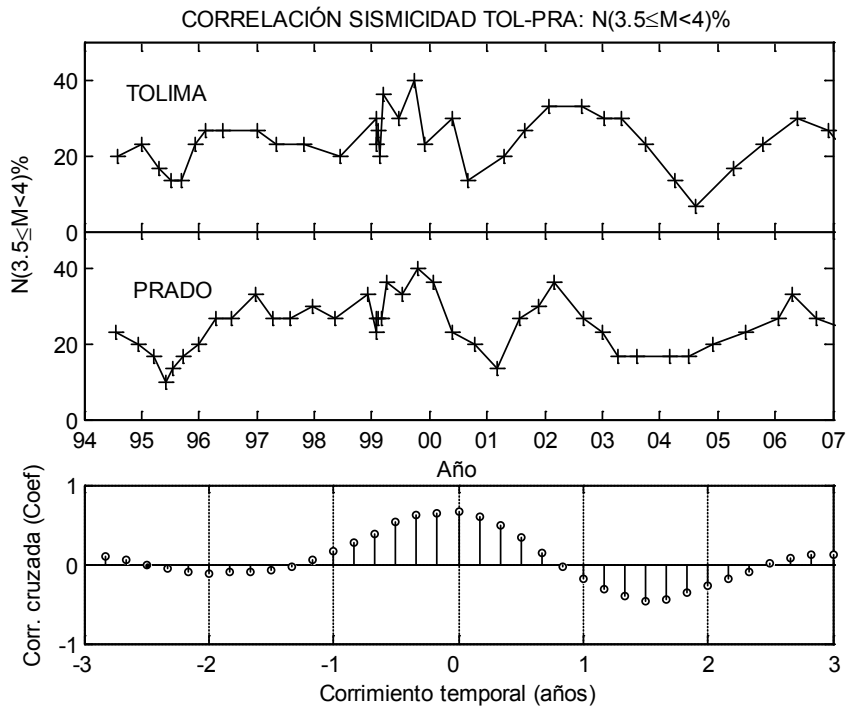


Figura 4.19: Correlación entre las series de sismicidad en las estaciones de Prado y Tolima considerando $M_c=3.5$.

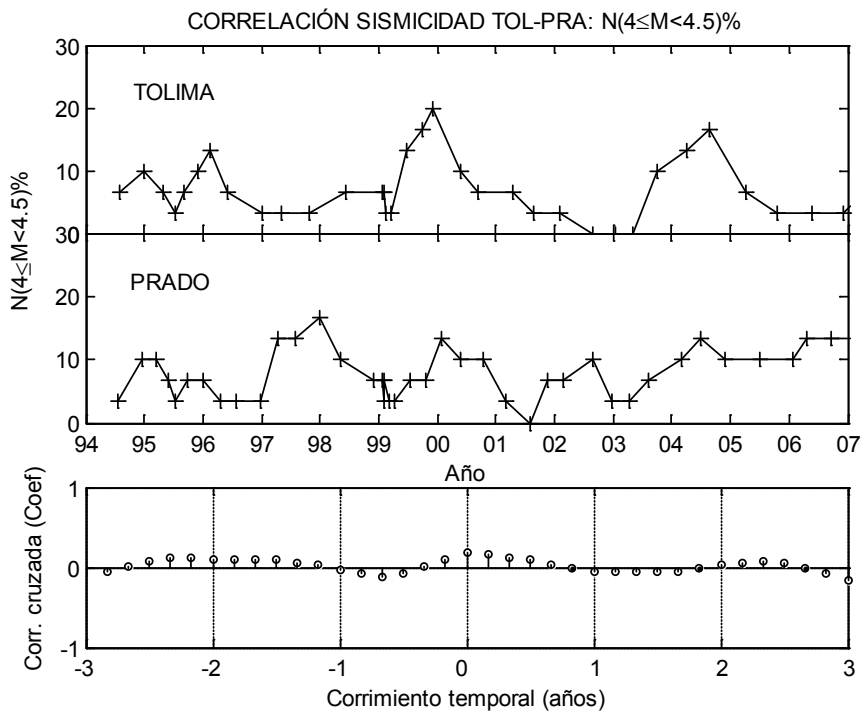


Figura 4.20: Correlación entre las series de sismicidad en las estaciones de Prado y Tolima considerando $M_c=4$.

Así, se establece la magnitud característica en $M_c = 4$. En estudios anteriores (Aki, 2004; Jin et al., 2004) se estima este valor como aquel para el que la correlación entre las series de atenuación y sismicidad calculadas para periodos largos (50 años) es máxima. Nuestro análisis se centra en un periodo de 15 años, dado que la falta de datos de calidad para periodos más largos imposibilita extender este cálculo. La variación espacial relativa encontrada para este rango de magnitud y por encontrarse que los resultados se realzan en comparación con los obtenidos utilizando otros valores de M_c , dan lugar a esta elección. Este valor estaría relacionado (Aki, 2004) con el tamaño de la fractura característica de la región. El aumento de fracturas en la zona dúctil aumenta el valor de Q_c^{-1} y, al mismo tiempo, genera una concentración de tensiones con la misma longitud de escala responsable del aumento en la frecuencia relativa de terremotos entorno la magnitud característica, longitud que en el caso que nos ocupa corresponde a valores de alrededor de 1 km. En la Figura 4.21 se muestran las tres series temporales que corresponderán finalmente a la caracterización de la zona frágil considerando $M_c = 4$.

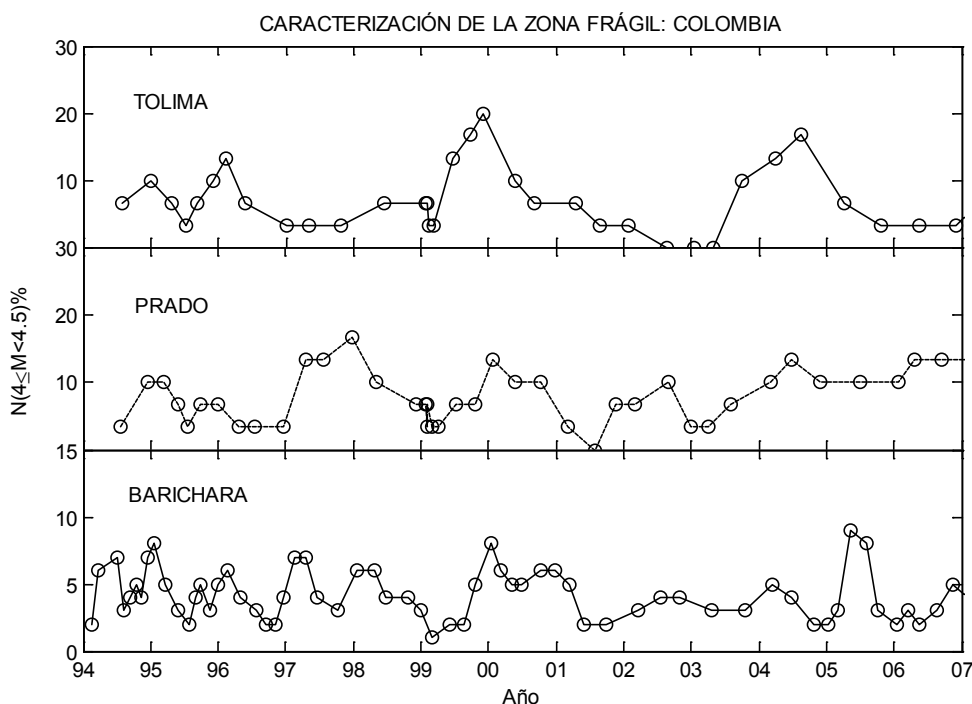


Figura 4.21: Series de caracterización de la zona frágil en Tolima, Prado y Barichara.

Para tener en cuenta la resolución de estas series y la homogeneidad en la distribución de los datos se analizan varios parámetros, como el intervalo de tiempo entre puntos (dt) y el número anual de datos, n_{pa} . Estos valores se detallan en la Tabla 4.7. Además de los valores máximos y mínimos de estos parámetros, se hace constar el valor medio y la desviación estándar, así como el coeficiente de variación, $Cv(dt) = \sigma_{dt}/\overline{dt}$, del intervalo de tiempo entre puntos y el número total de valores, N_{puntos} . Estos valores se utilizarán para determinar la resolución con la que se analizarán las series temporales y su correlación. Se describen a continuación otros parámetros de la Tabla 4.7.: $Fecha_i$ (fecha del primer punto de la serie), $Fecha_f$ (fecha del último punto de la serie), N_{pts} (Número de puntos), Na (Número de años que cubre la serie), n_{pa} (número de puntos por año), n_{pa_min} (número mínimo de puntos en un año), n_{pa_max} (número máximo de puntos en un año), n_{pa_mean} (número medio de puntos por año), n_{pa_std} (desviación estándar del número de puntos por año), n_{pa_cv} (coeficiente de variación del número de puntos por año), dt_min (mínimo intervalo de tiempo entre puntos consecutivos de la serie en días), dt_max (máximo intervalo de tiempo entre puntos consecutivos de la serie en días), dt_mean (valor medio de los intervalos de tiempo entre puntos consecutivos en días), dt_std (desviación estándar de los intervalos de tiempo entre puntos conse-

cutivos en días), dt_{cv} (coeficiente de variación de los intervalos de tiempo entre puntos consecutivos), N_{min} (Valor mínimo del número $N(M_{ch})$ en porcentaje, %) N_{max} (valor máximo del número $N(M_{ch})$ en porcentaje, %) , N_{mean} (Valor medio del número $N(M_{ch})$ en porcentaje %), N_{std} (desviación estándar del número $N(M_{ch})$ en porcentaje %), N_{cv} (coeficiente de variación del número $N(M_{ch})$).

Tabla 4.7: Datos estadísticos de las series de caracterización de la zona frágil en Tolima, Prado y Barichara.

Series de sismicidad: $[t, N(M_{ch})]$			
Parámetro	Estación		
	TOL	PRA	BAR
Fecha_i	01/08/94	19/07/94	16/02/94
Fecha_f	17/04/06	21/04/07	25/08/07
N_pts	34	41	65
Na (años)	11.7	12.8	13.5
npa	2.9	3.2	4.8
npa_min	2	2	2
npa_max	6	7	9
npa_mean	2.8	3.2	4.6
npa_std	1.3	1.41	1.9
npa_cv	0.45	0.44	0.41
dt_min (días)	13.3	6.0	27.0
dt_max (días)	209.0	216.5	177.5
dt_mean (días)	129.6	116.5	77.2
dt_std (días)	53.0	54.0	35.3
dt_cv	0.41	0.46	0.46
N_min (%)	0.0	0.0	1.0
N_max (%)	20.0	16.7	9.0
N_mean(%)	7.1	7.8	4.2
N_std (%)	4.8	4.0	1.8
N_cv	0.68	0.51	0.43

4.3.3 Taiwán

La isla de Taiwán se localiza en el límite entre la placa del mar de Filipinas al este y la placa Eurasiática al oeste, que convergen con una tasa de unos 80 mm/año (Seno, 1977; Yu et al., 1997). Esta colisión, que comienza hace 6.5 Ma (Lin et al., 2003), ha dado lugar a dos suturas activas en la isla y sus alrededores, dos sistemas de subducción de polaridades inversas, que lo convierten en un borde de placas muy complejo. Las fallas presentes en estas estructuras hacen de Taiwán una de las regiones más activas del mundo. Hacia el sudeste, la placa continental eurasiática subduce bajo la placa del mar de Filipinas en la fosa de Manila. Hacia el nordeste, la placa del mar de Filipinas subduce en la fosa de Ryuku. La subducción continuada de corteza oceánica del mar del sur de China provocó la colisión entre el margen continental

de China y el arco volcánico de Luzón hace unos 6.5 Ma (Lin et al., 2003) dando lugar a las cordilleras montañosas de Taiwán.

En el lado este, a lo largo del Valle Longitudinal, se encuentra la sutura activa entre el arco volcánico de Luzón y una capa continental que incluye la cordillera central, la espina dorsal montañosa de la isla. El valle es una zona muy activa sísmicamente y contiene varias estructuras importantes como la falla del valle Longitudinal, una de las estructuras más activas del mundo (Angelier et al., 1997; Shyu et al., 2005b). Como la sutura avanza de sur a norte, las estructuras activas de Taiwán muestran características diferentes, separando a la isla en varios dominios neotectónicos diferenciados (Shyu et al., 2005b). A lo largo del valle Longitudinal se encuentran los dominios de Hualien y de Taitung. El primero incluye el tercio norte del valle, y la falla es predominantemente sinistral y con una menor tasa de deslizamiento. En el segundo, al sur, la tasa es mucho mayor, uniéndose a la formación de la Cordillera Central en la parte superior de la falla (Yu y Liu, 1989; Hsu et al., 2003; Shyu et al., 2006).

Debido a las altas tasas de deformación y de erosión se trata de una zona excepcional para investigar distintas áreas, como procesos de formación de montañas a lo largo de distintas escalas de tiempo que van desde segundos hasta millones de años, o la transición de la subducción a la colisión y de colisión a colapso.

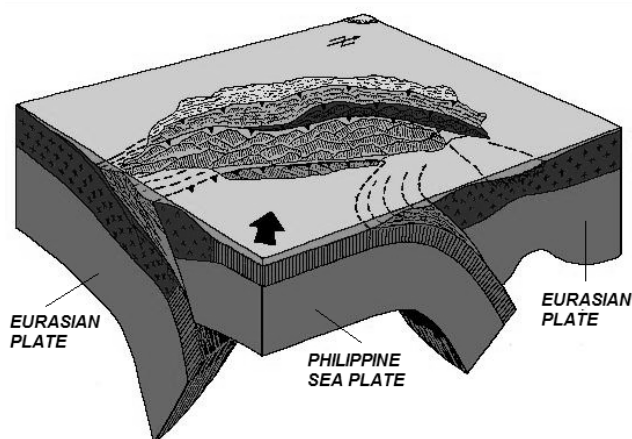


Figura 4.22: Esquema simplificado de la tectónica de la zona de Taiwán

Como se muestra en la Figura 4.22, la isla está localizada en el límite entre la Placa oceánica de Filipinas hacia el este y la placa Eurasiática hacia el oeste, con una tasa de convergencia de unos 80 mm/año en dirección N118E (Seno, 1977; Yu et al., 1997). Este límite de placas es relativamente complejo ya que incluye dos zonas de subducción de polaridades inversas. Hacia el suroeste, la continua subducción de la corteza oceánica del sur del mar de China dio lugar a la colisión entre el margen continental chino y el arco volcánico de Luzón hace unos 6.5Ma (Lin et al., 2003) que dio lugar a las cadenas montañosas de Taiwán.

En la Figura 4.23 se detallan las distintas formaciones geológicas que describen la isla.

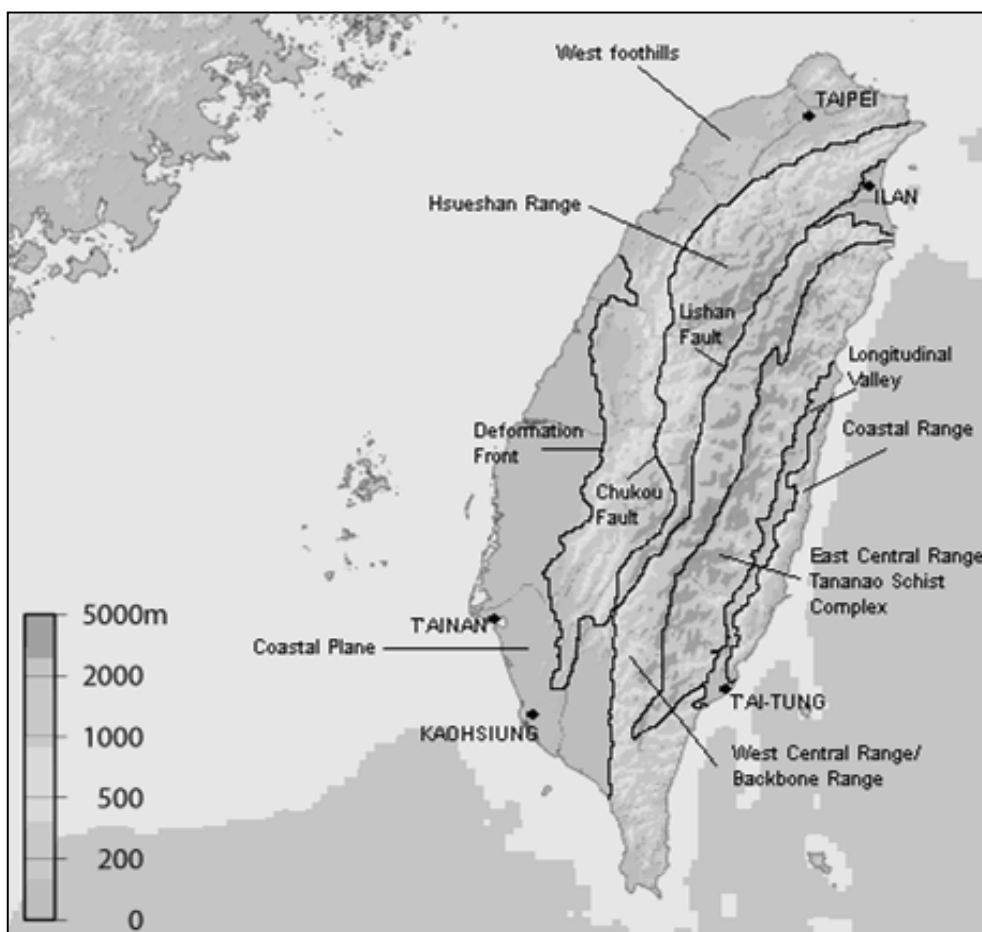


Figura 4.23: Figura esquemática con las principales formaciones geológicas de Taiwán.

De este a oeste: La Cadena Costera que corresponde a la acreción del arco volcánico de Luzón, el valle Longitudinal que es la zona de unión entre el arco volcánico de Luzón y el margen continental Chino, la cordillera del centro-este (Tananao Schists) compuesto por un basamento metamórfico pre-terciario del margen pasivo Eurasiático, el cinturón central compuesto por sedimentos metamórficos y deformados del margen pasivo chino, formado por la cordillera central que corresponde a las máximas altitudes de la isla y la cordillera Hsueshan, las laderas del oeste, a menores altitudes, en la que sedimentos costeros han sufrido acreción y deformación y finalmente, la llanura costera, que es actualmente parte de la cuenca costera taiwanesa. La deformación intersísmica (anterior al terremoto de Chichi de 1999) registrada con GPS (Yu et al., 1997) permite dar cuenta de cómo se reparte la tasa de convergencia de unos 80 mm/año. Una parte se consume en el valle Longitudinal, además entre 30-45 mm/año se transfieren a las laderas del oeste mediante una falla inversa sub-horizontal bajo la cordillera central (Dominguez et al., 2003, Hsu et al., 2003; Loevenbruck et al., 2001). De todas formas

no está claro si la convergencia es absorbida por un gran número de pequeñas fallas o si se localiza en unas pocas fallas grandes, esto se debe a que las tasas de deslizamiento están vagamente estimadas, lo que dificulta los cálculos de precisión.

Análisis de la sismicidad

En las gráficas adjuntas también en el Anexo B se muestra la distribución de la sismicidad anual para el periodo 1994-2008. Destaca que los eventos se concentran, durante la mayor parte del período del análisis a lo largo de la costa este de la isla, en el Valle Longitudinal, que corresponde al arco volcánico de Luzón y conforma una de las estructuras más activas del mundo (Angelier et al., 1997; Shyu et al., 2005b). En la Figura 4.24, que muestra la distribución espacial del número medio anual de eventos de magnitud mayor a 2.5, aplicando la regionalización descrita, destaca esta concentración de la actividad en la costa este, sobre todo en la mitad norte de la misma.

DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD MEDIA ANUAL:
TAIWÁN

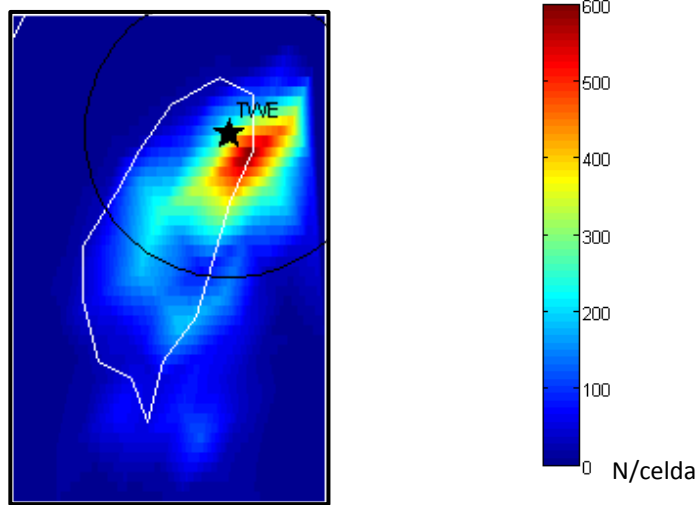


Figura 4.24: Distribución espacial de la sismicidad media anual en Taiwán. Catálogo del CWBT 1994-2008

El punto de máxima actividad es el de coordenadas (121.85°E, 24.48°N), muy próximo (32 km) a la estación TWE de la red nacional (121.67°E, 24.72°N). A pesar de que la actividad predominante se encuentra en la costa noreste de la isla, destaca la crisis de 1999, que corresponde al terremoto de Chi-Chi, que tuvo lugar en una zona de calma, de forma muy inesperada. Para este año se tienen 5953 eventos de magnitud mayor que 3, casi triplicando la media anual de 2106 sismos. Durante este año se dan 16 terremotos de magnitud superior a 6,

4 veces más que la media. Esta crisis ocurre por la rotura de la falla de Chelungpu, al oeste de la isla. Es una zona donde no había sismicidad destacable en los años anteriores y, aunque la falla había sido catalogada como activa, lo era de forma baja-moderada, debido a la falta de actividad a lo largo del plano de falla. De hecho una vez terminada la crisis, ya en el 2000, la zona recupera la tranquilidad anterior. La distribución espacial de la sismicidad de estos dos años se muestra en la Figura 4.25.

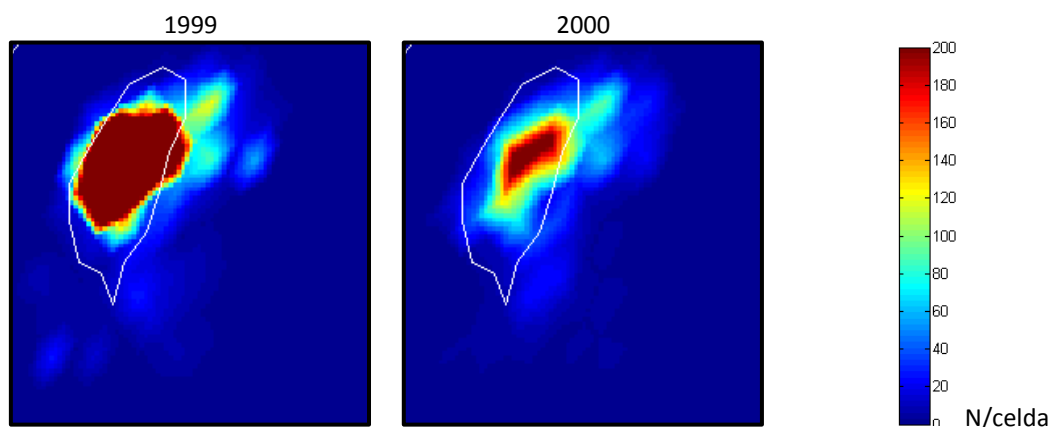


Figura 4.25: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Taiwán en los años 1999 y 2000. El código de color corresponde al número de eventos por celda

Unos años antes, en 1994, tiene lugar otra crisis de magnitud algo menor, en el noreste de la isla con 2320 eventos de magnitud superior a 3 y 5 grandes terremotos (magnitud superior a 6), que se suaviza en 1995 y 1996 al tiempo que se activa un foco en la zona sureste de la isla, que corresponde a la subducción de la placa Eurasiática bajo el mar de Filipinas, durante el que tienen lugar 2134 eventos de magnitud superior a 3 y 3 grandes terremotos. Esta sucesión se muestra en la Figura 4.26.

En 2002, tras la relajación por la crisis asociada al terremoto de ChiChi, comienza un patrón similar. Se reactiva el foco al noreste de la isla, donde tienen lugar 2265 eventos de magnitud superior a 3 respectivamente y 6 eventos grandes. En los dos años siguientes se suaviza este foco al tiempo que se activa la zona de la costa sureste. Esta evolución se muestra en la Figura 4.27. El ciclo comienza de nuevo en 2005 en el norte y en 2006 la actividad en el foco sur se hace más importante alcanzando 8 terremotos de magnitud mayor que 6, asociados a la crisis del terremoto de magnitud 7.0 de Hengchun (2006). En la Tabla 4.8 se muestra la relación de terremotos de magnitud superior a 6 que tienen lugar en la zona para el periodo de estudio.

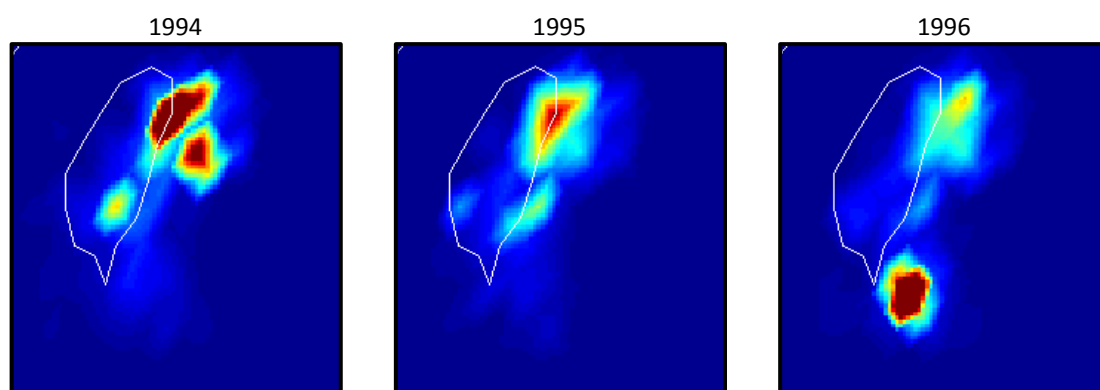


Figura 4.26: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Taiwán en los años 1994, 1995 y 1996. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.25).

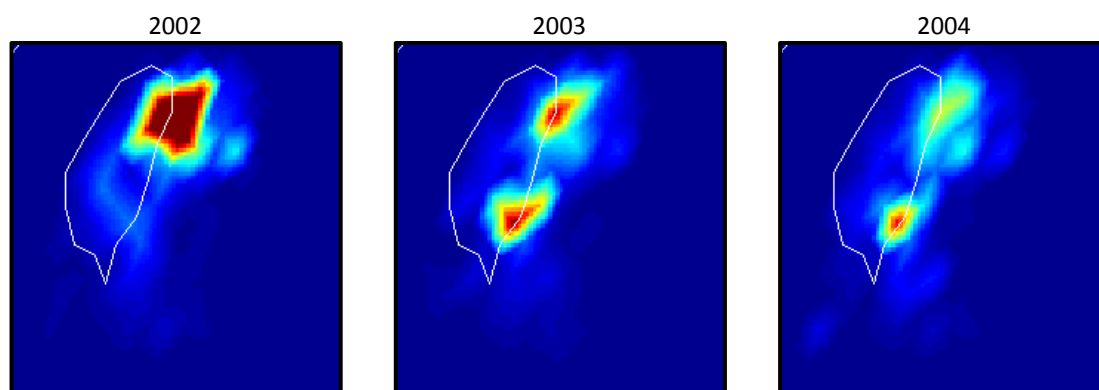


Figura 4.27: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en Taiwán en los años 2002, 2003 y 2004. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.25).

Tabla 4.8: Relación de los terremotos de magnitud superior a 6 ocurridos en Taiwán y alrededores durante el periodo 1994-2002.

mag	latg(°)	long(°)	prof(km)	anyo	mes	dia
6.1	24.7473	122.6933	115.55	1994	2	1
6.0	23.8627	122.6357	5.54	1994	5	23
6.6	23.8267	122.6033	4.45	1994	5	24
6.5	24.4623	121.8377	5.30	1994	6	5
6.4	22.4263	118.4668	19.06	1994	9	16
6.5	24.6062	121.6685	39.88	1995	6	25
6.4	23.9302	122.3615	6.00	1996	3	5
6.1	24.4888	122.3470	65.68	1996	7	29
7.1	22.0012	121.3667	14.76	1996	9	5
6.1	24.6217	122.5158	86.61	1997	7	15
6.1	24.9808	122.5755	146.35	1997	10	11
6.0	20.6598	122.0207	173.72	1998	3	8
7.0	22.2210	125.6267	61.28	1998	5	3
6.2	23.5027	120.6625	2.80	1998	7	17
6.2	24.4037	122.4868	61.67	1999	6	3
7.3	23.8525	120.8155	8.00	1999	9	20
6.1	23.9772	120.8298	19.74	1999	9	20

APLICACIÓN I: análisis de la sismicidad

6.4	23.9117	121.0443	7.68	1999	9	20
6.6	23.7968	120.8608	9.75	1999	9	20
6.7	23.8648	121.0672	12.49	1999	9	20
6.7	23.8615	121.0408	12.53	1999	9	20
6.6	23.5847	120.8570	8.57	1999	9	20
6.8	23.8263	121.0467	15.59	1999	9	22
6.2	23.7647	121.0313	17.38	1999	9	22
6.0	23.7393	120.9812	24.02	1999	9	22
6.8	23.8542	121.0023	12.06	1999	9	25
6.4	23.5170	120.4225	16.59	1999	10	22
6.0	23.5330	120.4307	16.74	1999	10	22
6.9	23.3618	121.7258	31.33	1999	11	1
6.9	25.4647	125.3212	76.17	2000	1	28
6.2	25.0170	124.4485	93.84	2000	2	25
6.7	23.9010	121.1092	16.21	2000	6	10
6.7	20.5145	122.2345	33.00	2000	7	16
6.1	23.4110	120.9327	7.35	2000	7	28
6.2	24.0853	121.5838	17.74	2000	9	10
6.3	24.3812	122.6065	64.41	2001	6	13
6.3	24.4188	121.9280	17.29	2001	6	14
6.7	23.8670	122.6520	12.00	2001	12	18
6.2	23.7407	121.7227	29.98	2002	2	12
6.8	24.1398	122.1915	13.81	2002	3	31
6.2	24.6510	121.8718	8.52	2002	5	15
6.2	23.9130	122.3968	15.23	2002	5	28
6.0	22.2608	121.3720	12.03	2002	8	28
6.8	25.1015	122.3875	175.67	2002	9	16
6.5	23.5037	121.6992	32.31	2003	6	10
6.4	23.0667	121.3982	17.73	2003	12	10
6.0	22.7135	121.3698	27.08	2004	5	19
7.1	24.4623	122.8517	91.03	2004	10	15
6.6	23.7948	122.7603	10.00	2004	11	8
6.1	24.3117	122.1580	27.26	2004	11	11
6.0	24.6367	122.0663	64.78	2005	6	1
6.0	23.9582	122.2835	16.76	2005	9	6
7.0	25.0997	123.8075	190.85	2005	10	15
6.2	22.8835	121.0807	7.20	2006	4	1
6.0	22.8555	121.3035	17.90	2006	4	15
6.0	23.9662	122.6580	27.97	2006	7	28
6.0	24.7983	123.0657	135.26	2006	8	27
6.1	20.6953	119.8285	28.00	2006	10	9
6.0	20.7665	119.9252	8.00	2006	10	9
7.0	21.6873	120.5553	44.11	2006	12	26
7.0	21.9698	120.4197	50.22	2006	12	26
6.2	22.6305	122.0267	25.81	2007	1	25
6.6	24.2780	122.2542	54.01	2007	9	6
6.4	19.4478	121.0985	41.94	2008	6	1

Todas las Figuras de la distribución espacial de la sismicidad anual para el estudio de su evolución se adjuntan en el Anexo B.

Taiwán es la única zona en la que la cantidad de terremotos permite hacer un análisis de la evolución de la distribución espacial del valor de b . Siguiendo el mismo método, se dibujan mapas anuales de distribución espacial del valor de b en cada celda. Se detectan picos y valles que destacan al analizar la evolución de la distribución espacial anual. Todas las figuras

de la distribución espacial de b calculada cada año para Taiwán se adjuntan en el Anexo B. Cabe destacar un aumento significativo del valor de b en 1996, hacia el sur de la isla, que en 1997 y 1998 se propaga hacia el norte cubriendo toda la isla para concentrarse en 1999 en el tercio norte, mientras se desploman los valores en la zona en la que tiene lugar en gran terremoto de ChiChi (Figura 4.28). Después los valores de b en la distribución por celdas vuelven a la normalidad.

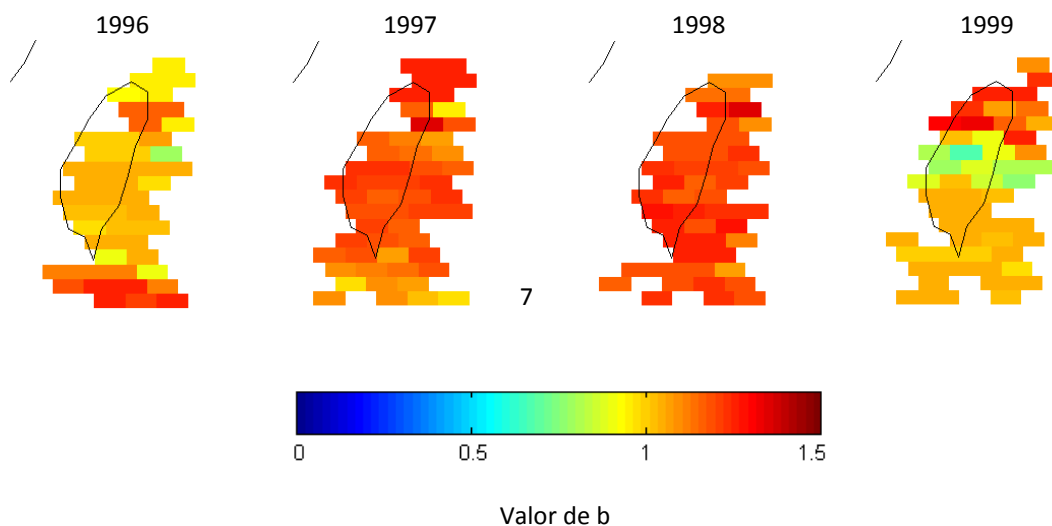


Figura 4.28: Distribución espacial del valor de b en Taiwán en los años 1996, 1997, 1998 y 1999. El código de color indica el valor de b .

Caracterización de la zona frágil

En este caso, cinco estaciones se eligen en la mitad norte de la isla, de forma que la actividad en la zona de máxima sismicidad quede caracterizada. En la Figura 4.29 se muestra la distribución su localización sobre el mapa de actividad media anual. Así, se analiza el sistema de subducción de Ryukyu, el que da lugar al punto de máxima actividad. TCU ($120.68^{\circ}E, 24.15^{\circ}N$) y NST ($121.00^{\circ}E, 24.63^{\circ}N$), situadas en la costa oeste, son las estaciones más alejadas de este punto, pero ambas próximas al epicentro del terremoto de ChiChi (1999) ($120.80^{\circ}E, 23.80^{\circ}N$). Se caracterizan por actividad cortical levemente influenciada por los sistemas de subducción próximos. A TWS1 ($121.42^{\circ}E, 25.10^{\circ}N$), situada más al norte le afecta de forma importante la actividad profunda. En la costa este la subducción de la placa del mar de Filipinas bajo la fosa de Ryukyu domina la actividad que caracteriza a las últimas estaciones, TWE ($121.67^{\circ}E, 24.72^{\circ}N$) y TWB1 ($121.99^{\circ}E, 25.01^{\circ}N$), siendo sus efectos más intensos sobre la primera de estas.

DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD MEDIA ANUAL:
 TAIWÁN
 LOCALIZACIÓN DE LAS ESTACIONES

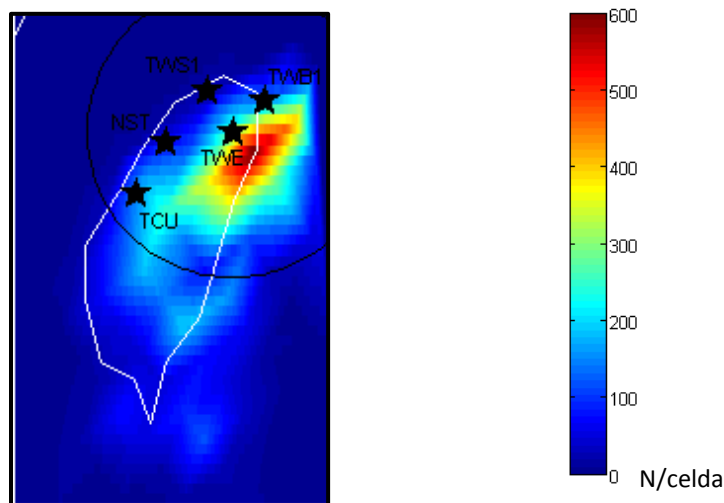


Figura 4.29: Localización de las cinco estaciones para la caracterización de la zona frágil. NST, TCU, TWS1, TWE y TWB1. Sobre el mapa de distribución de sismicidad media anual. CWBT 1994-2008.

Todas las estaciones se encuentran muy próximas entre sí, con distancias entre ellas que van desde 45 km (TWE-TWB1) hasta 164km (TCU-TWB1), muchos de los terremotos utilizados son compartidos por dos o más estaciones, lo que da lugar a comportamientos muy similares, resultando en parámetros de sismicidad muy parecidos. En la Figura 4.30 se aprecia claramente esta similitud, al calcular la relación de Gutenberg-Richter en cada una de estas regiones.

Dentro de la similitud entre los parámetros encontrados, los valores en TWE muestran la proximidad mayor de esta estación con la zona de máxima actividad, con valores ligeramente menores del valor de b. Las estaciones de la costa oeste muestran una actividad algo menor.

Como en el caso anterior se caracteriza la zona frágil en cada una de estas 5 localizaciones a través de la evolución del % de eventos en rangos de media unidad de magnitud. Como antes se consideran eventos a una distancia hipocentral igual o menor que 150km y de magnitud igual o mayor que 3 (Jin et al., 2004). Debido a que el número de datos es significativamente mayor que en las tres localizaciones anteriores y que se ha probado que esta elección no influye significativamente en el resultado final, en estos cinco puntos se evalúa el % contando el número de eventos en cada rango de magnitud de entre cada 200 consecutivos solapando 50. Se sitúa cada punto en la mediana de la ocurrencia de los terremotos considerados (Jin et al., 2004).

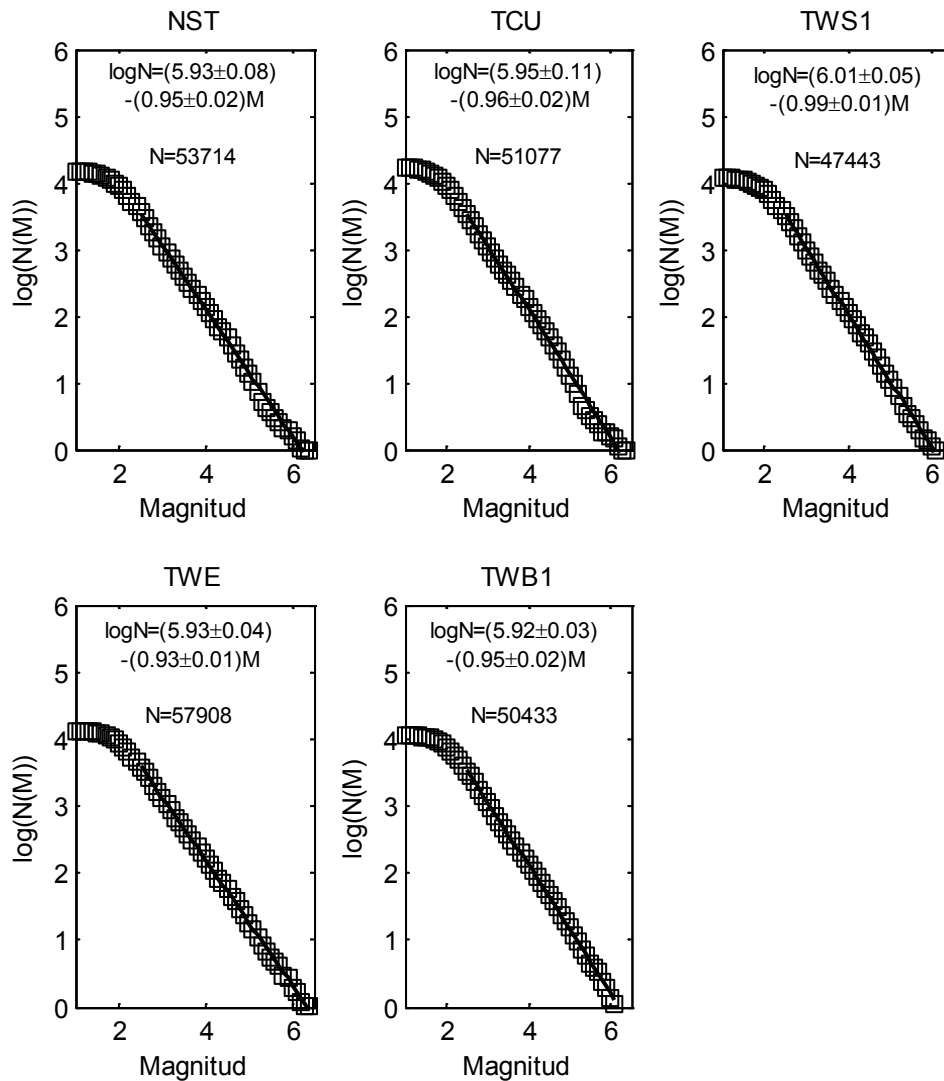


Figura 4.30: Relación frecuencia-magnitud en cinco estaciones, NST, TCU, TWS1, TWE y TWB1. CWBT 1994-2008.

Todas estas series se muestran a continuación en las siguientes figuras: Figura 4.31, Figura 4.32, Figura 4.33, Figura 4.34 y Figura 4.35. Tal y como se procedió en el caso de Colombia, también se ha hecho un análisis de correlación de las series sísmicas de las diferentes estaciones. En este caso, debido al mayor número de combinaciones y para una mejor visualización, los resultados se presentan en la Tabla 4.9.

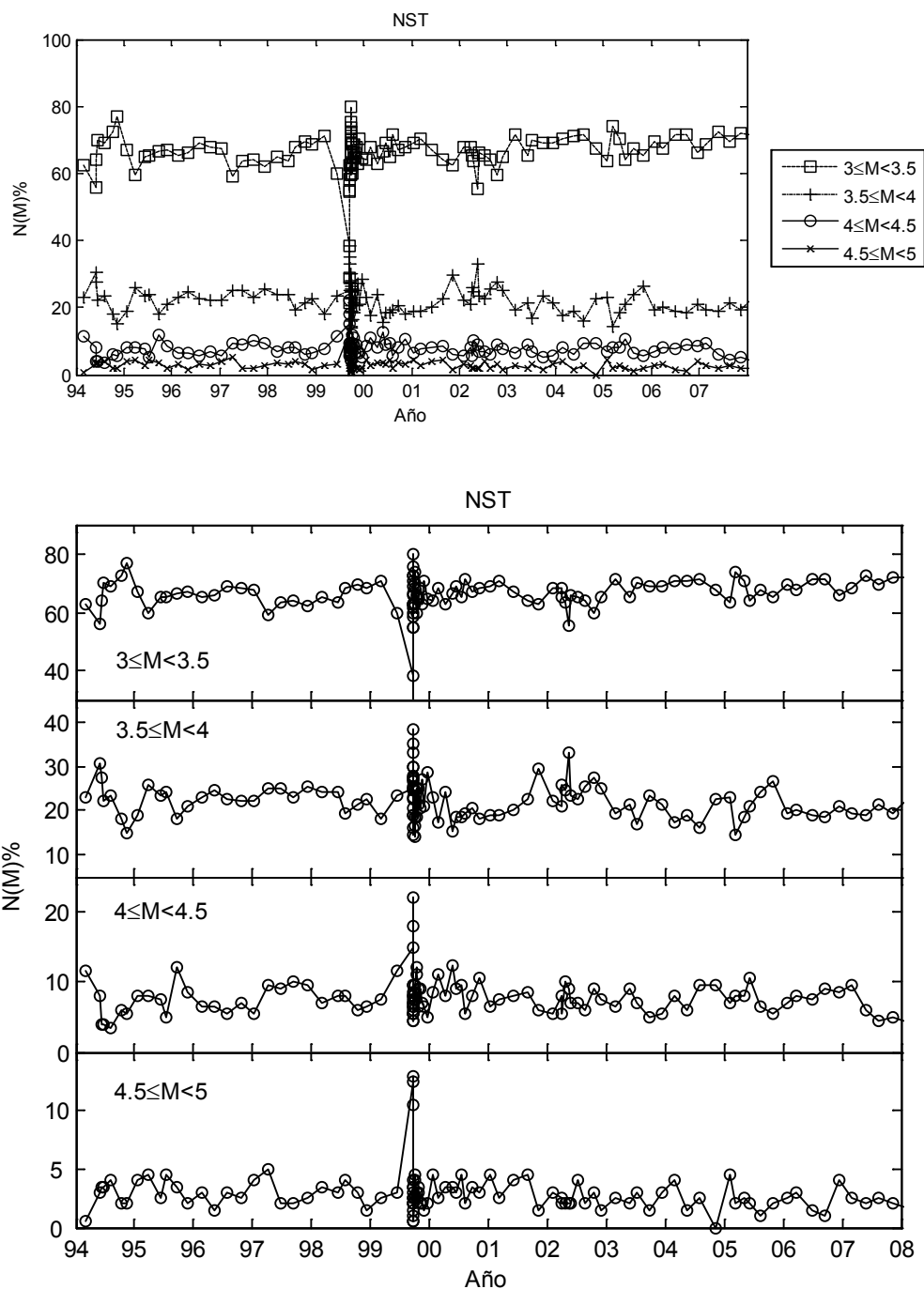


Figura 4.31: Evolución de la sismicidad en NST considerando distintas magnitudes características.

Ahora, el grado de solapamiento de las regiones analizadas es mucho mayor, y esto se ve reflejado en altos valores de estas correlaciones en todos los casos, aunque se extraen algunas conclusiones. TCU es la estación más alejada de las demás, con una distancia media de 118.5 km, además está muy próxima al terremoto de ChiChi (1999), cuyas características se han expuesto anteriormente.

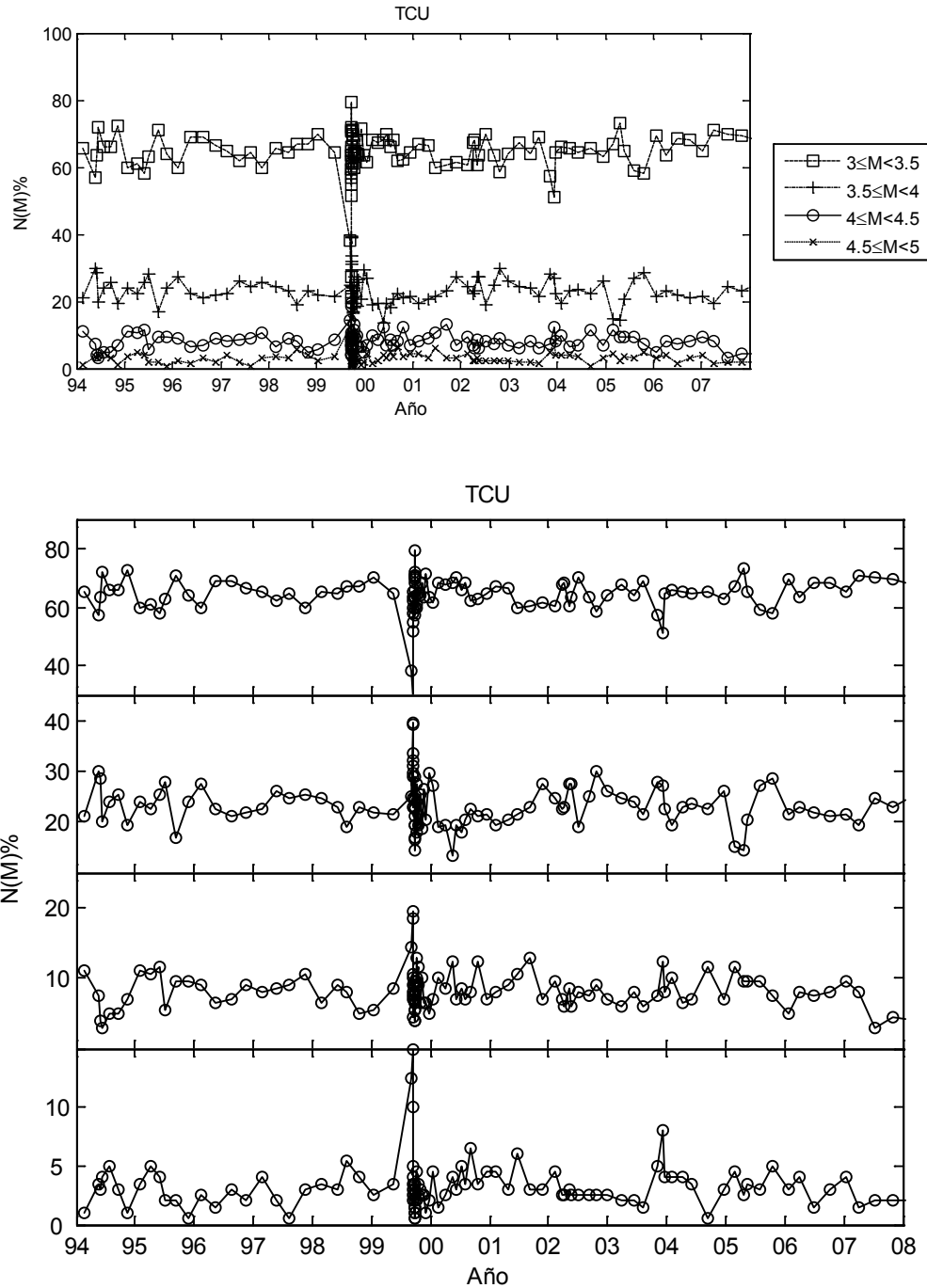


Figura 4.32: Evolución de la sismicidad en TCU considerando distintas magnitudes características.

Las correlaciones calculadas para todos los rangos de magnitud con el resto de estaciones dan valores algo menores. También destaca que, salvo en las combinaciones TCU-TWS1 y TCU-TWE, la máxima correlación se da para el rango de magnitudes 3-3.5 y en ningún caso se obtiene el mínimo valor de correlación para este rango.

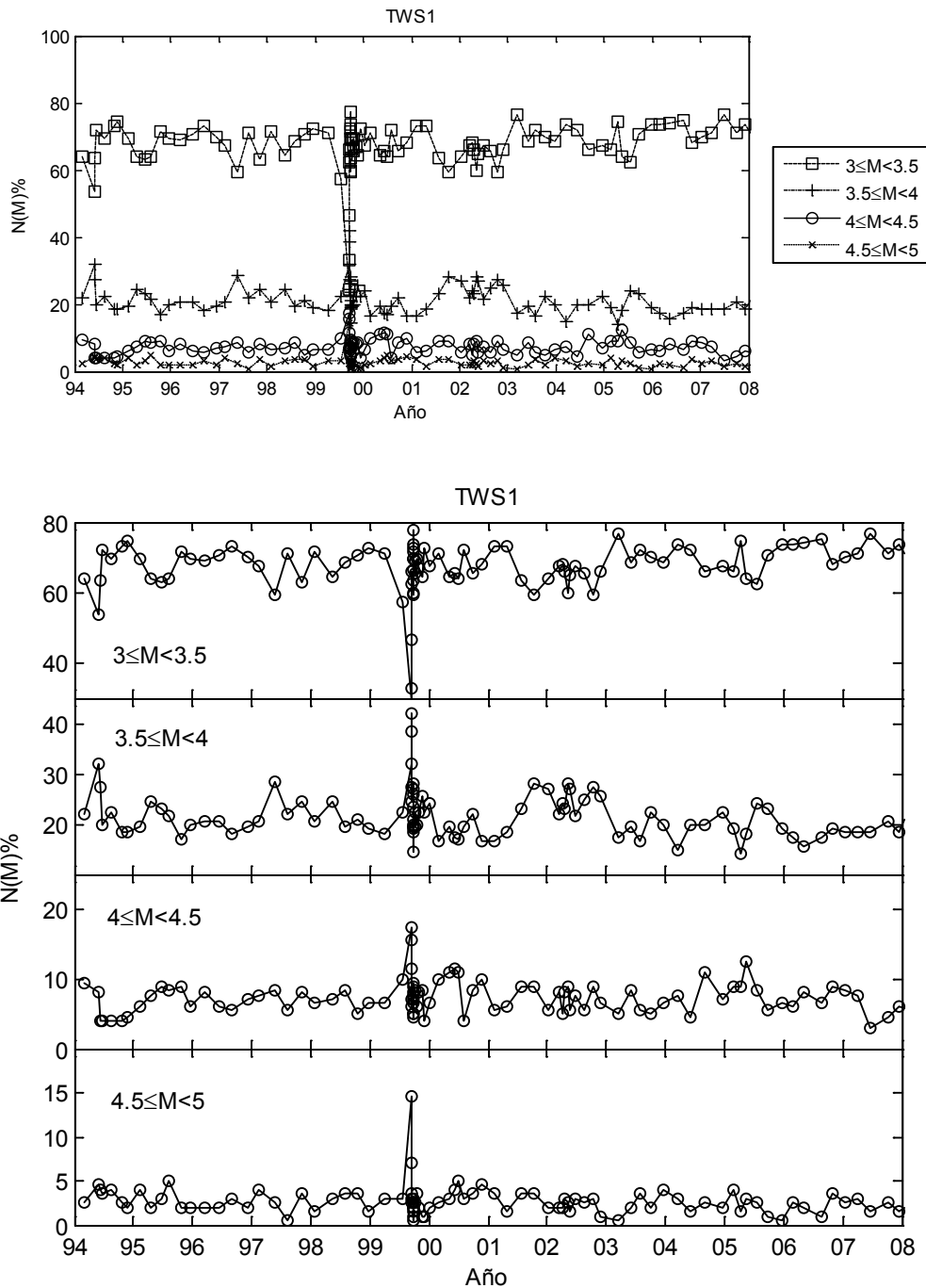


Figura 4.33: Evolución de la sismicidad en TWS1 considerando distintas magnitudes características.

La poca diferencia que se obtiene en los valores de la correlación puede deberse a que la localización presenta características geotectónicas muy diferentes y cercanas entre sí. No se descarta que se trate de una zona de transición, entre zonas con distinta magnitud característica. Por otro lado, también puede deberse a que el tamaño de la fractura característica corresponda a un rango de magnitudes que se encuentre entre 3.5-4 y 4-4.5.

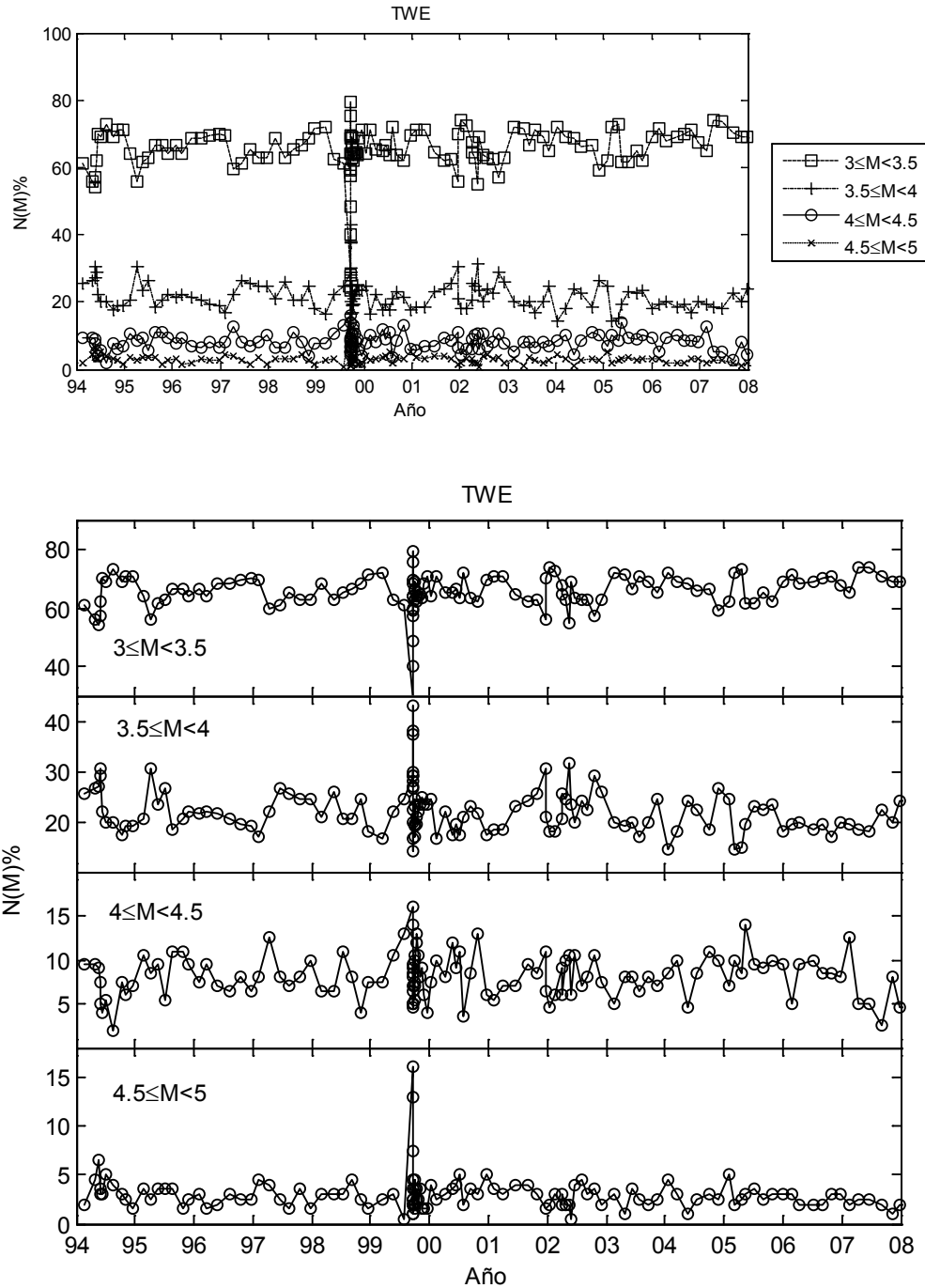


Figura 4.34: Evolución de la sismicidad en TWE considerando distintas magnitudes características.

Puesto que, sin tener en cuenta los valores obtenidos considerando TCU, estación que presenta características más diferenciadas, el rango para el que, en general se obtiene menor valor de la correlación es 4-4.5, se decide, teniendo en cuenta las mismas premisas que en el análisis realizado en Colombia, considerar como magnitud característica $M_C = 4$.

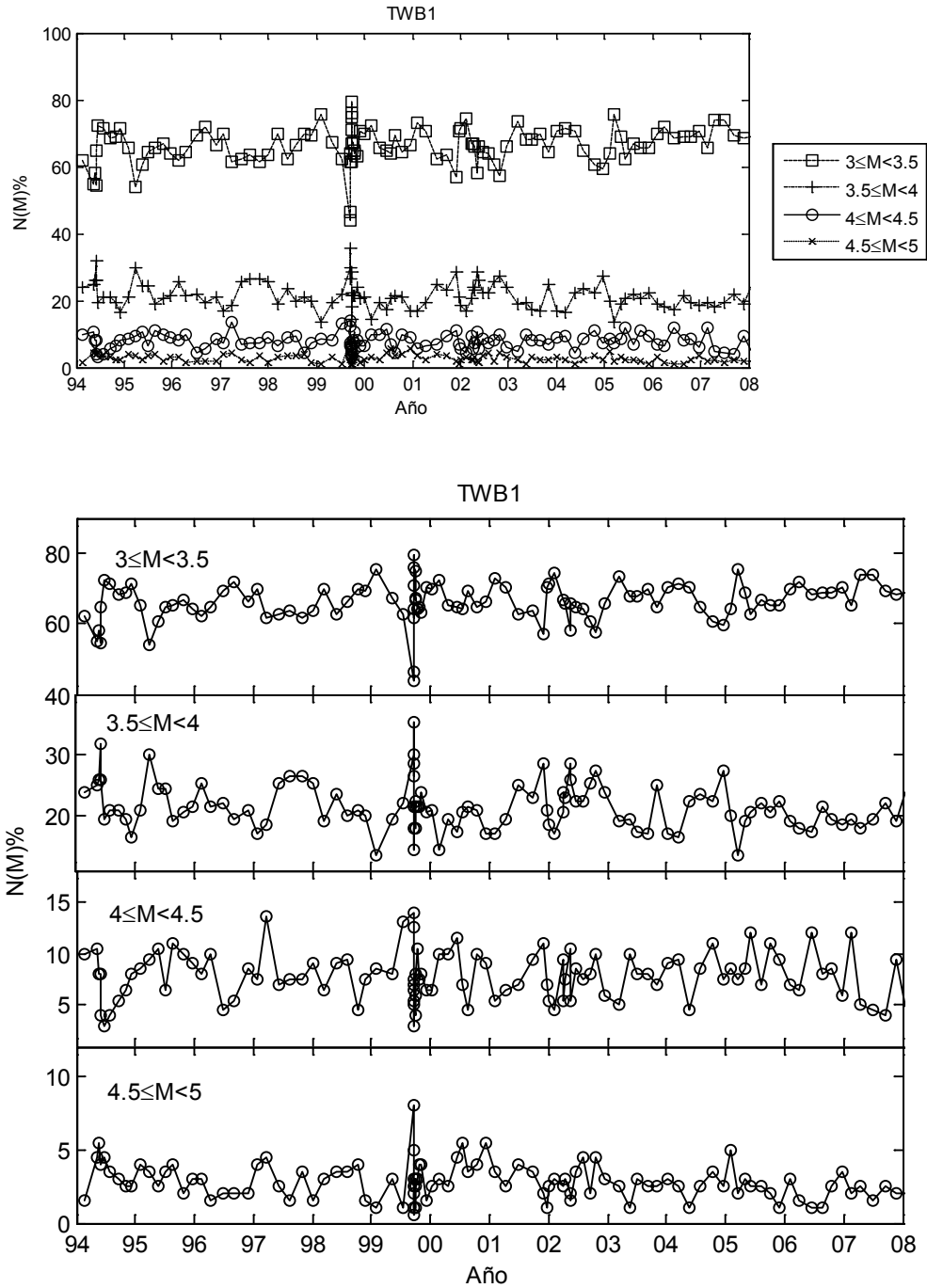


Figura 4.35: Evolución de la sismicidad en TWB1 considerando distintas magnitudes características.

Tabla 4.9: Correlaciones cruzadas entre las series de sismicidad de pares de estaciones considerando distintas magnitudes características.

Mc	TCU			TWS1			TWE			TWB1		
	3-3.5	3.5-4	4-4.5	3-3.5	3.5-4	4-4.5	3-3.5	3.5-4	4-4.5	3-3.5	3.5-4	4-4.5
NST	0.73	0.70	0.73	0.82	0.82	0.77	0.78	0.72	0.69	0.74	0.64	0.62
TCU	-	-	-	0.70	0.62	0.74	0.63	0.56	0.65	0.64	0.53	0.58
TWS1	-	-	-	-	-	-	0.77	0.72	0.74	0.75	0.67	0.70
TWE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.91	0.88	0.87

En la Figura 4.36 se presentan las series que finalmente se utilizarán para caracterizar la parte frágil de la litosfera en la hipótesis frágil-dúctil.

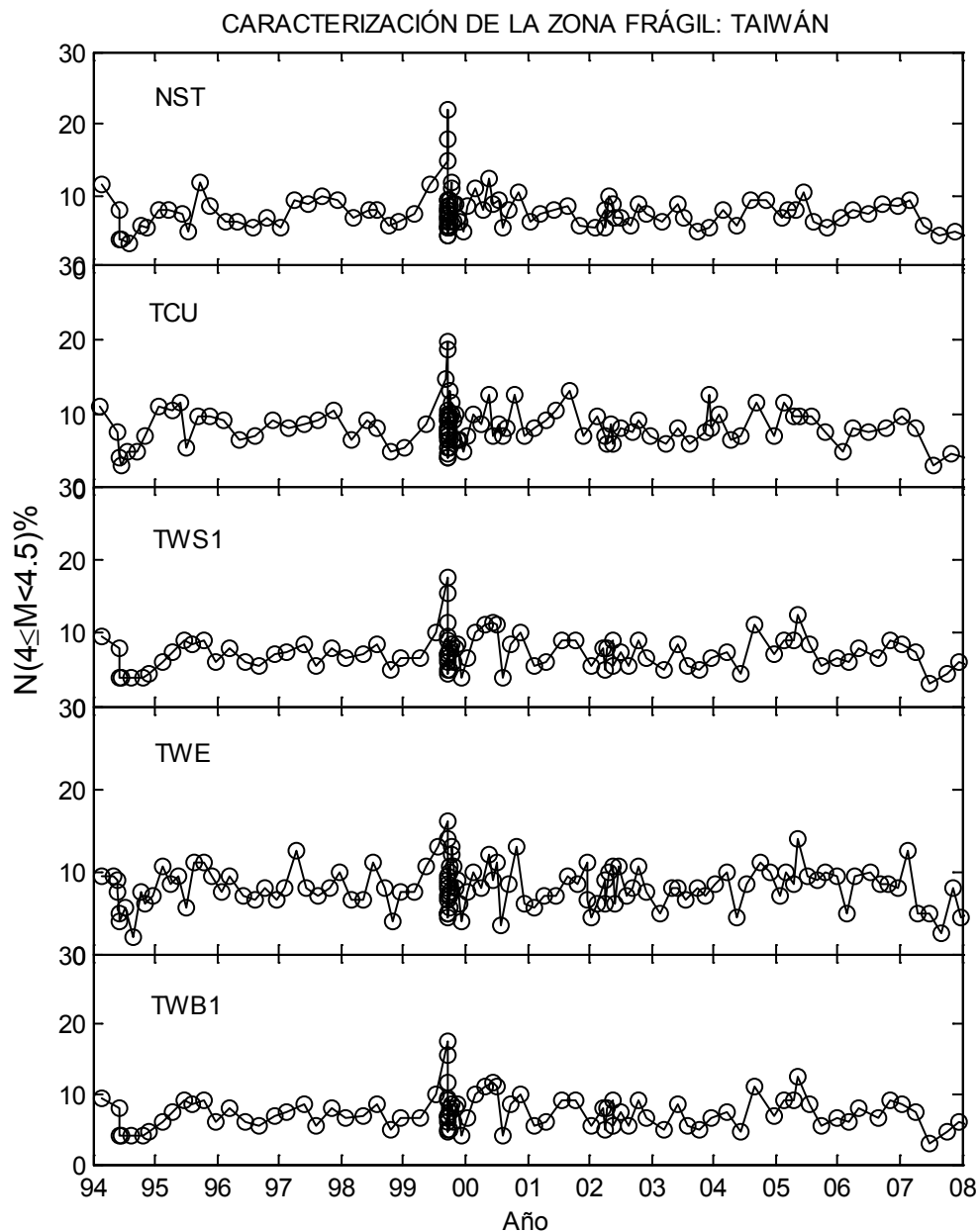


Figura 4.36: Series de caracterización de la zona frágil en NST, TCU, TWS1, TWE y TWB1.

Los parámetros estadísticos de las series temporales, igual que en el caso anterior se exponen en la Tabla 4.10. Estos parámetros, así como las series temporales de la Figura 4.36 se utilizarán más adelante para caracterizar la zona frágil dentro de la hipótesis de interacción frágil-dúctil de la litosfera.

Tabla 4.10: Datos estadísticos de las series de caracterización de la zona frágil en NST, TCU, TWS1, TWE y TWB1.

Parámetro	Series de sismicidad: $[t, N(M_{Ch})]$				
	Estación				
	NST	TCU	TWS1	TWE	TWB1
Fecha_i	26/02/94	15/02/94	27/02/94	16/02/94	17/02/94
Fecha_f	27/09/08	31/07/08	29/07/08	24/10/08	13/09/08
N_pts	113	111	98	131	111
Na (años)	14.7	14.5	14.5	14.8	14.7
npa	7.7	7.6	6.8	8.9	7.6
npa_min	4	4	4	6	5
npa_max	34	35	23	29	18
npa_mean	7.8	7.7	6.8	9	7.6
npa_std	7.8	8.1	5.0	6.1	3.5
npa_cv	0.99	1.05	0.74	0.68	0.47
dt_min (días)	0.07	0.06	0.16	0.10	0.27
dt_max (días)	101.3	121.8	112.4	88.3	91.0
dt_mean (días)	46.4	46.8	53.6	40.5	47.8
dt_std (días)	35.1	37.3	35.0	25.2	25.5
dt_cv	0.76	0.80	0.65	0.62	0.53
N_min (%)	3.5	3	3	2	3
N_max (%)	22.0	19.5	17.5	16.0	14.0
N_mean (%)	7.8	8.3	7.4	8.2	7.9
N_std (%)	2.6	2.7	2.4	2.6	2.4
N_cv	0.33	0.32	0.33	0.32	0.30

4.3.4 Península Ibérica

La Península Ibérica constituye una unidad estructural diferenciada desde el Cretáceo, esto es, desde hace unos 130-140 Ma (Alvarado, 1983). Con lo que, en el marco de la tectónica de placas, podemos tratarla como un sistema tectónico independiente, constituido por la parte emergida de la Placa Ibérica. Dicha zona presenta una considerable diversidad de unidades geotectónicas.

A pesar de ser una zona actualmente de baja sismicidad, se trata de un entorno de tectónica compleja (Figura 4.37), que en el pasado sufrió crisis sísmicas de cierta intensidad. Su situación, rodeada de tres grandes placas, la africana, la atlántica y la europea, la dotan de características especiales y una historia sísmica compleja.

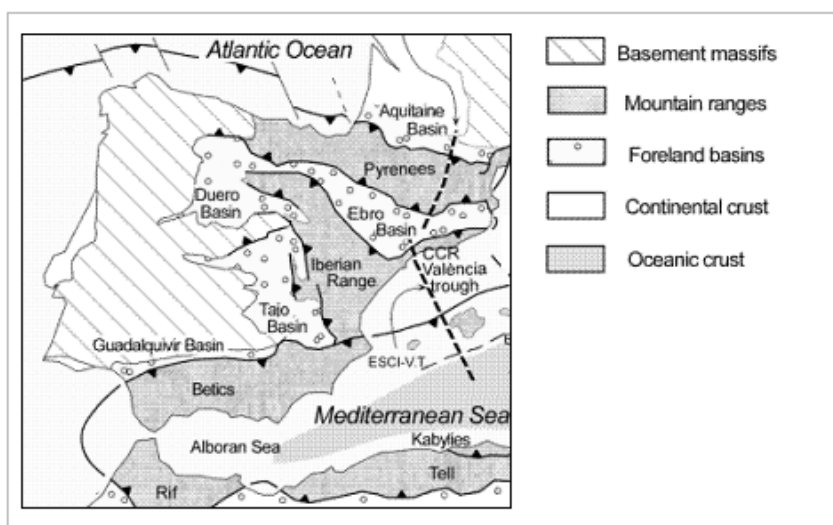


Figura 4.37: Mapa tectónico del oeste del Mediterráneo y alrededores. La placa Ibérica se encuentra entre la europea y la africana. (Modificado de Vergés y Sàbat, 1999).

Los pirineos, la cadena montañosa que separa la Península del resto de Europa constituye, geológicamente, un accidente mucho más largo. Presenta además, ciertas peculiaridades al compararla con otras cordilleras alpinas europeas, con un trazado marcadamente rectilíneo, un desarrollo del metamorfismo muy localizado y de características especiales, una actividad magmática débil y una estructura tectónica relativamente sencilla. La actividad sísmica aparece mayoritariamente concentrada en dos regiones, una hacia el oeste y otra en la zona este. En el Pirineo occidental el último terremoto destructor tuvo lugar en Arette (Francia) el 13/8/1967 alcanzando una intensidad de VIII y $M=5.5$. La zona sísmica oriental la constituye la región de Olot en donde se registraron importantes sismos en 1427 y 1428 con intensidades superiores a X, que provocaron la destrucción de grandes zonas desde Puigcerdá hasta Girona.

La cordillera Bética se extiende desde la costa gaditana hasta las costas meridionales de la región valenciana. Su prolongación oriental alcanza las islas Baleares y por el suroeste pasa por el estrecho de Gibraltar enlazando con las zonas internas de la cordillera del Riff (Didon et al., 1973). Constituye una de las áreas de mayor sismicidad de la Península, en la que han tenido lugar importantes terremotos históricos, como el de Vera (1518), el de Almería (1522), el de Torreveja (1829) o el de Arenas del Rey (1884) todos ellos con intensidades superiores a XI.

Ocupando una gran extensión en la mitad de la Península formó, durante todo el Mesozoico, un área con tendencia a la elevación, rodeada por zonas de sedimentación marina. El

desarrollo de esta deformación intraplaca se debe al bloqueo de la convergencia en el Pirineo y en las Béticas, haciendo que la compresión se resuelva con un arqueo del Macizo Ibérico y en una deformación que da lugar a la cordillera Ibérica. Extendiéndose hacia el este desde el macizo Ibérico, la orla Oriental alcanza el mediterráneo. La orla Cantábrica lo enmarca por el norte, aunque solo se presenta emergida en una pequeña área en Asturias.

Análisis de la sismicidad

En el Anexo B se adjuntan las gráficas de la sismicidad anual para la Península Ibérica, de forma que se puede apreciar la evolución temporal de la actividad sísmica en esta zona durante el periodo 1980-2006. Aplicando la regionalización descrita, con un suavizado de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ se presenta en la Figura 4.38 el número medio anual de terremotos de magnitud igual o mayor a 3.5, magnitud para la cual el catálogo del IGN es completo entre 1980 y 2006.

DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD MEDIA ANUAL:
PENÍNSULA IBÉRICA

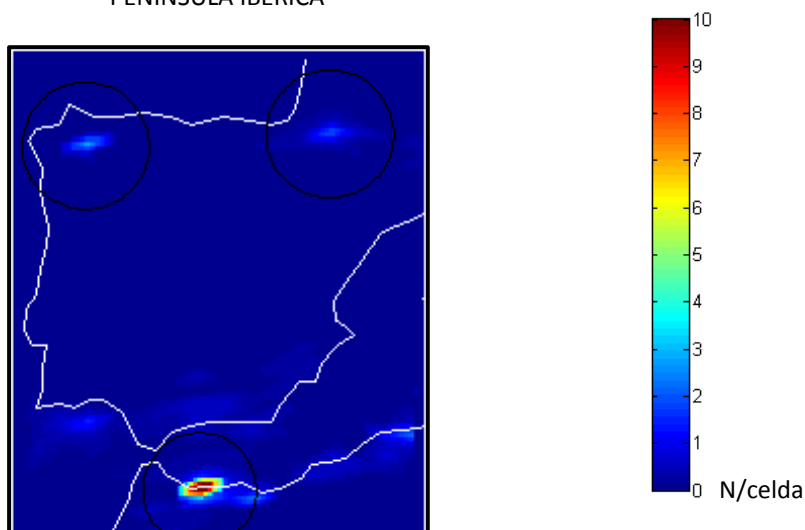


Figura 4.38: Distribución espacial de la sismicidad media anual en la Península Ibérica. Catálogo del IGN 1980-2006.

Se aprecian tres focos principales de actividad, marcados en la Figura 4.38. La parte más activa de la zona de estudio comprende el sur de la Península Ibérica y el norte de África, tanto en frecuencia como en magnitud. El punto de actividad máxima es la celda centrada en $(4.22^\circ O, 35.15^\circ N)$ con una media anual de 13.85 eventos de los 82 eventos anuales que tienen lugar dentro de la ventana espacio-temporal y de magnitud considerada. De estos 82 eventos anuales, cerca del 83% tienen lugar en la mitad sur de la misma. Durante los últimos años ha habido una actividad notable en esta zona, sobre todo en el norte de África, en una zona que se extiende desde el estrecho de Gibraltar hasta Argelia. Se aprecian fuertes incre-

mentos de la actividad en 1980, provocada por el terremoto de Asnam (Argelia) $M_w=7.1$, en 1994 y en 2004, debidas a dos terremotos en Alhucemas (Marruecos) $M_w=5.8$ Y $M_w=6.2$ respectivamente, llegando a superar los 200 eventos anuales de magnitud superior a 3.5 frente a los 68 que se tienen de media anual. En la Figura 4.39 se muestra la distribución espacial de la actividad en estos años y en la que se aprecia como destaca la actividad en la zona sur de la región.

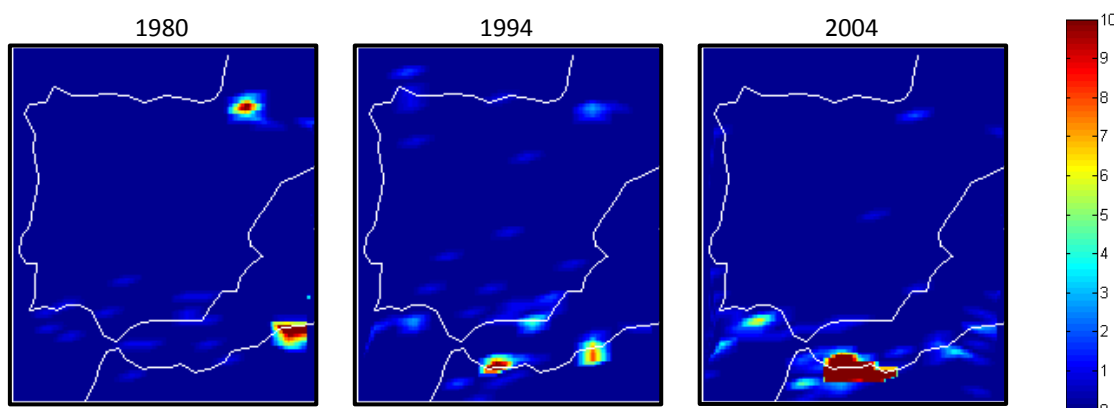


Figura 4.39: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en la Península Ibérica en los años 1980, 1994 y 2004. El código de color corresponde al número de eventos por celda.

Estas épocas se corresponden con crisis asociadas a grandes terremotos, que se presentan en la Tabla 4.11. Durante el año posterior a cada una de estas crisis, las zonas aún presentan niveles de actividad por encima de la media, lo que puede indicar un proceso lento de reajuste de esfuerzos.

Tabla 4.11: Relación de terremotos de magnitud mayor que 5.5 ocurridos en la mitad sur de la Península Ibérica y en el Norte de África.

mag	latg (°)	long (°)	prof (km)	anyo	mes	dia
6.5	36.1533	1.4467	5.00	1980	10	10
5.9	36.2667	1.6850	10.00	1980	10	10
6.2	36.1667	1.6483	5.00	1980	10	10
5.5	35.9583	1.2517	5.00	1980	12	7
5.5	36.4500	1.7650	11.00	1981	2	1
5.7	36.7483	2.4333	5.00	1989	10	29
5.7	35.2650	-4.0000	3.00	1994	5	26
5.7	35.4783	-0.1417	5.00	1994	8	18
5.6	36.1519	-7.5535	56.00	2002	12	10
6.2	35.1563	-3.9841	0.00	2004	2	24
5.5	35.1462	-3.9272	17.00	2004	2	24
5.7	36.2654	-9.9934	53.00	2004	12	13

Hay que mencionar la zona al oeste del estrecho de Gibraltar. Dentro de la ventana temporal que se ha seleccionado no ha tenido lugar ningún evento de magnitud superior a 6.0.

Pero en Febrero de 1969 tiene lugar uno de $M_w=7.8$ y en 2007 otro de $M_w=7.1$. Se trata de una zona con menor frecuencia pero mayor magnitud. De hecho, se trata de una posible localización del epicentro del terremoto de Lisboa de 1755 ($M_w=8.5$; Jhonston, 1996; Martinez Solares, 2001).

El foco sísmico de mayor actividad de la zona norte de la Península se localiza entre las poblaciones de Triacastela y Becerreá (Lugo), en la celda cuyo centro se sitúa en las coordenadas ($7.52^\circ O, 42.88^\circ N$). Hasta 1995 se tiene una tasa de 2 eventos por año en el cuadrante noroeste de la zona. Pero a finales de 1995 comienza una crisis sísmica que se suaviza un poco en 1996 para no terminar hasta 1997, con un evento principal de $M_b=5.3$. Durante estos tres años la media aumenta drásticamente hasta tener una media de 32 eventos anuales. La Figura 4.40 muestra la distribución espacial de la sismicidad en la península durante estos tres años, en la que claramente se aprecia este foco de actividad.

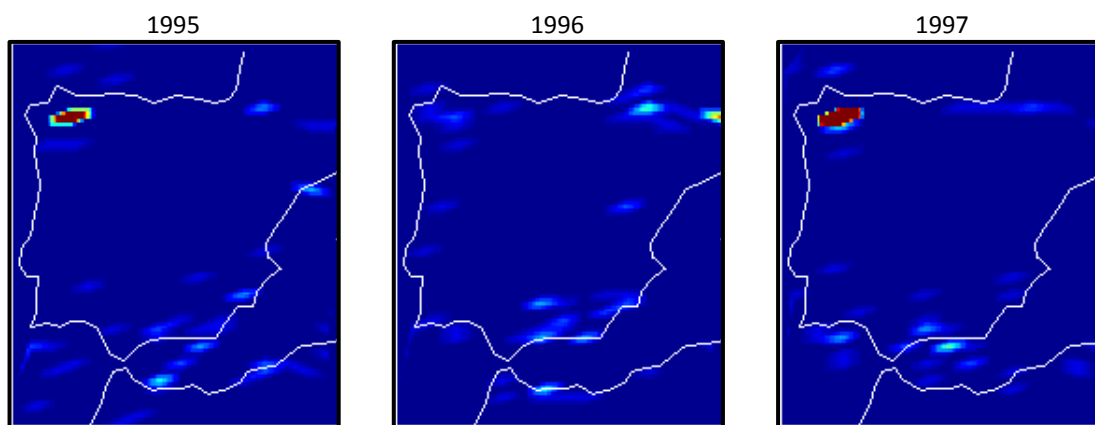


Figura 4.40: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en la Península Ibérica en los años 1995, 1996 y 1997. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.39).

A partir de 1998 la actividad vuelve a estabilizarse, aunque con una tasa ligeramente superior a la anterior a la crisis. Este incremento de actividad se debe a la ocurrencia del terremoto de Lugo en 1997, al final de la crisis. En la Tabla 4.12 se muestran los eventos de magnitud mayor que 4 ocurridos en esta zona.

La caracterización de esta actividad plantea una compleja problemática, ya que se trata de una actividad anormalmente elevada en la zona en la que, por otro lado, la información sísmica previa es bastante limitada. Los estudios realizados hasta el momento plantean diversas hipótesis, muchas veces contrapuestas (Capote et al., 1999; Rueda y Mezcua, 2001; Martínez-Díaz et al., 2002; López-Fernández et al., 2004).

Tabla 4.12: Relación de los eventos de magnitud mayor que 4 ocurridos en el noroeste de la Península en 1980-2006.

mag	latg (°)	long (°)	prof (km)	anyo	mes	dia
4.1	41.1283	-7.2133	12.00	1986	8	10
4.1	41.2117	-8.4250	16.00	1988	1	31
4.0	41.4533	-6.9767	17.00	1992	10	25
4.1	43.6400	-7.3917	30.00	1994	4	15
4.2	44.0033	-7.7717	33.00	1995	3	15
4.6	42.8167	-7.3033	9.00	1995	11	29
4.6	42.8600	-7.3150	15.00	1995	12	24
4.0	42.8350	-7.2533	9.00	1995	12	24
4.1	42.8300	-7.2283	0.00	1996	10	29
4.1	42.8167	-7.2333	9.00	1997	5	21
5.1	42.7833	-7.2583	13.00	1997	5	21
4.3	42.7400	-7.3067	2.00	1997	5	22
4.9	42.8483	-7.2933	17.00	1997	5	22
4.1	42.9083	-7.4433	21.00	1997	5	22
4.3	42.8067	-7.2317	9.00	1997	5	22
4.4	42.7933	-7.2433	9.00	1997	5	23
4.1	42.8149	-7.2538	11.00	2000	1	30
4.2	41.5725	-5.9781	6.00	2003	1	12
4.4	41.5777	-6.0020	10.00	2003	1	23
4.8	43.7570	-9.1204	11.00	2006	4	23
4.5	42.4462	-6.4713	11.00	2006	6	10

Algunas hipótesis apuntan a la falla de Baralla, ligeramente al NW del núcleo (Capote et al., 1999), apuntando al triggering como posible mecanismo de activación (Martínez-Díaz et al., 2002) para explicar esta crisis. Rueda y Mezcuca (2001) apuntan a una estructura en profundidad no aflorante en dirección NE-SW. López-Fernández et al. (2004) señalan la falla de Bece-reá como posible fuente sismogénica, y la crisis sería el efecto de los ajustes estructurales necesarios para acomodar el movimiento principal.

En el lado francés del occidente de los Pirineos se localiza una zona caracterizada por una actividad moderada y difusa, aunque sí es cierto que se detectan algunos núcleos de actividad. La celda de máxima actividad está centrada en (0.44°O, 43.13°N) con una media anual de 3 terremotos de magnitud superior a 3.5. Se trata de una franja de unos 80km de largo y entre 5 y 15km de ancho, acotada entre las longitudes 0.1°W y 1.3°W (Soriat y Pauchet, 1998), con una sismicidad asociada a la Falla Nor-Pirenaica, la mayor zona de sutura que recorre el sistema pirenaico de este a oeste, considerada como la expresión en superficie del límite entre las placas Ibérica y Europea (Choukroune, 1992) y a la que se asocia la mayor parte de la sismicidad de la cadena. En las figuras del Anexo B se aprecian varios aumentos de sismicidad en esta área. En 1980, en Arudy, con un evento principal de M=5.1; en 1982, en el macizo de Arbailles M=4.8 y en 1996 en Saint Paul de Fenouillet (M=5.2), como se muestra en la Figura 4.41.

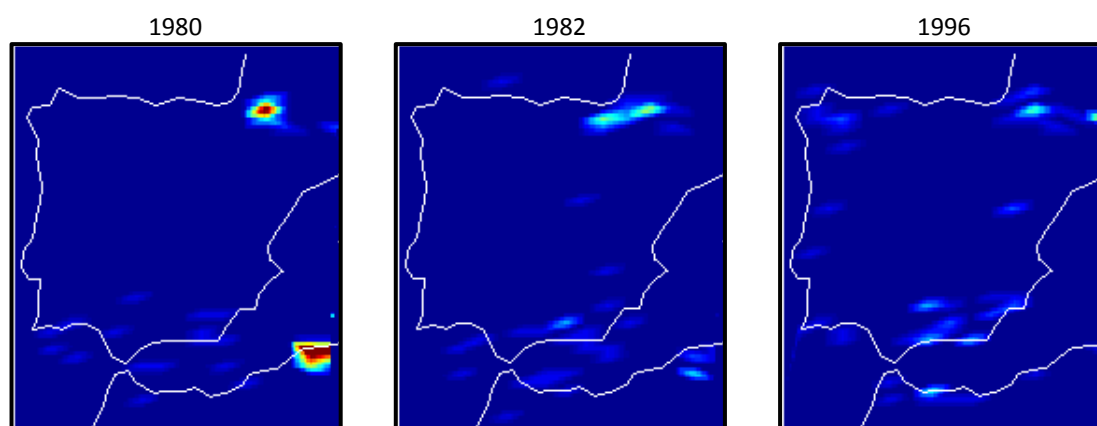


Figura 4.41: Distribución espacial de eventos superficiales por celda en la Península Ibérica en los años 1980, 1982 y 1996. El código de color corresponde al número de eventos por celda (ver Figura 4.39).

La actividad en esta zona es más homogénea y difusa que en los otros núcleos que se han descrito.

Caracterización de la zona frágil

En este caso y debido al bajo nivel de actividad se analiza la caracterización de la zona frágil en una sola zona, el punto máximo. Como ya se ha puesto de manifiesto se trata del punto ($4.22^{\circ}O, 35.15^{\circ}N$) en el norte de Marruecos, con una media anual de 13.8 eventos en la celda. En la Figura 4.42 se presenta la relación de Gutenberg-Richter considerando un radio de 150km en torno al punto de actividad máxima.

Se trata de una zona de muy baja actividad en relación con los análisis locales previos. La proporción de grandes eventos es muy baja, así como el número total de los mismos, que si bien es mayor que en otros casos, la media anual es significativamente menor.

En la Figura 4.43 se muestra la evolución del número de terremotos por año para la zona. Una concentración de actividad tiene lugar el año 2004, debidas a dos crisis asociadas a dos terremotos en Alhucemas. Este aumento de la actividad ya se ha analizado y descrito en la sección anterior. La densidad de terremotos no es suficiente para caracterizar la zona frágil en este entorno.

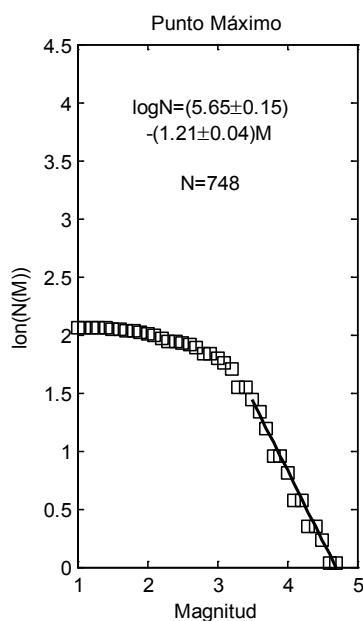


Figura 4.42: Relación frecuencia-magnitud en el punto de máxima actividad en la Península Ibérica. IGN 1980-2006.

EVOLUCIÓN DEL NÚMERO ANUAL DE TERREMOTOS: PENINSULA IBÉRICA 1980-2006

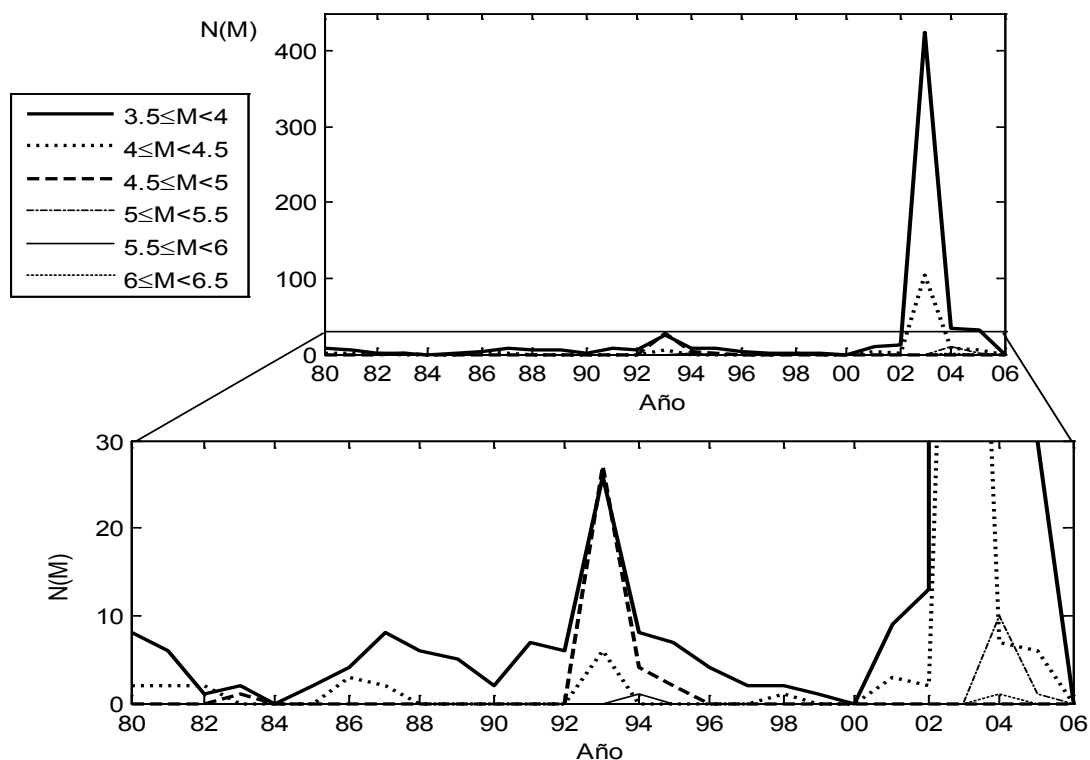


Figura 4.43: Evolución del número anual de terremotos de magnitud superior a 3.5 en la Península Ibérica. IGN 1980-2006

4.4 Resumen y Conclusiones

Partimos de la base de que la detección de ciclos sísmicos a partir de los datos de que disponemos actualmente es altamente improbable. Dado que la estadística estima que el ciclo principal para eventos de magnitudes entre 6 y 7 oscilaría entre décadas y un siglo, y que para eventos de magnitud superior a 7 sería de varios siglos, y que los catálogos con los que trabajamos son fiables para las últimas décadas en el mejor de los casos, podemos descartar la detección de los mismos. Aunque en todos los casos se observan patrones que muestran un comportamiento cíclico en los límites considerados.

Con todo, en el análisis del Centennial Catalog a nivel mundial, además de destacar las grandes estructuras tectónicas conocidas, se aprecia una ligera tendencia de la sismicidad de este a oeste en el hemisferio norte. El hemisferio sur presenta menor actividad, por lo que esta tendencia no es apreciable.

En el análisis a nivel regional, que considera el comportamiento de la actividad de menor magnitud, ya que en nuestro caso estamos trabajando con magnitudes mínimas de entre 2.5 y 3.5 según el caso, se pueden intuir algunas tendencias que, lejos de ser precisas o determinantes pueden suponer un comienzo para este tipo de análisis.

La Península Ibérica es la zona de menor actividad de las tres sometidas a estudio, con lo que la detección de ciclos o migraciones se dificulta. En cualquier caso, se aprecia un desplazamiento gradual de la actividad del este al oeste. En la zona sur este desplazamiento se hace algo más evidente, en forma de una actividad de fondo sobre la que tienen lugar las grandes crisis que se han comentado en apartados anteriores y que son apreciables en las gráficas del Anexo B. En la zona norte este desplazamiento es menos acentuado. En la zona de los Pirineos es perceptible, con un periodo de unos 2 o 3 años, mientras que en el noroeste la actividad tiene lugar en forma de brotes en la misma área que, salvo excepciones, son de baja intensidad.

En el caso de Colombia, como ya se ha comentado se distinguen dos tipos de actividad en función de la profundidad. La actividad más profunda (>70km) tiene lugar en el llamado Nido de Bucaramanga. Las gráficas se presentan en el Anexo B, en las que se aprecia una actividad alta permanente, con picos cada cierto tiempo (1994, 1999, 2004). En lo que a actividad superficial se refiere, se distingue con claridad la actividad correspondiente a cada uno de los tres sistemas de fallas que atraviesan el país en diagonal, desde el noreste al suroeste. En la cordillera Oriental, la actividad se desplaza aparentemente desde el noreste hacia el suroeste, con un pe-

riodo de entre 3 y 4 años. La cordillera Central es la que muestra una menor actividad de las tres, aunque cabe mencionar un foco de actividad en la región de Viejo Caldas. La cordillera Occidental es la de mayor actividad, con dos focos activos importantes, uno en Nariño, al sur, y otro en Urabá, al norte. En las gráficas de evolución no se aprecian tendencias con suficiente claridad. En este caso la ventana temporal de la que disponemos datos de calidad es demasiado reducida para aventurar conclusiones.

Lo mismo ocurre en el caso de Taiwán, no se dispone de una ventana temporal grande si queremos trabajar con eventos pequeños. Aunque en este caso se aprecia cierta ciclicidad en la actividad de la costa este de la isla. La actividad parece iniciarse en el noreste de isla y desplazarse hacia el sur a lo largo de la costa este, siguiendo la dirección del arco de Luzón, suavizándose al avanzar, hasta desaparecer. Entonces el ciclo vuelve a comenzar. La duración de este proceso, en la ventana temporal que tratamos parece oscilar entre 4 y 6 años. A esta actividad se le superpone la crisis asociada al terremoto de Chi-Chi (1999), que tiene lugar en una falla que, al no haber dado indicios de actividad en las últimas décadas se suponía inactiva, es decir que tiene una recurrencia mucho mayor que la longitud de la ventana temporal que se ha considerado.

Patrones regionales con periodos en torno a 4 años se han encontrado en las tres regiones. Además, la tendencia migratoria este-oeste aparente de la actividad en el hemisferio norte que se destaca en el análisis a nivel mundial aparece en los estudios regionales, siendo más acentuada en las regiones más septentrionales. De esta forma hay una tendencia clara este-oeste en el análisis de la Península Ibérica, mientras que en Taiwán se aprecia un desplazamiento de la actividad que recorre la costa este con dirección noreste-suroeste, además la cordillera oriental en Colombia presenta el mismo carácter direccional.

La presunción de existencia de ciclos sísmicos a nivel global y regional no es infundada, ya que otros estudios muestran tendencias cíclicas para diversos parámetros como la duración del día, la componente Chandler de la rotación terrestre o la gravedad entre otros (Chapanov et al., 2005). Además el ciclo de carga y descarga de tensiones en la corteza terrestre daría lugar a ciclos sísmicos de nivel regional que podrían superponerse a los anteriores.

Como se menciona, el principal problema es la falta de datos. Pero aun así, se pueden apreciar ciertas tendencias que a la larga podrían formar ciclos claros de actividad. El objetivo de este estudio es mostrar la existencia de estas tendencias como un inicio para desarrollar futuros análisis de periodicidad de la actividad a todos los niveles. Evidentemente aún será necesario

que transcurra un tiempo durante el cual se sigan recopilando datos de calidad a nivel mundial para obtener resultados concluyentes.

Finalmente, a nivel local, se ha caracterizado la zona frágil dentro del marco de la interacción frágil-dúctil de la litosfera, estableciendo el valor de la magnitud característica en tres regiones en Colombia y en cinco zonas correspondientes a cinco estaciones de Taiwán.

5.APLICACIÓN II

Análisis de la atenuación

5.1 Introducción

La forma de las ondas sísmicas y sus efectos al llegar a la superficie se ven enormemente influenciados por las características del medio de propagación y los efectos de sitio, por lo que el estudio de métodos que modelan esta influencia es indispensable. Las ondas de coda contienen información de la fuente sísmica, el camino de propagación y la respuesta de las estructuras geológicas locales, aportando luz al respecto a través del análisis de la atenuación de coda o su factor de calidad Q .

El significado exacto de la Q de coda es aún un tema controvertido, posiblemente se deba en parte a que existen varias respuestas posibles. En el contexto del modelo de dispersión simple, la Q de coda representa una atenuación efectiva que incluye pérdidas por absorción y por dispersión. Varios estudios apoyan esta afirmación (Aki, 1980; Sarker y Abers, 1998). Por otro lado, a partir de un modelo de flujo de energía, Frankel y Wennerberg (1987) sugieren que la Q de coda describe únicamente pérdidas por atenuación intrínseca. Aplicando el modelo de transferencia de energía radiativa, Wu (1985) propone un método para estimar la contribución relativa de absorción intrínseca y dispersiva a la atenuación total. Jin et al. (1994) comparan los valores observados de Q de coda con los obtenidos para atenuación intrínseca, dispersiva y total, y encuentran que el valor de la Q de coda se encuentra entre la Q total y la Q intrínseca. La contribución relativa de atenuación dispersiva y absorción intrínseca varía de región a región y también depende de la frecuencia (Jin y Aki, 2005). Es necesario tener en cuenta la dependencia con la profundidad del coeficiente de atenuación total y la absorción intrínseca, así como la velocidad sísmica para poder entender mejor la Q de coda.

En cualquier caso, la Q de coda es un parámetro geofísico de gran interés que muestra una fuerte correlación con la sismicidad tanto en el espacio (Jin y Aki, 1988) como en el tiempo (Jin y Aki, 1989). Sato y Fehler (1998) y Mitchell y Cong (1998) muestran mediante resultados propios y estudios previos cómo el valor de Q varía de forma sistemática con la actividad tectónica. Jin y Aki (2005) muestran, en su análisis llevado a cabo en Japón, una distribución espacial de valores de Q de coda de alta resolución que correlaciona con la tectónica.

En este capítulo se analiza la atenuación sísmica a través del valor del inverso de la Q de coda, generando finalmente series temporales que posteriormente se utilizarán para la caracterización de la zona dúctil en el estudio de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera y analizar su potencial uso como precursor. Las estaciones en las que se realiza el es-

tudio son, al igual que en la caracterización de la zona frágil a través de la actividad sísmica local, tres en Colombia, Tolima, Prado y Barichara y cinco en Taiwán, NST, TCU, TWS1, TWE y TWB1.

5.2 Metodología

El modelo de retro-dispersión simple, descrito por Aki y Chouet (1975) ha sido ampliamente utilizado para calcular la atenuación de las ondas de coda. El modelo 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 (Rautian y Khalturin, 1978). Esto obliga a rechazar muchos sismogramas útiles en caso contrario, como por ejemplo, casos con una relación señal-ruido baja, o si la distancia focal es muy larga. Por ello, para poder ampliar significativamente en número de datos de atenuación, se aplicará el modelo de dispersión isótropa simple de Sato (1977) que 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 sí podrá comenzar justamente tras la llegada de la onda S. Como ya se ha descrito, el modelo considera radiación esférica, dispersión isótropa y una distribución de dispersores aleatoria, homogénea e isótropa en el espacio.

En el capítulo 3 se ha expuesto con más detalle el modelo de Sato (1977) donde se concluye que para calcular la atenuación basta aplicar:

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

$$k(r, \alpha) = \left(\frac{1}{r} \right) K(\alpha)^{0.5} \quad (5.1)$$

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

Donde $A_{Obs}(f|r, t)$ es la amplitud cuadrática media o rms observada de las formas de onda filtradas a una frecuencia central f y $C(f)$ es una constante. Así, la atenuación de las ondas de coda, Q_c^{-1} , puede obtenerse de forma sencilla a partir de la pendiente de la gráfica $[A_{Obs}(f|r, t)/k(r, \alpha)]$ vs. t , para cada frecuencia central dada. Las bandas de frecuencia aplicadas serán de la forma $(1.5 \pm 0.5) \times 1.275^{N-1}$; $N = 1, 2 \dots 10$, 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 5.2 se realiza este cálculo para el sismograma ejemplo de la Figura 5.1. Antes de calcular la atenuación de

coda, se pre-procesan las señales, como se muestra en la Figura 5.1. 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, Δt .

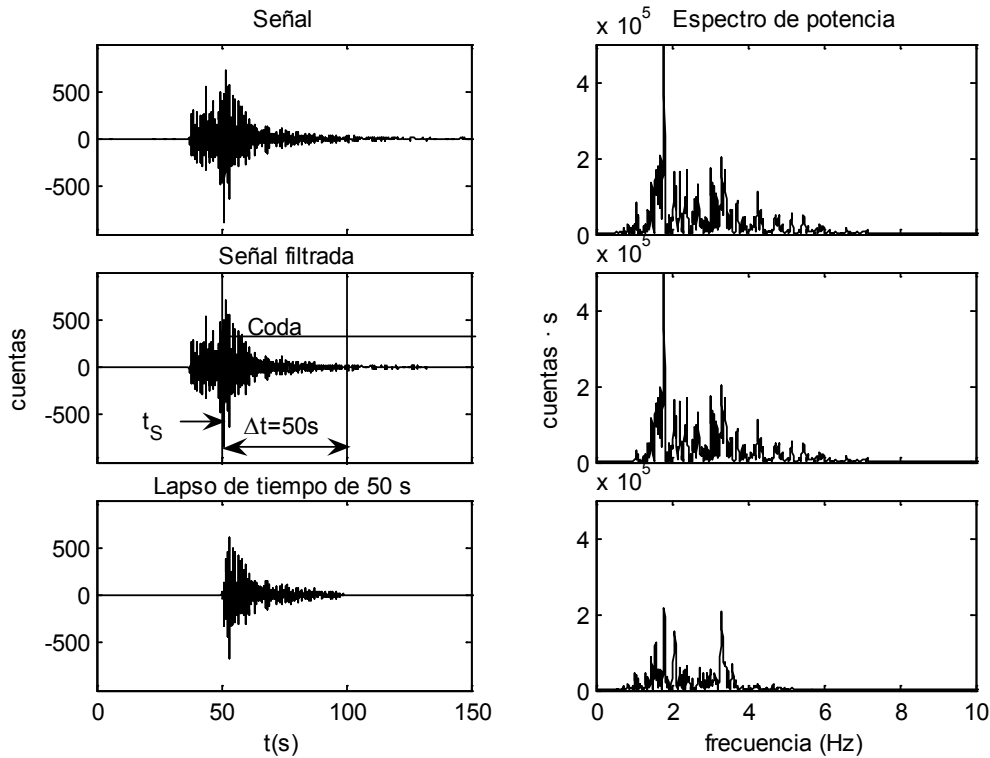


Figura 5.1: Ejemplo de cálculo de Q_c^{-1} . Arriba la señal; en medio la señal filtrada con un filtro Butterworth pasabanda entre 1 y 20 Hz; abajo se muestra la señal filtrada, y truncada mediante una ventana temporal correspondiente a un lapso de tiempo de 50 s. A la derecha los espectros de potencia de las tres señales.

Ajustando los valores obtenidos en la Figura 5.2 a la ley de dependencia frecuencial:

$$Q_c^{-1}(f) = Q_0^{-1}(f/f_0)^{-\eta} \quad (5.2)$$

Tomando como frecuencia de referencia $f_0 = 1\text{Hz}$, se tiene el valor de Q_0^{-1} para cada sismograma que cumple las condiciones de calidad y las limitaciones de localización y magnitud (Figura 5.3).

En cada caso, se calculará la atenuación de las ondas de coda para cada evento con magnitud local $2 \leq M_L \leq 4.5$ y considerando diferentes lapsos de tiempo, es decir, longitudes de ventanas temporales $\Delta t = 10, 20, 30, 40, 50, 60$ y 70 s. El tamaño del área de muestreo dependerá de la distancia foco-receptor y de la longitud de la ventana temporal que se considere.

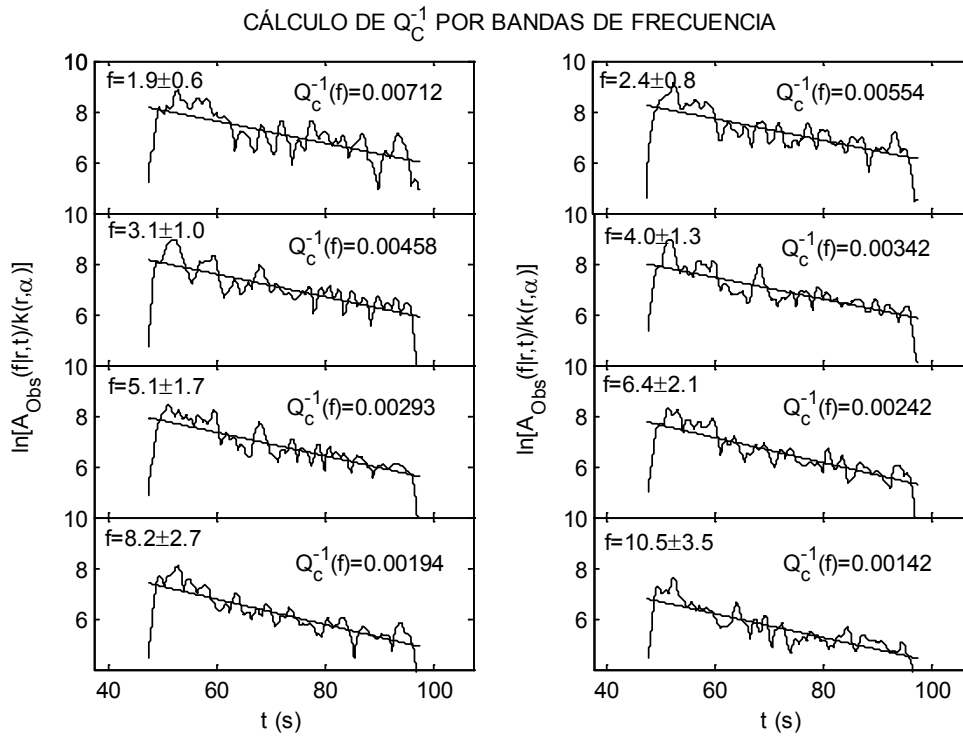


Figura 5.2: Cálculo de Q_c^{-1} para las distintas bandas de frecuencia aplicadas, para la señal de la Figura 5.1.

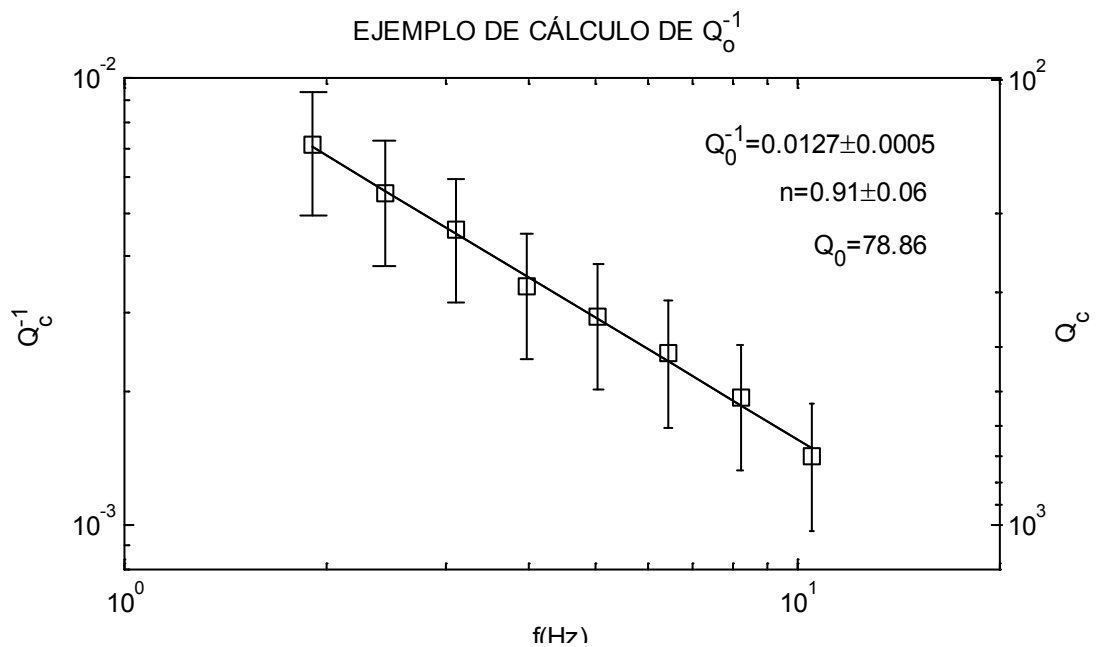


Figura 5.3: Cálculo de Q_0^{-1} para la señal del ejemplo a partir de los valores obtenidos a partir de la Figura 5.2

Así, si queremos considerar una región con una distancia máxima al receptor de d_{ef} , la ventana temporal que se considerará en cada sismograma será la mayor ventana para la que por una parte se obtenga un valor de Q_0^{-1} con un coeficiente de correlación superior a 0.7 y que por otra satisfaga la relación $d_{ef} \geq v_s(t_s + \Delta t/2)$, donde v_s es la velocidad de las ondas S; t_s es el tiempo de llegada de la onda S y Δt 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 d_{ef} . Por otra parte, haciendo variable Δt , aumentamos de forma significativa la cantidad de datos útiles. Más concretamente, el ancho de ventana considerada queda definido por la relación $\Delta t \leq 2(\frac{d_{ef}}{v_s} - t_s)$. Por ejemplo para una distancia efectiva $d_{ef} = 150 \text{ km}$ y para una velocidad de las ondas S $v_s = 3 \text{ km/s}$, suponiendo una distancia epicentral de 20 km se obtiene $\Delta t \leq 86 \text{ s}$ y para distancias epicentrales de 50 y 100 km se obtienen respectivamente $\Delta t \leq 67 \text{ s}$ y $\Delta t \leq 33 \text{ s}$. Los ajustes obtenidos con coeficientes de correlación por debajo de 0.7 se rechazan.

Así, la serie temporal se genera realizando la media cada 11 eventos con 4 de solapamiento. Distintos pares (número de eventos, solapamiento) se han probado obteniendo resultados muy similares. Se elige finalmente esta combinación, porque además de proporcionar medias estadísticamente significativas resultan series temporales de suficiente resolución y, además, el número de datos de cada serie es, de esta forma, del mismo orden que en las series temporales calculadas para la sismicidad. Así ambas series son comparables lo que resultará de utilidad a la hora de realizar el análisis de correlación necesario para aplicar la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera.

5.3 Análisis de la atenuación: Caracterización de la zona frágil

Siguiendo la metodología descrita en el apartado anterior, se analiza la atenuación de las ondas de coda a través del parámetro Q_0^{-1} en varias zonas. Tres estaciones en Colombia, Tolima, Prado y Barichara, y cinco en Taiwán, NST, TCU, TWS1, TWB1 y TWE. La sismicidad y geotectónica de estas zonas se ha descrito en capítulos anteriores tanto a nivel regional como local.

5.3.1 Colombia

Siguiendo el procedimiento descrito, se calculan las series temporales de atenuación. En algunos casos, en función de los datos disponibles, se varían algunos parámetros como la distancia efectiva o la profundidad para evaluar el efecto que tienen en los resultados y en la forma de las series temporales.

Tres estaciones se estudian en la región colombiana. Tolima es la más occidental. Está situada sobre un eje volcánico en el lado este de la cordillera Central, sobre un volcán activo a 2520 m de altura. La zona está caracterizada por fallas inversas, con pendiente oeste, y situadas a lo largo del pie de la cordillera. Muy próxima a esta estación, ligeramente hacia el sur, se encuentra Prado, la segunda zona de análisis. Está situada en límite sur del sistema de fallas Salinas que delimita la cordillera Oriental. Estas dos estaciones están muy próximas entre sí y el área se caracteriza por una sismicidad de profundidad principalmente superficial-media, y un nivel de actividad alto. La tercera zona de estudio de Colombia es la estación de Barichara. Está situada justo sobre el nido de Bucaramanga, en el extremo norte de la cordillera Oriental en el límite sur del sistema de fallas de Santa Marta-Bucaramanga. Al tratarse de un nido sísmico, la actividad de la zona es alta, compleja y muy profunda. La localización de estas estaciones se muestra en la Figura 5.4.

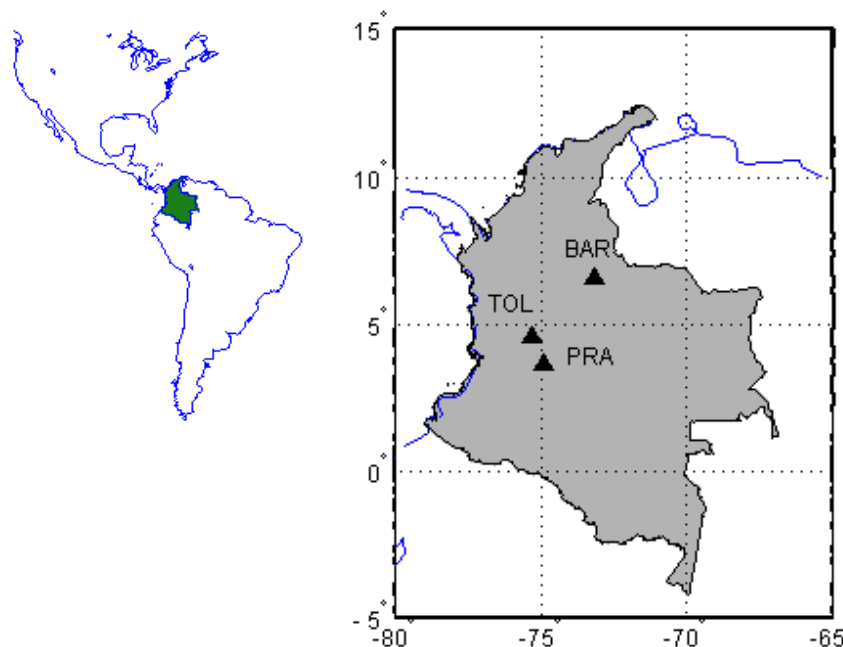


Figura 5.4: Localización de las tres estaciones para la caracterización de la zona dúctil. Tolima, Prado y Barichara

Las formas de onda necesarias para realizar en análisis de la atenuación se obtienen de la RSNC a través de Ingeominas. El periodo del análisis es, en los tres casos, 1993-2007, ya que fue en 1993 cuando estas estaciones fueron implementadas. Se tienen unas 2000 formas de onda para Prado y Tolima y casi 20000 para Barichara. Pero para este análisis se requieren señales de alta calidad, y que cumplan ciertos requisitos. Algunas de ellas se descartaron por diferentes razones, como un exceso de ruido, solapamiento de señales, señales demasiado cortas, límites espaciales y de magnitud. Además, sobre todo para el caso de Barichara, la profundidad del nido hace que muchas de las formas de onda correspondan a eventos muy alejados de la estación, superando la distancia de muestreo que se va a considerar. Finalmente, se han podido analizar 329 formas de onda para Tolima y en torno a 800 en los casos de Prado y Barichara, como se indica en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1: Localización, actividad y número de formas de onda que se utilizan para el análisis en Tolima, Prado y Barichara.

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

Tolima

Como se ha expuesto, de las formas de onda disponibles sólo se considerarán aquellas para las que se pueda obtener, siguiendo la metodología descrita, valores de Q_0^{-1} con un coeficiente de correlación superior a 0.7, de magnitudes entre 2 y 4.5 y en las que, considerando la distancia hipocentral y el lapso de tiempo usado Δt , la distancia efectiva sea igual o menor a 150 km. La distribución espacial de las 329 formas de onda que cumplen estos requisitos se muestra en la Figura 5.5, además de la localización de la estación.

Limitando la profundidad efectiva, esto es la profundidad máxima de las heterogeneidades sobre las que sufren dispersión las ondas o profundidad máxima de muestreo, en 150, 100, 50 y 30km y comparando las series temporales resultantes en la Figura 5.6 se analiza el efecto de la profundidad en la atenuación de coda. Entre las funciones de onda disponibles no hay datos cuya profundidad efectiva sea superior a 100km, por lo que se tienen idénticas series que al considerar 150km, es por ello que en la Figura 5.6 no aparece representada esta serie. Los valores medios, máximos y mínimos obtenidos para $100 \times Q_0^{-1}$ se presentan en la Tabla 5.2.

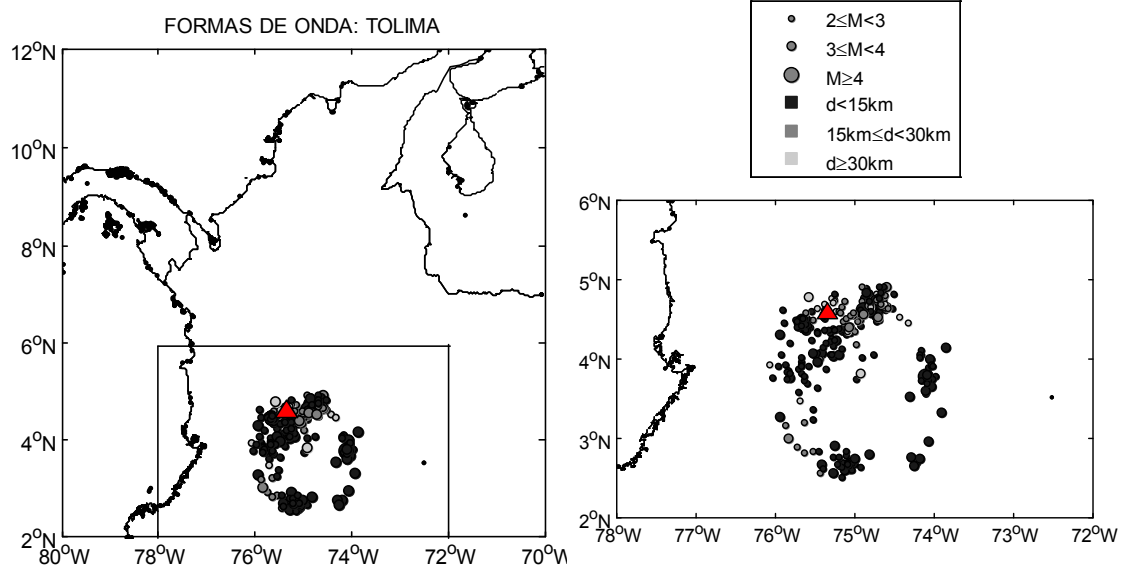


Figura 5.5: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en Tolima.

De la Figura 5.6 y la Tabla 5.2 se desprende una clara disminución de la atenuación al aumentar la profundidad, indicando mayores valores de Q_c , o menor atenuación, en la litosfera superior que en la corteza, conclusión obtenida por otros autores en estudios previos (Chung, 2009).

Tabla 5.2: Valores característicos de las series de atenuación en Tolima considerando distintas profundidades máximas de muestreo

$P \text{ max}(Km)$	150	100	50	30
$100 \times (Q_0^{-1})_{min}$	1.13	1.13	1.26	1.39
$100 \times (Q_0^{-1})$	1.68	1.68	1.92	2.25
$100 \times (Q_0^{-1})_{max}$	2.50	2.50	3.46	3.53
$\sigma_{(100 \times Q_0^{-1})}$	0.36	0.36	0.45	0.63
N_{puntos}	46	46	41	28

En cuanto a la forma de las series temporales, en la Figura 5.6 ya se aprecia que tienen tendencias similares durante todo el periodo. En la Figura 5.7 se muestra la correlación cruzada entre las series correspondientes a 150 y 50km de profundidad efectiva máxima, que resulta en una función de correlación simétrica y con un valor máximo de 0.76.

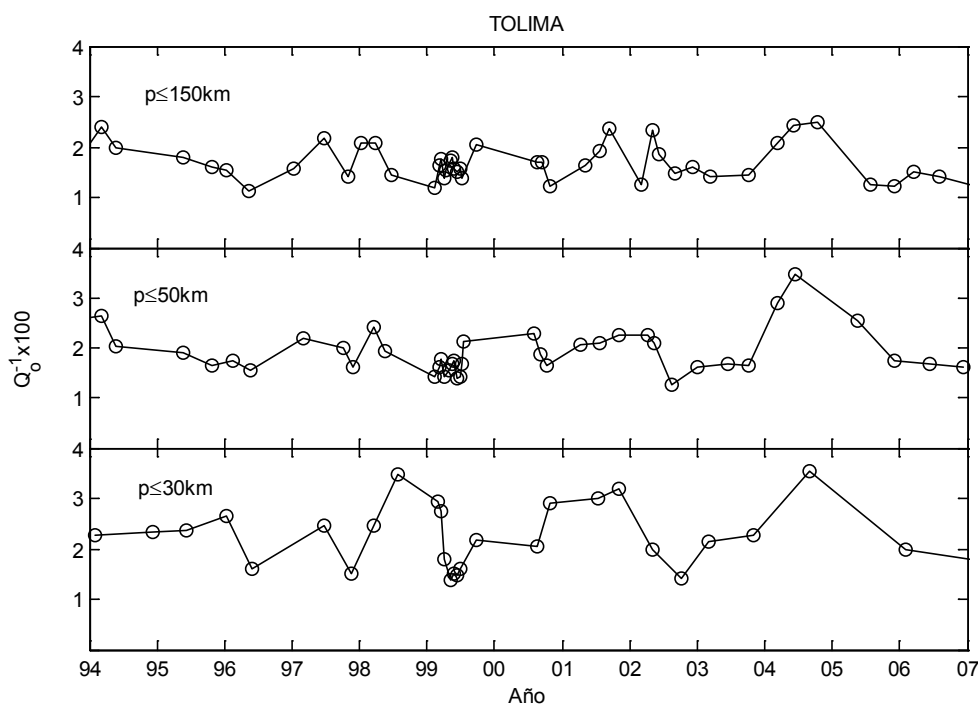


Figura 5.6: Variación temporal de la atenuación en Tolima, para distintas profundidades máximas de muestreo.

Al comparar las series de 30 y 50km este valor se ve ligeramente reducido, como se muestra en la Figura 5.8, alcanzando un máximo de 0.53, aún así, la función guarda la simetría mostrando tendencias muy similares a lo largo de todo el periodo. Los valores medios de Q_0 en las tres series calculadas en Tolima son de 59.5 ($p \leq 100 \text{ km}$), 52.1 ($p \leq 50 \text{ km}$) y 44.4 ($p \leq 30 \text{ km}$), valores que se ajustan a los obtenidos por otros autores en estudios anteriores, como $Q_0 = 44$ obtenido por Ugalde et al. (2002) en los eventos ocurridos antes y después del terremoto de Armenia de 1999 considerando, al igual que en el caso que nos ocupa, distancias hipocentrales largas, o $Q_0 = 30 \pm 1.2$ obtenido por Londoño (1996) en su análisis para el volcán Nevado del Ruiz.

En el caso de Tolima no resulta posible reducir la distancia efectiva para ver el efecto de la proximidad de los eventos a la estación debido a la falta de datos muy próximos que no permiten desarrollar series temporales

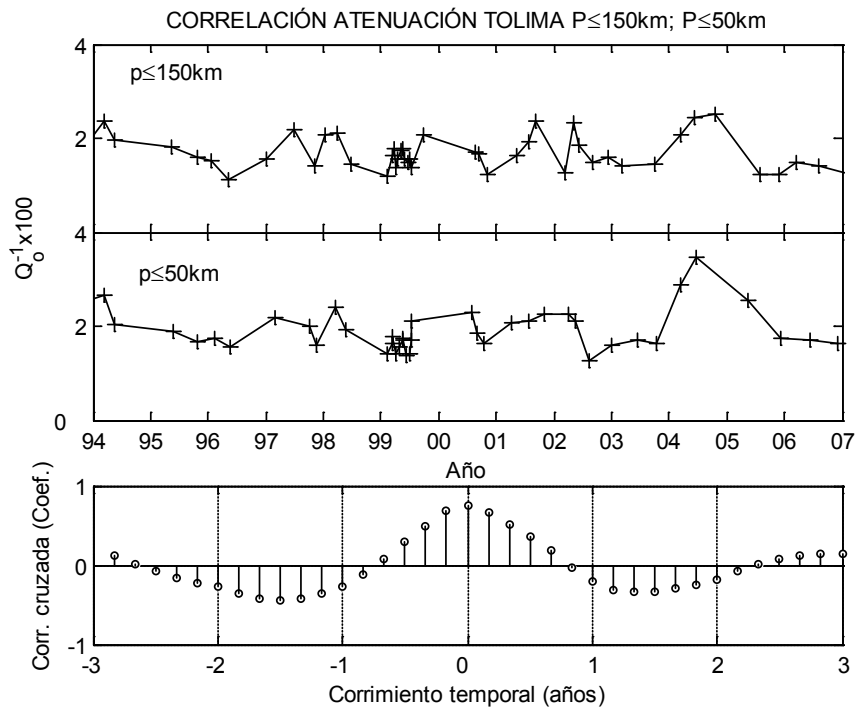


Figura 5.7: Correlación entre las series temporales de atenuación en Tolima para las profundidades máximas de 150km y 50km.

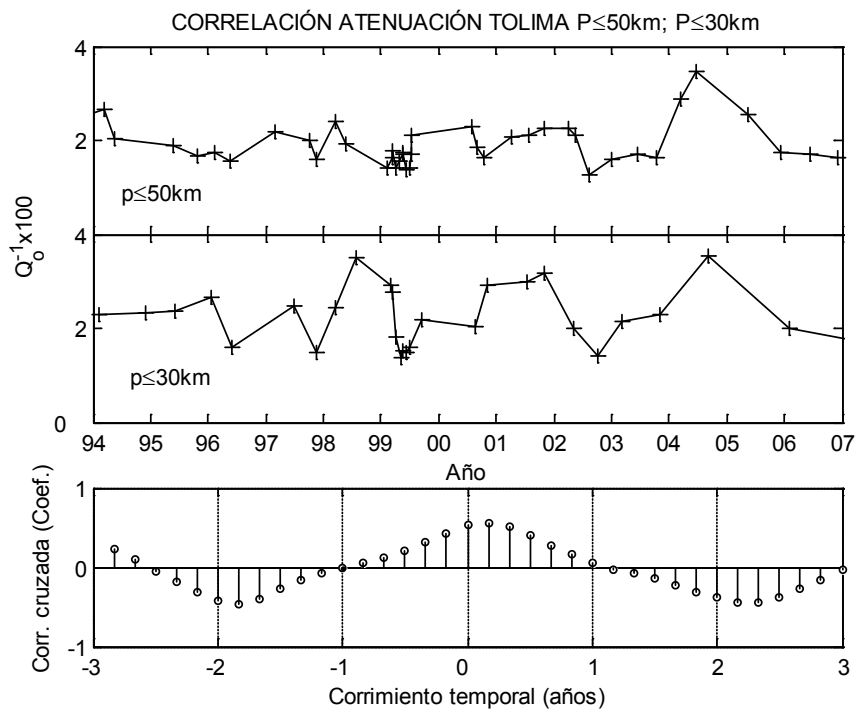


Figura 5.8: Correlación entre las series temporales de atenuación en Tolima para las profundidades máximas de 50km y 30km.

Prado

Para la estación Prado, situada a 110km al sudeste de la anterior, se tiene un número de formas de onda muy superior al que se tenía en Tolima. La localización de los 821 sismos que cumplen las condiciones para ser utilizadas en el análisis de atenuación se muestran en la Figura 5.9.

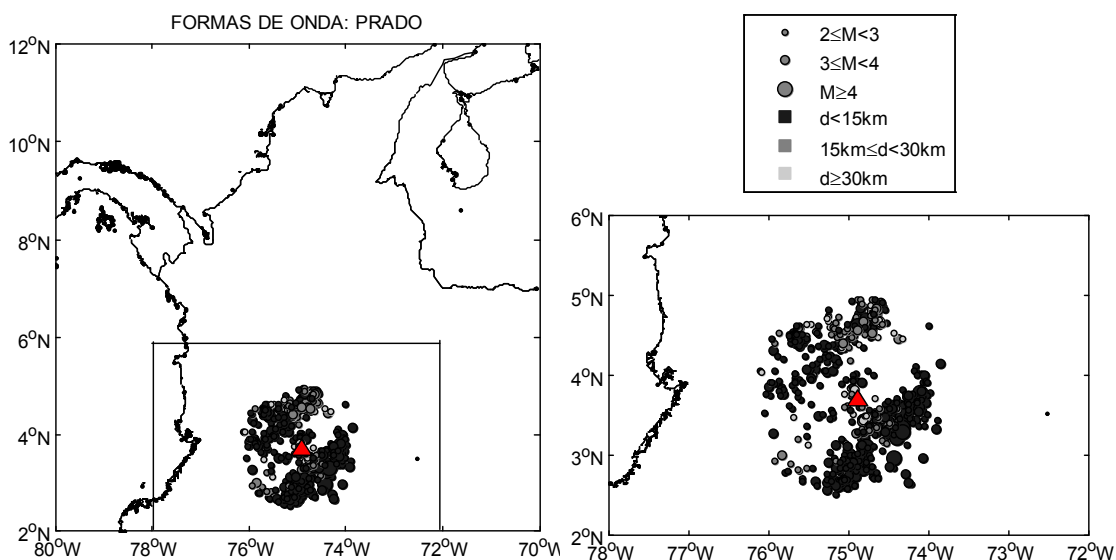


Figura 5.9: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en Prado.

Como en el caso anterior, a partir de estos datos se dibujan series temporales calculando la media cada 11 valores de Q_0^{-1} solapando 4 y situando el tiempo en la mediana de estos valores. Se impone una distancia efectiva máxima de 150km y se limita la profundidad a 150, 100, 50 y 30 km. Ocurre, igual que en el caso de Tolima que entre las profundidades efectivas de 100 y 150 hay muy pocos eventos por lo que estas series resultan prácticamente superpuestas, sin poder apreciarse diferencia alguna gráficamente, es por ello que solo se muestra una de las dos en la Figura 5.10.

El número más elevado de datos y su distribución permiten, en este caso, analizar los efectos de una reducción de la distancia efectiva a un máximo de 100km. Las series resultantes, variando de igual forma los límites de profundidad se muestran en la Figura 5.11. En ambos casos la dependencia con la profundidad es clara y coincide con las conclusiones ya apuntadas para el caso de Tolima.

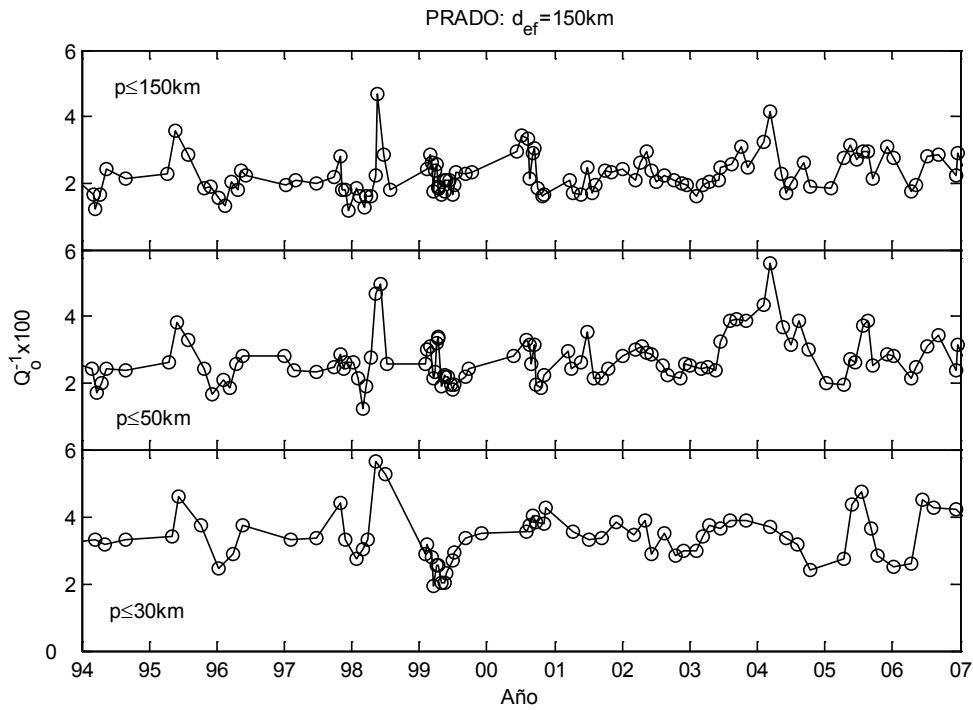


Figura 5.10 Variación temporal de la atenuación en Prado, para distintas profundidades máximas de muestreo, para una distancia máxima de 150km.

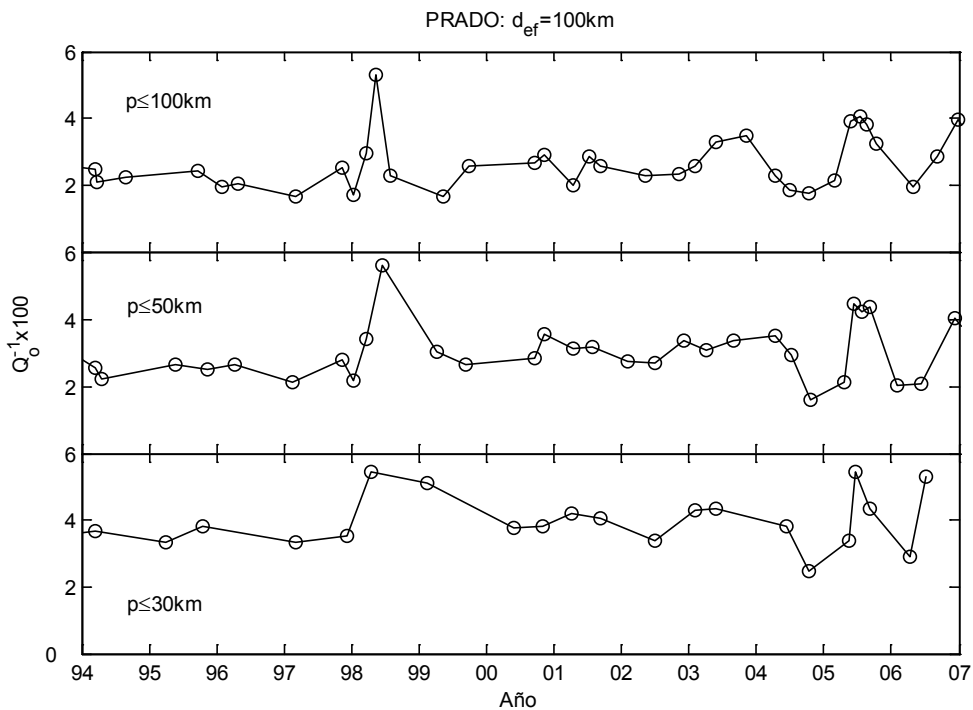


Figura 5.11: Variación temporal de la atenuación en Prado, para distintas profundidades máximas de muestreo, para una distancia máxima de 100km.

Por otro lado, como se muestra en la Tabla 5.3, los valores de atenuación obtenidos al considerar eventos más próximos a la estación son ligeramente superiores para igual profundidad máxima, aunque al tener en cuenta la desviación estándar los intervalos se solapan en gran medida de forma que poco más se puede añadir ya que estas variaciones pueden no ser estadísticamente significativas. Los valores medios de Q_0 están en este caso comprendidos entre 25.2 ($d_{ef} \leq 100km, p \leq 30km$) y 44.8 ($d_{ef} \leq 150km, p \leq 100km$), parecidos a los obtenidos en Tolima, lo que no es de extrañar debido a la proximidad de ambas estaciones, lo que motiva que haya coincidencia de un número significativo de los terremotos analizados. Así, estos valores también se ajustan a los obtenidos por otros autores en estudios anteriores, ($Q_0 = 44$ (Ugalde et al., 2002) en los eventos ocurridos antes y después del terremoto de Armenia de 1999, o $Q_0 = 30 \pm 1.2$ (Londoño, 1996) en su análisis para el volcán Nevado del Ruiz).

Tabla 5.3: Valores característicos de todas las series de atenuación en Prado.

$d_{ef}(Km)$	150				100		
$P \max(Km)$	150	100	50	30	100	50	30
$100 \times (Q_0^{-1})_{min}$	1.16	1.30	1.20	1.91	1.66	1.61	2.46
$100 \times (Q_0^{-1})$	2.24	2.23	2.71	3.38	2.63	3.00	3.97
$100 \times (Q_0^{-1})_{max}$	4.67	4.77	5.57	5.63	5.31	5.58	5.47
$\sigma_{(100 \times Q_0^{-1})}$	0.58	0.56	0.71	0.73	0.79	0.82	0.80
N_{puntos}	116	116	106	71	38	34	22

En cuanto a la forma de las series, para evaluar la similitud entre las tendencias se utiliza, como en el caso anterior la correlación cruzada de pares de series. En la Figura 5.12, se muestra que considerando $d_{ef} \leq 150km, p \leq 150km$ y $d_{ef} \leq 150km, p \leq 50km$ la correlación es alta, alcanzando un valor del coeficiente central de correlación de 0.71. Como en el caso anterior una leve reducción tiene lugar al comparar $d_{ef} \leq 150km, p \leq 50km$ y $d_{ef} \leq 150km, p \leq 30km$. Para distancias efectivas menores que 100km las correlaciones también son altas entre las series temporales, con valores en torno a 0.6. En todos los casos, como en el análisis en la estación de Tolima, se obtienen funciones de correlación simétricas y positivas con el máximo en el coeficiente central es decir, para corrimiento temporal nulo. La disminución en el máximo al considerar eventos más superficiales puede simplemente deberse a la reducción en el número de datos al ir ajustando los límites.

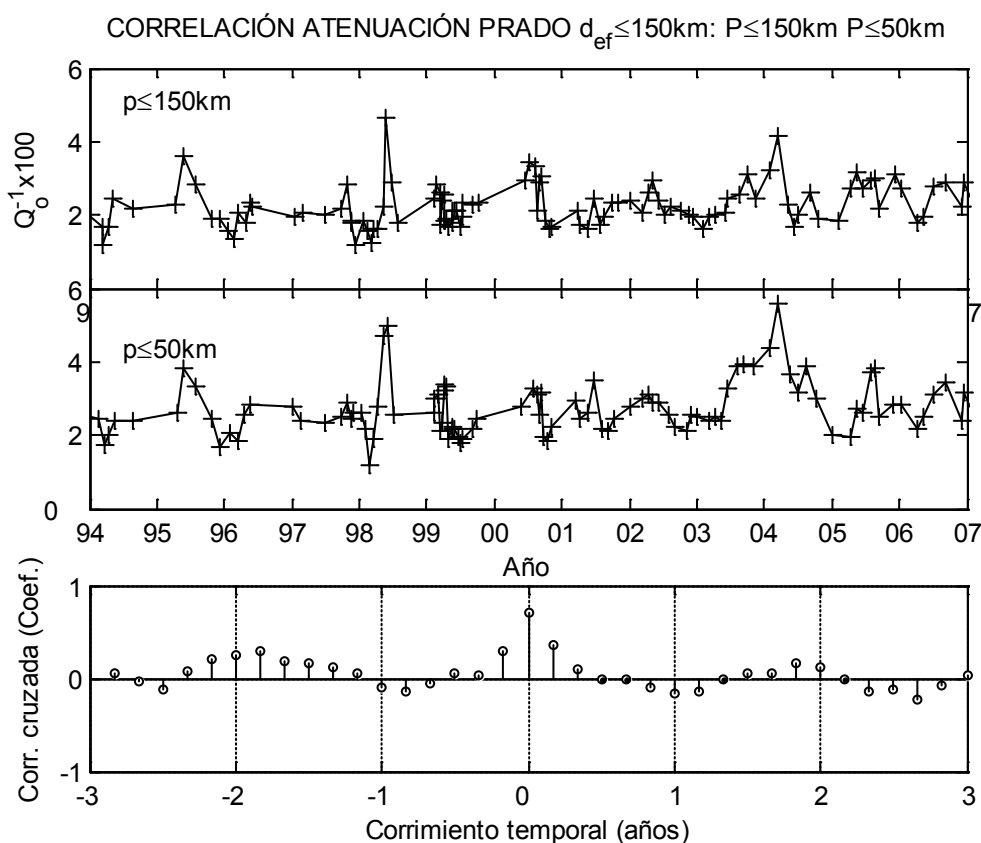


Figura 5.12: Correlación entre las series temporales de atenuación en Prado para las profundidades máximas de 150km y 50km y distancia máxima efectiva de 150km.

Barichara

La tercera y última estación seleccionada en la región colombiana presenta unas características muy distintas a las que se dan en las otras dos estaciones. Como ya se ha mencionado esta estación está localizada sobre el nido sísmico de Bucaramaga, cuya tectónica, sismicidad y peculiaridades han sido presentadas en secciones previas. La distribución de los epicentros que corresponden a las 766 formas de onda que cumplen los requisitos necesarios para el análisis se muestra en la Figura 5.13.

Como en las otras dos estaciones, se calculan las series temporales considerando diferentes profundidades efectivas máximas para una distancia efectiva máxima de 150km (Figura 5.14). Los valores característicos de estas series se muestran en la Tabla 5.4.

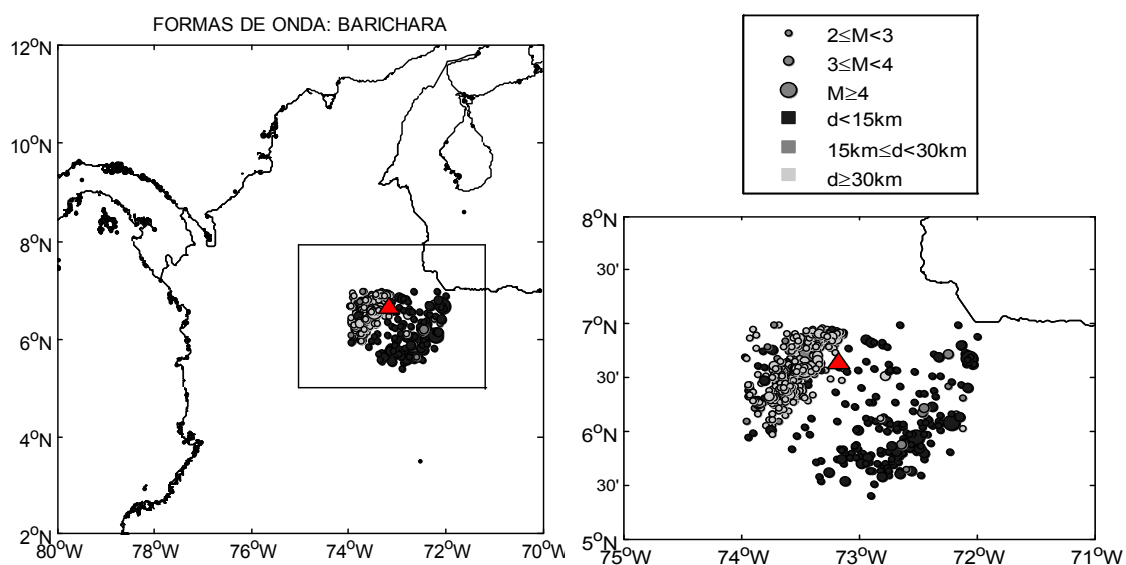


Figura 5.13: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en Barichara.

Se observa una discrepancia en relación con los casos anteriores. Mientras que para profundidades menores que 100km el comportamiento es igual, con un descenso claro de la atenuación al aumentar la profundidad, al considerar el límite de profundidad en 150km se da un aumento muy significativo de los valores de atenuación. De hecho, en la Figura 5.15 se representa la variación de Q_0^{-1} con la profundidad máxima de muestreo y se aprecia como en el resto de casos la tendencia es muy similar y en el punto correspondiente a la máxima profundidad en Barichara esta tendencia general se rompe.

Destaca la semejanza de los valores obtenidos para Prado y Barichara para profundidades menores. La tendencia es ligeramente más sutil en Tolima.

Los valores de Q_0 que se obtienen sin considerar este punto de distintas características están entre 29 y 43, en el mismo rango que los obtenidos en los otros dos casos. El valor medio obtenido para mayor profundidad, $Q_0 = 21.1$, es consistente con la localización de la estación sobre un nido sísmico, incluyendo importantes heterogeneidades laterales. No solo el valor medio rompe la tónica general si no que, además como se muestra en la Figura 5.16, la tendencia de la serie al considerar la profundidad efectiva máxima no correlaciona con el resto.

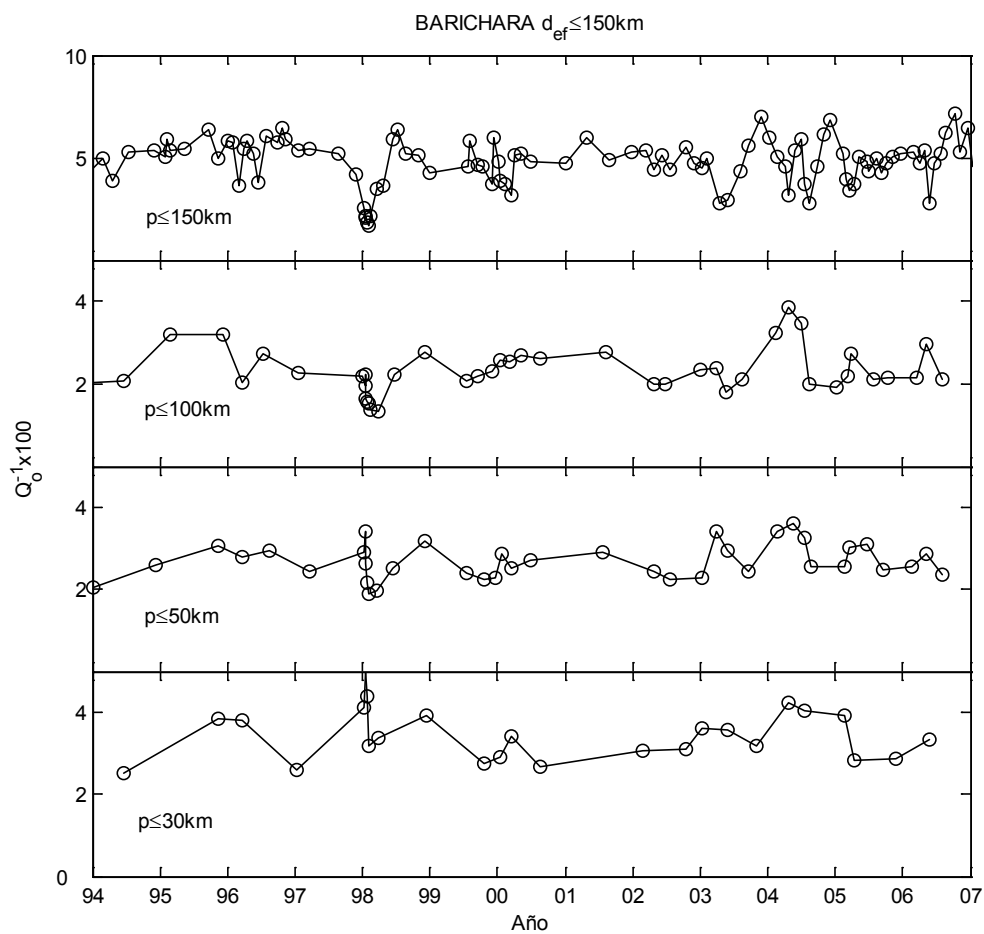


Figura 5.14: Variación temporal de la atenuación en Barichara, para distintas profundidades máximas de muestreo.

Tabla 5.4: Valores característicos de todas las series de atenuación en Barichara.

$P \text{ max}(Km)$	150	100	50	30
$100 \times (Q_0^{-1})_{min}$	1.68	1.32	1.89	2.53
$100 \times (Q_0^{-1})$	4.74	2.32	2.69	3.45
$100 \times (Q_0^{-1})_{max}$	7.15	3.86	3.62	5.03
$\sigma_{(100 \times Q_0^{-1})}$	1.16	0.55	0.43	0.63
N_{puntos}	108	43	38	25

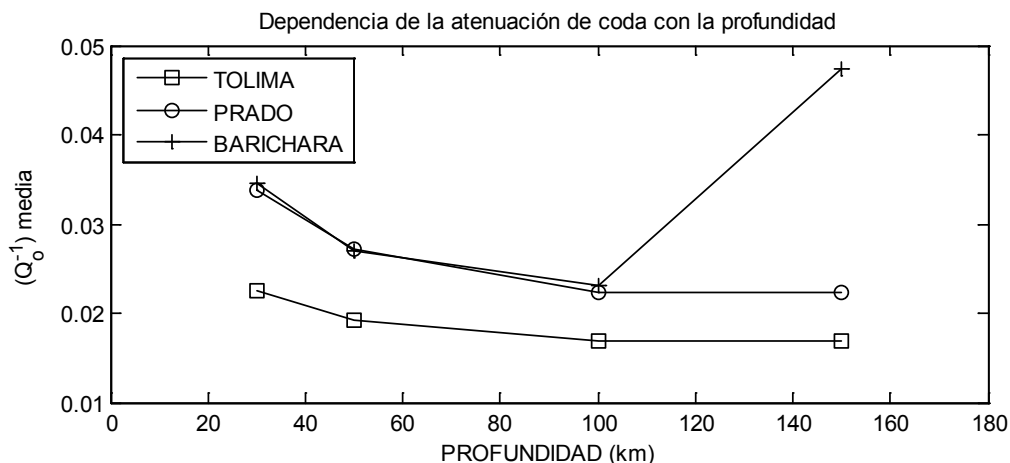


Figura 5.15: Dependencia de la atenuación en Tolima Prado y Barichahara con la profundidad.

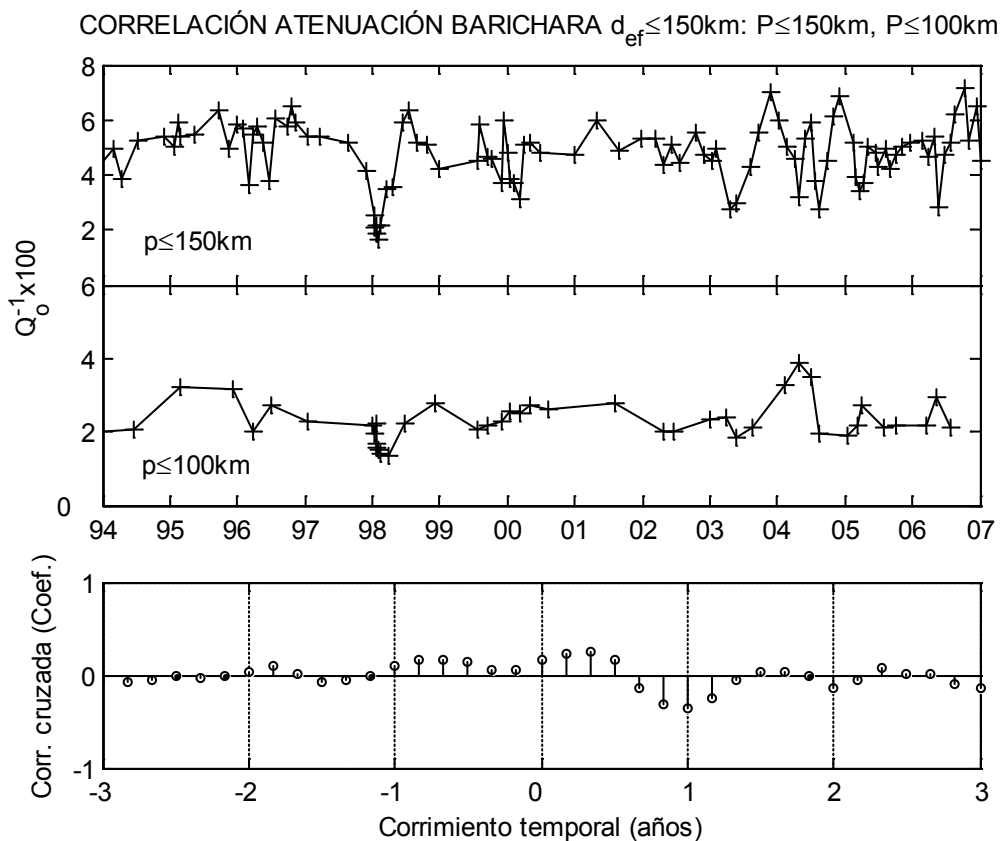


Figura 5.16: Correlación entre las series temporales de atenuación en Barichara para las profundidades máximas de 150km y 100km.

Al tener en cuenta profundidades menores se tienen valores mucho mayores que en este caso, que no alcanza 0.2. Sin embargo, como muestra la Figura 5.17, considerando $p \leq 100\text{km}$ y $p \leq 50\text{km}$ se alcanza un valor de 0.8 para el coeficiente central de correlación central indicando que se trata de señales casi idénticas.

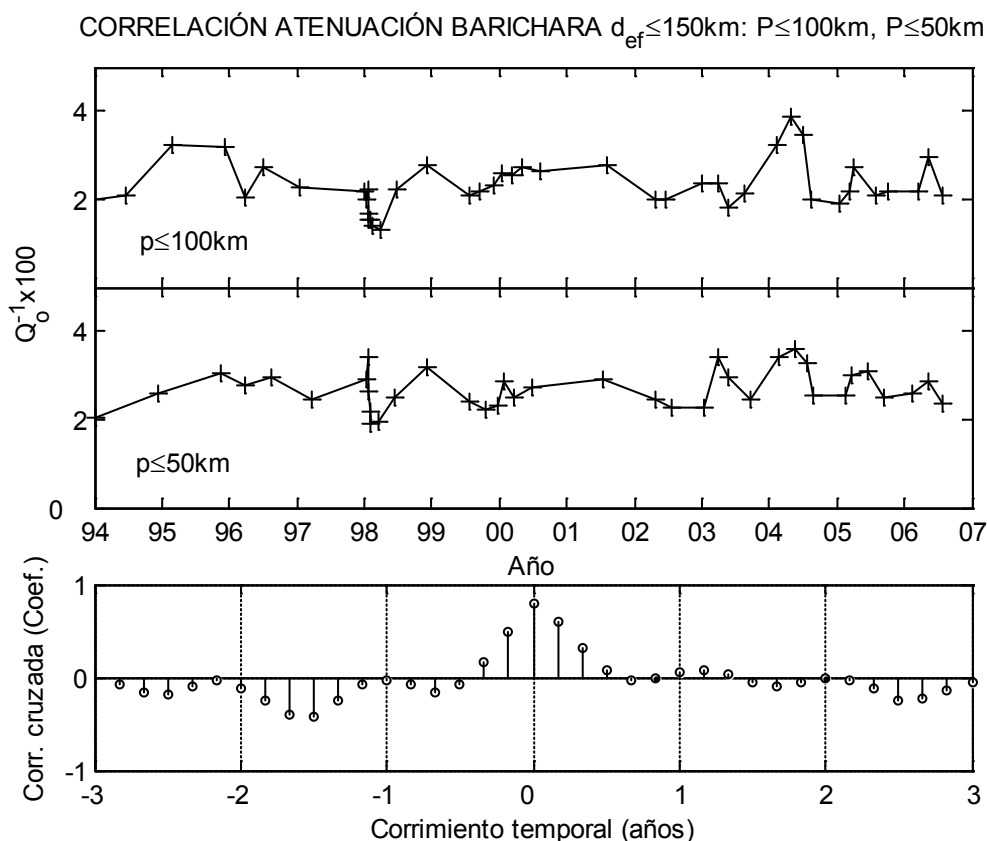


Figura 5.17: Correlación entre las series temporales de atenuación en Barichara para las profundidades máximas de 100km y 50km.

Es posible que las estructuras involucradas en el nido sísmico situado bajo la estación den lugar a un alto nivel de heterogeneidad lateral en esta zona que provoque este ascenso de la atenuación induciendo también las irregularidades en la serie temporal al analizar esta región. Además el nido está situado a una profundidad media de 150km, exactamente el punto en el que se produce el cambio de comportamiento respecto del resto de casos.

Caracterización de la zona dúctil

Finalmente, para estudiar la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera se escoge, en todos los casos, establecer la distancia efectiva máxima y la profundidad efectiva máxima en 150km, con lo que la región de muestreo será una semiesfera de 150km de radio

centrada en la estación. En el análisis de la interacción frágil-dúctil influye la tendencia de la serie temporal que se utilice y no su valor medio. Las tendencias en Prado y Tolima son muy similares al variar la profundidad con lo que al elegir el valor máximo de la profundidad se maximiza el número de formas de onda involucradas sin que esto afecte a los resultados de forma significativa. En el caso de Barichara la profundidad afecta mucho a la tendencia, pero el interés de esta estación radica también en el análisis del efecto de un nido sísmico, lo que justifica la elección de este parámetro. En la Figura 5.18 se presentan las tres series que finalmente se usarán en el análisis de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil.

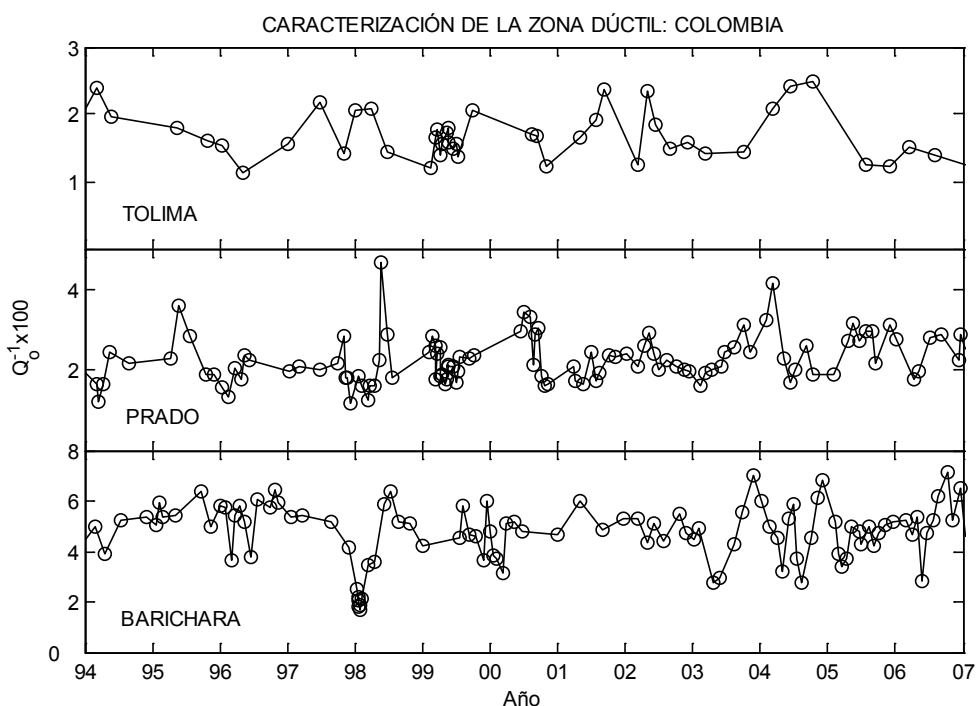


Figura 5.18: Caracterización de la zona dúctil en Tolima, Prado y Barichara.

Para tener en cuenta la resolución de estas series y la homogeneidad en la distribución de los datos se analizan varios parámetros, que serán de utilidad más adelante, como el intervalo de tiempo entre puntos (dt) y el número anual de datos (Na), como se hizo al caracterizar la zona frágil a través de la sismicidad en el capítulo anterior. Estos valores se detallan en la Tabla 5.5. Además de los valores máximos y mínimos de estos parámetros, se hace constar el valor medio y la desviación estándar, así como el coeficiente de variación, $Cv(dt) = \sigma_{dt}/\bar{dt}$, del intervalo de tiempo entre puntos y el número total de valores, N_{puntos} . Estos valores se utilizarán para determinar la resolución con la que se analizarán las series temporales y su correlación. Otros parámetros tabulados en la Tabla 5.5. son los siguientes. $Fecha_i$ (fecha del

primer punto de la serie), *Fecha_f* (fecha del último punto de la serie), *N_pts* (Número de puntos), *Na* (Número de años que cubre la serie), *npa* (número de puntos por año), *npa_min* (número mínimo de puntos en un año), *npa_max* (número máximo de puntos en un año), *npa_mean* (número medio de puntos por año), *npa_std* (desviación estándar del número de puntos por año), *npa_cv* (coeficiente de variación del número de puntos por año), *dt_min* (mínimo intervalo de tiempo entre puntos consecutivos de la serie en días), *dt_max* (máximo intervalo de tiempo entre puntos consecutivos de la serie en días), *dt_mean* (valor medio de los intervalos de tiempo entre puntos consecutivos en días), *dt_std* (desviación estándar de los intervalos de tiempo entre puntos consecutivos en días), *dt_cv* (coeficiente de variación de los intervalos de tiempo entre puntos consecutivos), $(100*Q^{-1})_{min}$ (valor mínimo de 100 veces el inverso del factor de calidad), $(100*Q^{-1})_{max}$ (valor máximo de 100 veces el inverso del factor de calidad), $(100*Q^{-1})_{mean}$ (valor medio de 100 veces el inverso del factor de calidad), $(100*Q^{-1})_{std}$ (desviación estándar de 100 veces el inverso del factor de calidad) y $(100*Q^{-1})_{cv}$ (coeficiente de variación de 100 veces el inverso del factor de calidad).

Tabla 5.5: Datos estadísticos de las series de caracterización de la zona frágil en Tolima, Prado y Barichara.

Parámetro	Estación		
	TOL	PARA	BAR
Fecha_i	29/08/93	15/06/93	03/07/93
Fecha_f	21/02/07	01/07/07	07/04/07
N_pts	46	116	108
Na (años)	13.5	14.1	13.8
Npa	3.4	8.3	7.8
npa_min	1	1	2
npa_max	11	14	13
npa_mean	3.3	7.7	7.7
npa_std	2.4	3.7	3.5
npa_cv	0.74	0.48	0.45
dt_min (días)	4.0	3.0	2.0
dt_max (días)	363.0	244.0	202
dt_mean (días)	109.4	44.6	47.0
dt_std (días)	88.0	44.3	37.1
dt_cv	0.8	0.99	0.79
$(100*Q^{-1})_{min}$	1.13	1.16	1.68
$(100*Q^{-1})_{max}$	2.50	4.67	7.15
$(100*Q^{-1})_{mean}$	1.68	2.2	4.73
$(100*Q^{-1})_{std}$	0.36	0.58	1.16
$(100*Q^{-1})_{cv}$	0.22	0.26	0.25

5.3.2 Taiwán

Debido a los dos complejos sistemas de subducción (Luzón-Manila y Ryukyu), cuya tectónica y sismicidad se han descrito en capítulos anteriores, la actividad sísmica en la isla de

Taiwán es en general de carácter profundo y elevado, aunque también hay actividad cortical, como queda evidenciado por la crisis del terremoto de ChiChi 1999 ($M_W = 7.6$). Cinco estaciones se seleccionan en la mitad norte de la isla para el análisis.

Así las estaciones, localizadas en la mitad norte de la isla, cubren el sistema de subducción de Ryukyu y alrededores, como se muestra en la Figura 5.19.

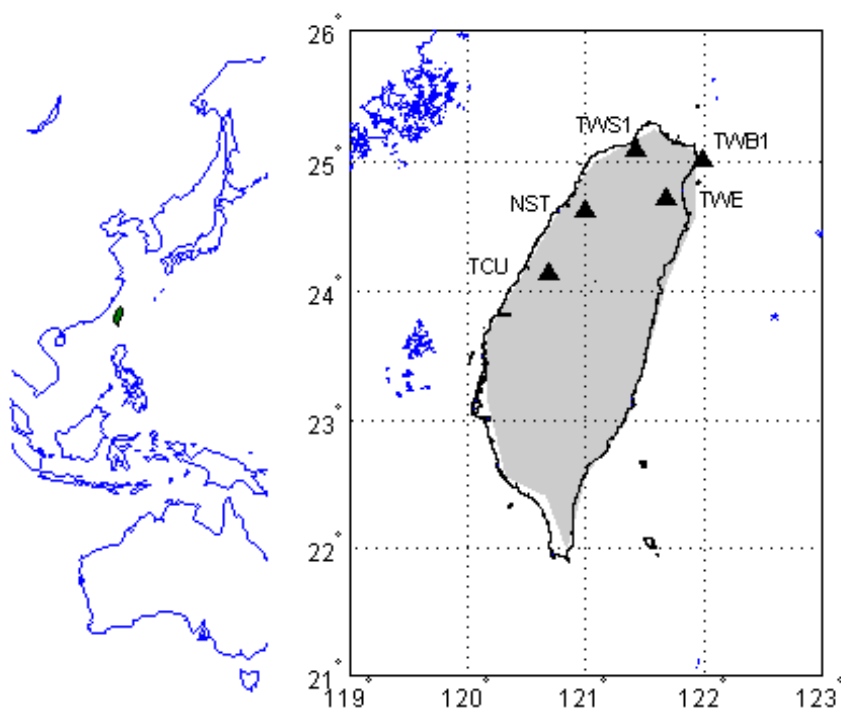


Figura 5.19: Localización de las cinco estaciones para la caracterización de la zona dúctil. NST, TCU, TYWS1, TWE y TWB1.

NST, TCU y TW1, situadas en la costa oeste, son las más alejadas de esta actividad profunda. En la costa este la subducción de la placa del mar de Filipinas bajo la fosa de Ryukyu domina la actividad que caracteriza a las últimas estaciones, TWE y TWB1, siendo sus efectos más intensos sobre la primera de estas. La localización exacta, un breve apunte sobre las características sísmicas y el número de formas de onda analizadas en cada caso se presentan en la Tabla 5.6. Las formas de onda para el cálculo de la atenuación se obtienen personalmente por la autora de esta tesis, en una estancia de dos meses en el CWBT gracias al *Summer Program in Taiwán 2009 for Spanish Students* ofrecido por el *National Council of Taiwan*, también a través de CWBT. Inicialmente se tienen alrededor de 2500 sismogramas para TWS1 y TWB1, 4711 para TWE y en torno a 7000 para TCU y NST. Igual que antes, tras la criba por límites de magni-

tud, localización y calidad estos números se ven reducidos a valores entre 258 para TWS1 y 1184 para TWE, como se muestra en la última columna de la Tabla 5.6.

Tabla 5.6: Localización, actividad y número de formas de onda que se utilizan para el análisis NST, TCU, TYWS1, TWE y TWB1.

Estación	Lon (°E)	Lat (°N)	Actividad	Nº formas de onda
TCU	120.68	24.15	Media	885
NST	121.00	24.63	Media	1094
TWS1	121.42	25.10	Media. Profunda	258
TWE	121.67	24.72	Alta. Profunda	1184
TWB1	121.99	25.01	Alta. Profunda	365

De igual forma, siguiendo la metodología descrita más arriba se calculan las series temporales de atenuación de coda para las cinco estaciones seleccionadas en Taiwán. En este caso, el análisis de la variación con la profundidad se ve dificultado por la complejidad geotectónica y las características locales de la zona de estudio. Además, al reducir la profundidad efectiva, de igual forma que en las tres estaciones colombianas, el número de datos se ve drásticamente reducido, por lo que, en ningún caso ha sido posible un análisis considerando profundidades máximas efectivas menores que 100km. Por otro lado, la proximidad entre las estaciones y su distribución espacial más homogénea cubriendo la mitad norte de la isla favorece un análisis de la distribución espacial de la atenuación ante un análisis en profundidad.

En primer lugar se analizan las estaciones de la costa oeste, NST, TCU y TWS1, para terminar analizando las estaciones más vinculadas al sistema de subducción del noreste de la isla, TWE y TWB1.

NST

Como antes, de las formas de onda disponibles sólo se considerarán aquellas para las que se puedan obtener valores de Q_0^{-1} con un coeficiente de correlación superior a 0.7, de magnitudes entre 2 y 4.5 y en las que, considerando la distancia hipocentral y el lapso de tiempo usado Δt , la distancia efectiva sea igual o menor a 150 km. La distribución espacial de los epicentros correspondientes a las 1094 formas de onda que cumplen estos requisitos se muestra en la Figura 5.20.

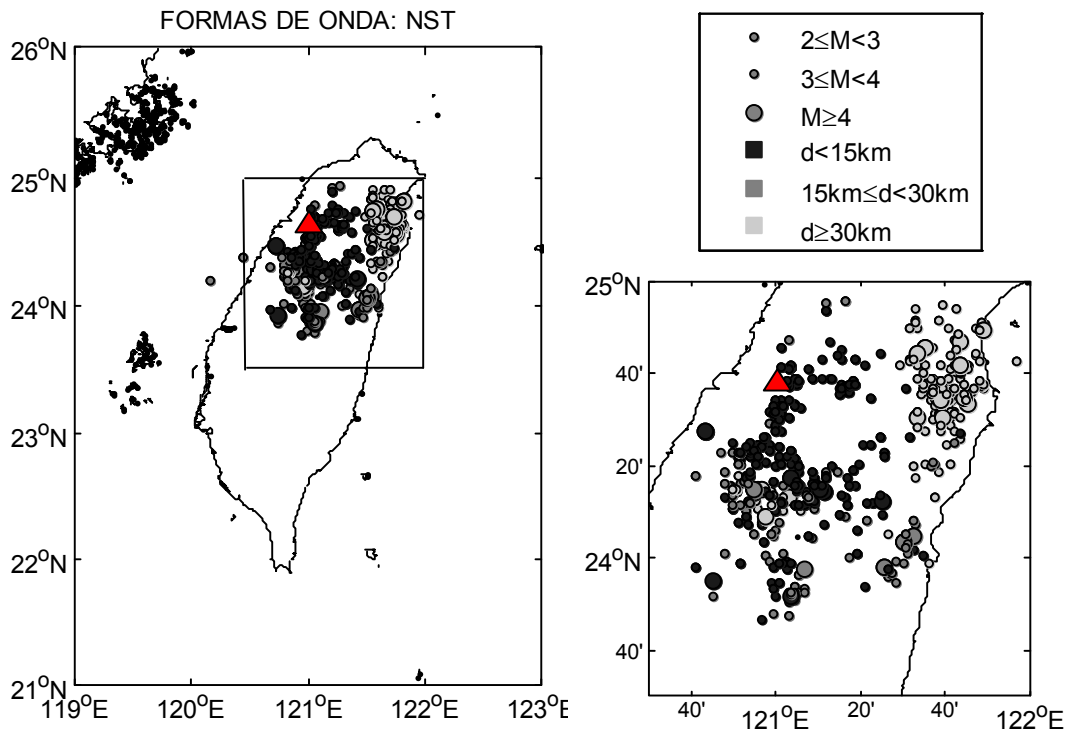


Figura 5.20: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en NST.

Como ya se ha mencionado las características de sismicidad no permiten el cálculo de las series temporales si se acota mucho la profundidad. En este caso, como se muestra en la Figura 5.21, se han calculado las series correspondientes a profundidades máximas efectivas de 150 y 100km. En general muestran valores muy similares. En la Tabla 5.7 se presentan los valores medios, máximos y mínimos obtenidos para estas dos series. Además se comprueba la similitud en las tendencias de ambas series, cuya correlación cruzada da un valor central de 0.66, mostrando tendencias similares, como se presenta en la Figura 5.22.

Tabla 5.7: Valores característicos de las series de atenuación en NST considerando distintas profundidades máximas de muestreo

$P_{max}(Km)$	150	100
$100 \times (Q_0^{-1})_{min}$	1.23	1.43
$100 \times (Q_0^{-1})$	2.04	2.07
$100 \times (Q_0^{-1})_{max}$	3.40	3.21
$\sigma_{(100 \times Q_0^{-1})}$	0.44	0.40
N_{puntos}	155	91

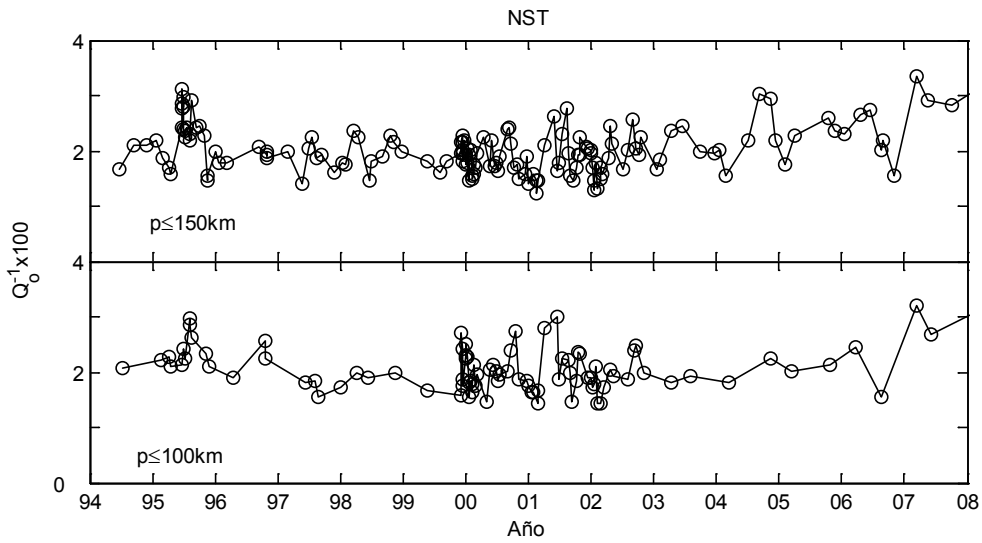


Figura 5.21: Variación temporal de la atenuación en NST, para distintas profundidades máximas de muestreo

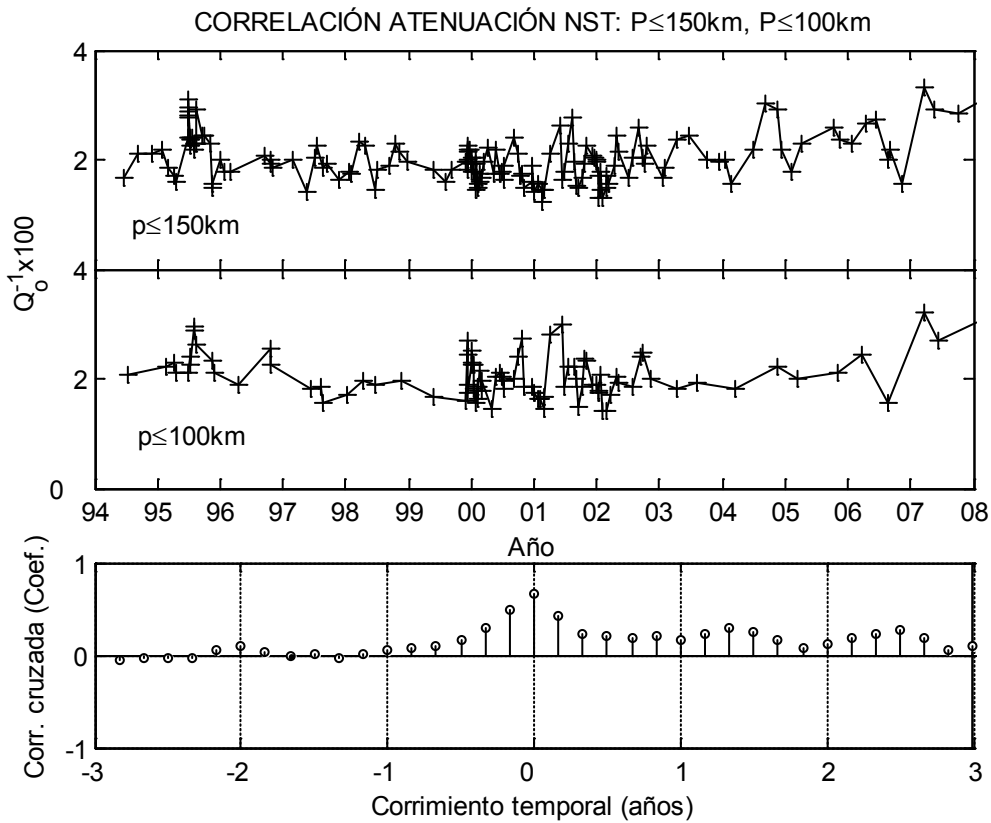


Figura 5.22: Correlación entre las series temporales de atenuación en NST para las profundidades máximas de 150 km y 100 km.

TCU

La distribución espacial de los 885 cuyas formas de onda cumplen las condiciones impuestas para el análisis se muestra en la Figura 5.23. La situación es muy parecida a la analizada en NST. De hecho estas estaciones están separadas 62.4km entre ellas, con lo que muchos de los eventos usados son los mismos y las características geotectónicas son muy parecidas.

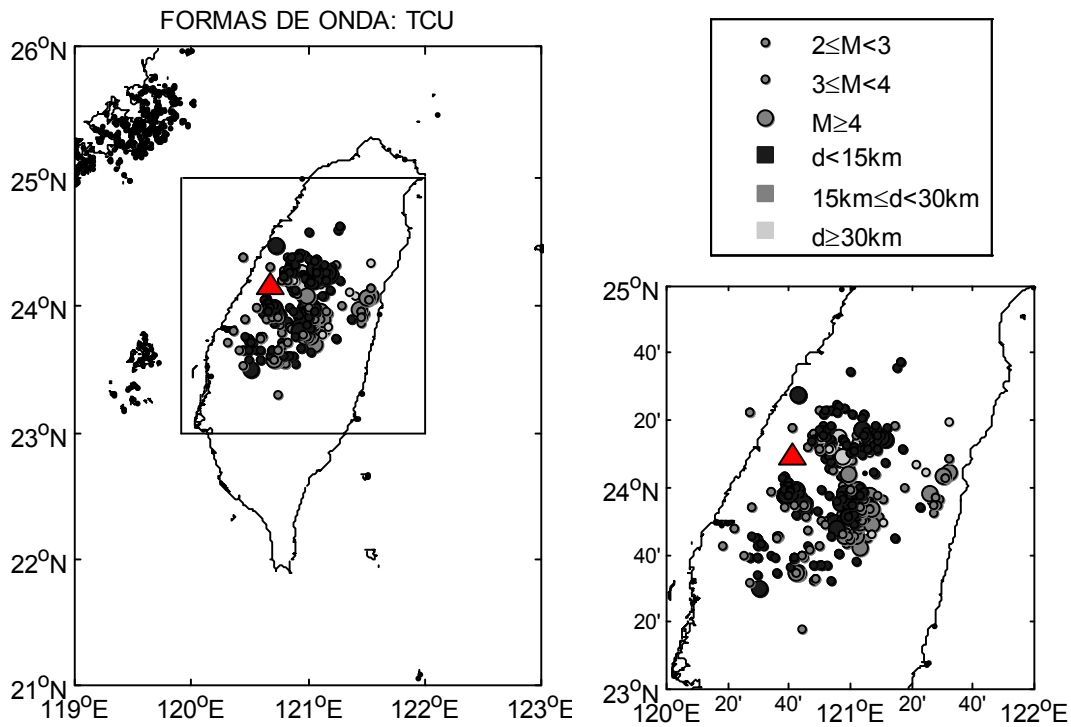


Figura 5.23: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en TCU.

En la Figura 5.24 se muestran las series temporales para las profundidades efectivas máximas de 100 y 150km. Solo 3 eventos presentan una profundidad efectiva menor que 50km por lo que se omite la parte del análisis de atenuación superficial. Los principales valores típicos se muestran en la Tabla 5.8.

Tabla 5.8: Valores característicos de las series de atenuación en TCU considerando distintas profundidades máximas de muestreo

<i>P max(Km)</i>	150	100
$100 \times (Q_0^{-1})_{min}$	0.86	1.04
$100 \times (Q_0^{-1})$	1.62	1.90
$100 \times (Q_0^{-1})_{max}$	2.77	2.78
$\sigma_{(100 \times Q_0^{-1})}$	0.39	0.36
N_{puntos}	125	73

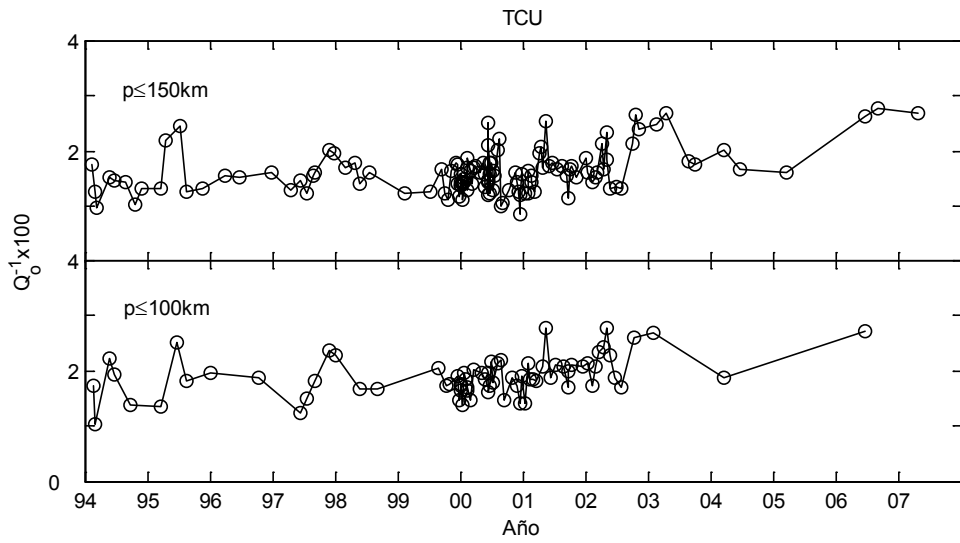


Figura 5.24: Variación temporal de la atenuación en TCU, para distintas profundidades máximas de muestreo

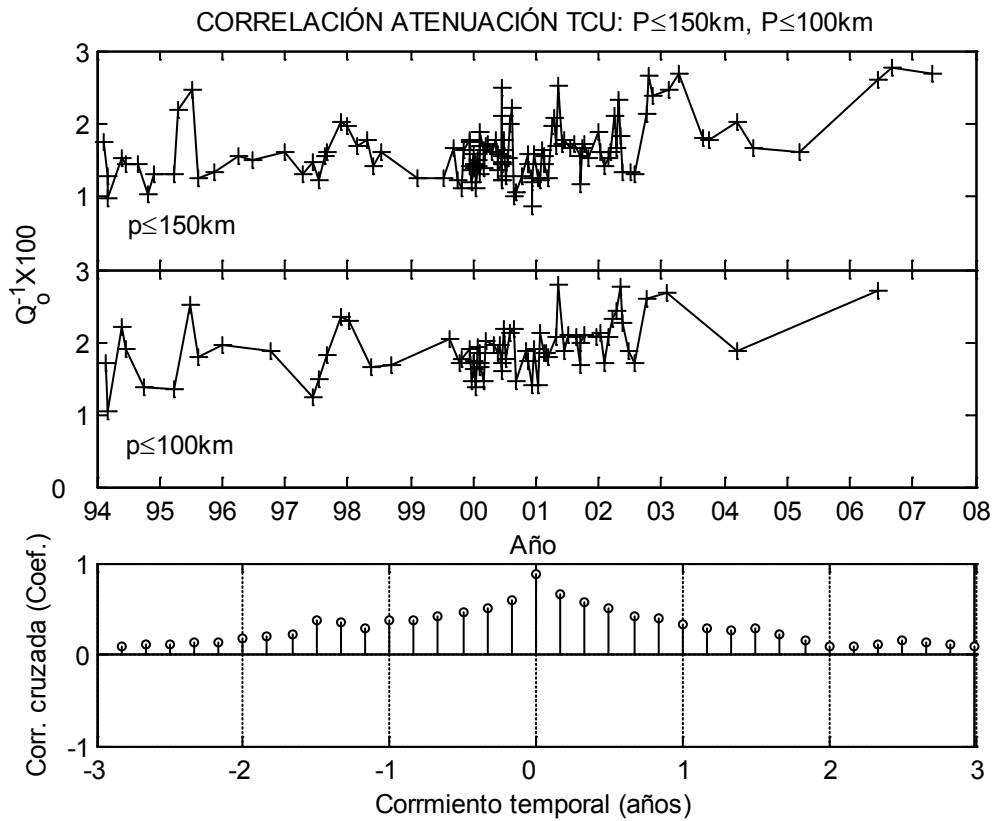


Figura 5.25: Correlación entre las series temporales de atenuación en TCU para las profundidades máximas de 150km y 100km.

TWS1

La distribución espacial de los epicentros correspondientes a las 258 formas de onda que cumplen las condiciones del análisis de atenuación se presenta en la Figura 5.26. De igual manera se dibujan las series temporales que los datos permiten calcular (Figura 5.27).

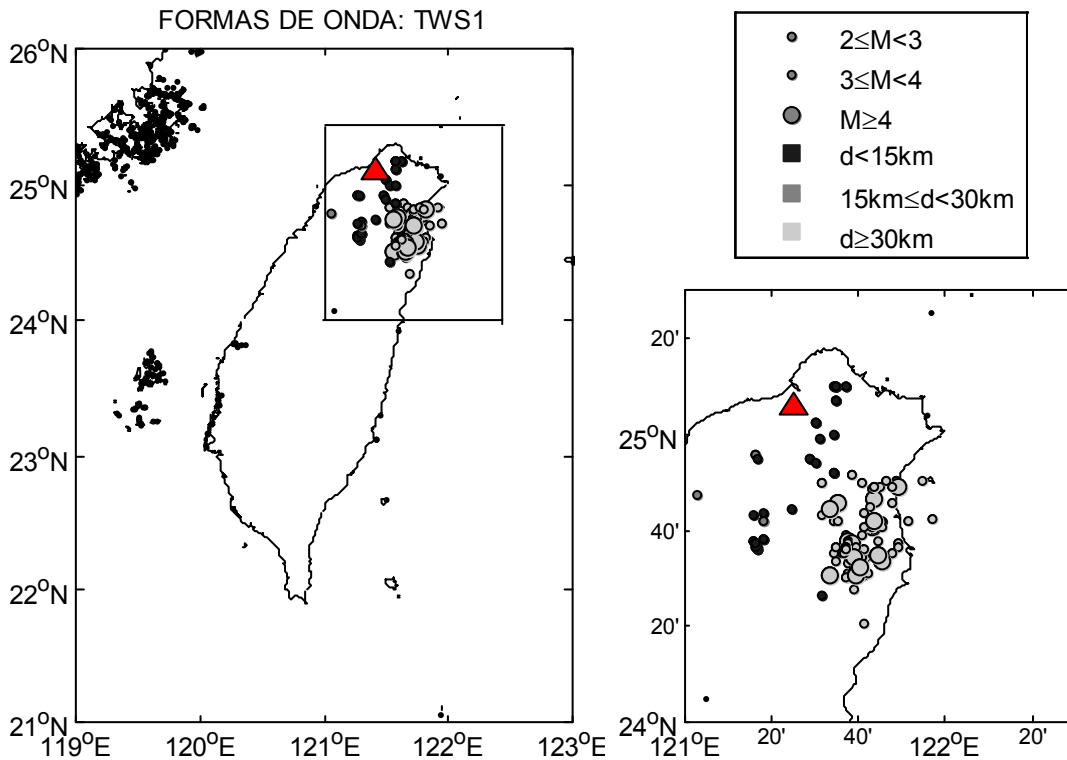


Figura 5.26: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en TWS1.

Muy pocos valores, únicamente 12 puntos, se tienen para profundidades efectivas menores que 100km. Como se aprecia en la Figura 5.27, las dos series son muy similares, la segunda con un tercio de puntos que la primera, resultando como un suavizado de esta. En la Tabla 5.9 se muestran los valores típicos correspondientes.

Tabla 5.9: Valores característicos de las series de atenuación en TWS1 considerando distintas profundidades máximas de muestreo

<i>P max(Km)</i>	150	100
$100 \times (Q_0^{-1})_{min}$	1.22	1.41
$100 \times (Q_0^{-1})$	1.90	1.72
$100 \times (Q_0^{-1})_{max}$	2.75	2.14
$\sigma_{(100 \times Q_0^{-1})}$	0.42	0.21
<i>N puntos</i>	36	12

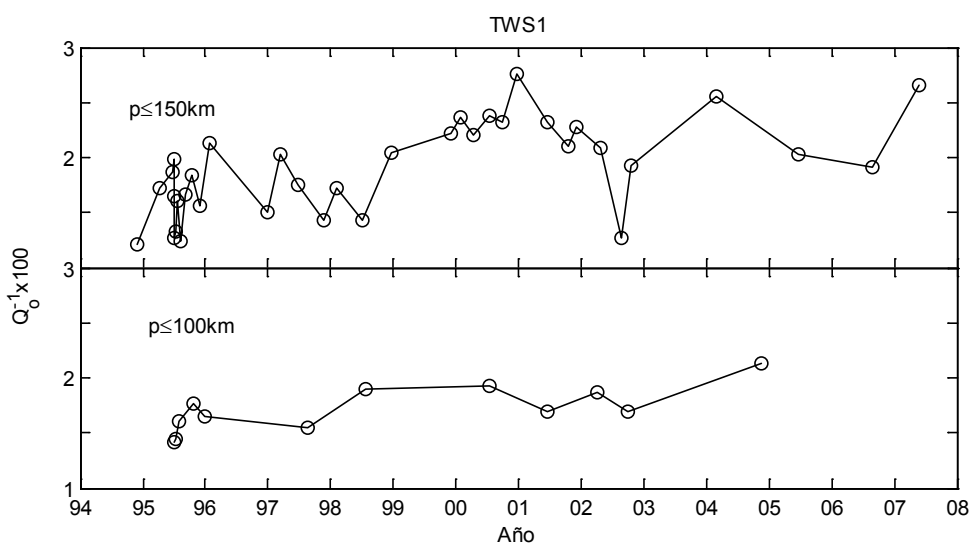


Figura 5.27: Variación temporal de la atenuación en TWS1, para distintas profundidades máximas de muestreo

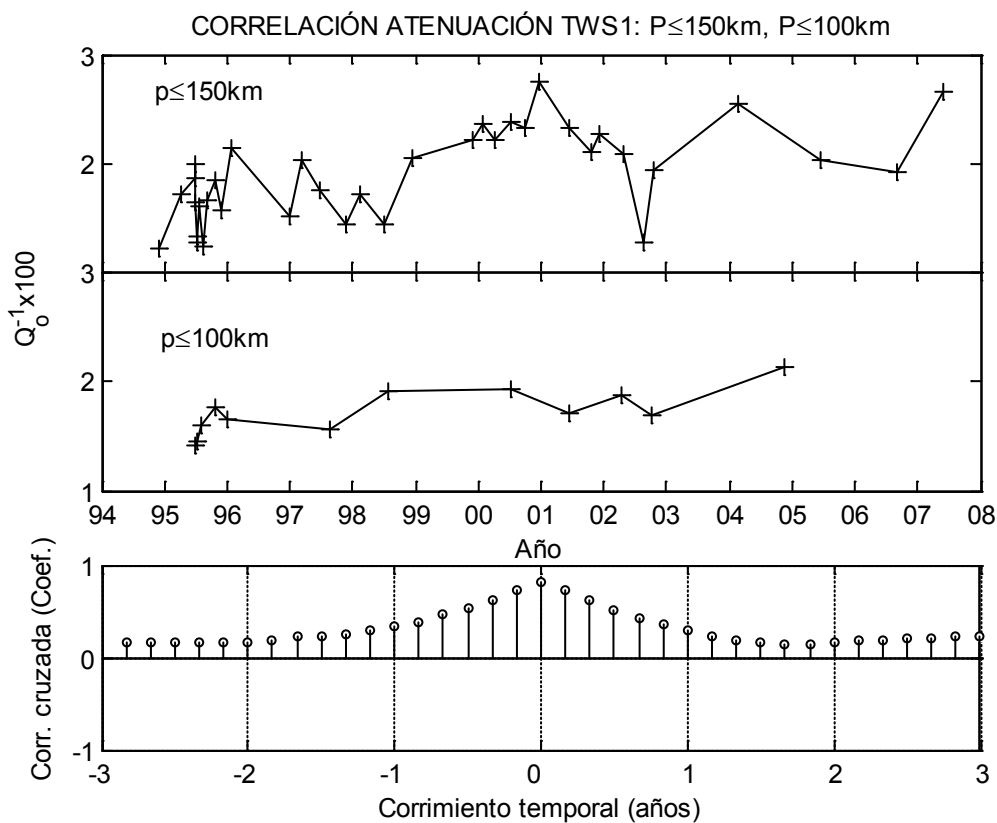


Figura 5.28: Correlación entre las series temporales de atenuación en TWS1 para las profundidades máximas de 150km y 100km.

En este caso no se da el aumento de atenuación al reducir la profundidad como, en mayor o menor grado, ocurría en anteriores ocasiones. Puede deberse al escaso número de puntos de la segunda serie. Se podría suponer que se ve afectada por la proximidad al sistema de subducción, de forma que la profundidad de las estructuras podría provocar un aumento de las heterogeneidades laterales en profundidad, dando lugar a un aumento de la atenuación, invirtiendo el comportamiento habitual. Pero al observar las tendencias de las series y calcular su correlación cruzada (Figura 5.28), las dos series muestran un comportamiento muy similar, con lo que el nivel de heterogeneidad lateral y las características de los dispersores involucrados deben de ser parecidos, no mostrando un cambio del sistema en profundidad. Como se observa en la Figura 5.28, el máximo alcanza un valor de 0.83.

TWE

TWE y TWB1 están localizadas en la costa noreste de la isla, sobre el sistema de subducción de Ryukyu. TWE, es la más próxima al punto de máxima actividad de la isla, como se describe en el capítulo 4. Se tienen 1184 formas de onda que cumplen los requisitos. La Figura 5.29 muestra la distribución de los epicentros correspondientes.

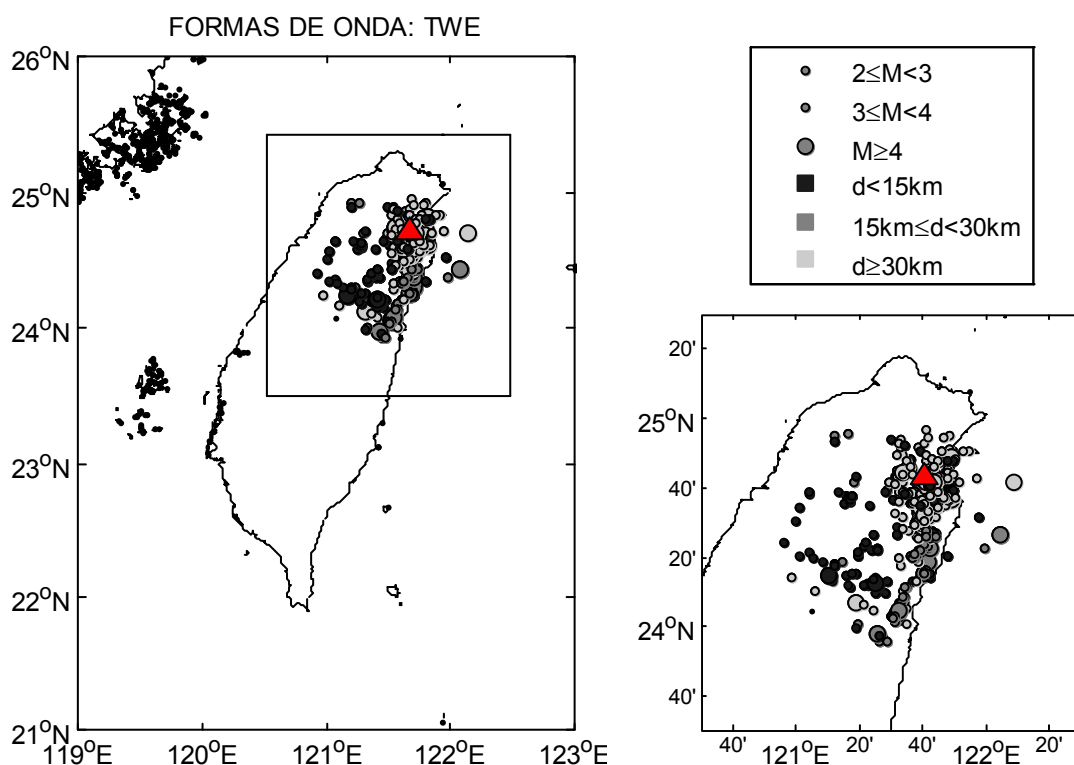


Figura 5.29: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en TWE.

Se exponen a continuación los principales resultados obtenidos. La Figura 5.30 muestra las series temporales y la Tabla 5.10 los valores de atenuación que corresponden. Otra vez, las dos series muestran valores muy similares. Pero al calcular la relación entre las tendencias de las series a través de su correlación cruzada (Figura 5.31), a pesar de obtener una función positiva y simétrica el valor del máximo experimenta una notable reducción frente a los obtenidos en casos anteriores. Este cambio en el comportamiento de las series se atribuye a la presencia de heterogeneidad significativa posiblemente causada por diferencias en las estructuras tectónicas.

Tabla 5.10: Valores característicos de las series de atenuación en TWE considerando distintas profundidades máximas de muestreo

$P \text{ max}(Km)$	150	100
$100 \times (Q_0^{-1})_{min}$	1.54	1.25
$100 \times (Q_0^{-1})$	2.56	2.61
$100 \times (Q_0^{-1})_{max}$	3.91	3.76
$\sigma_{(100 \times Q_0^{-1})}$	0.53	0.60
N_{puntos}	168	70

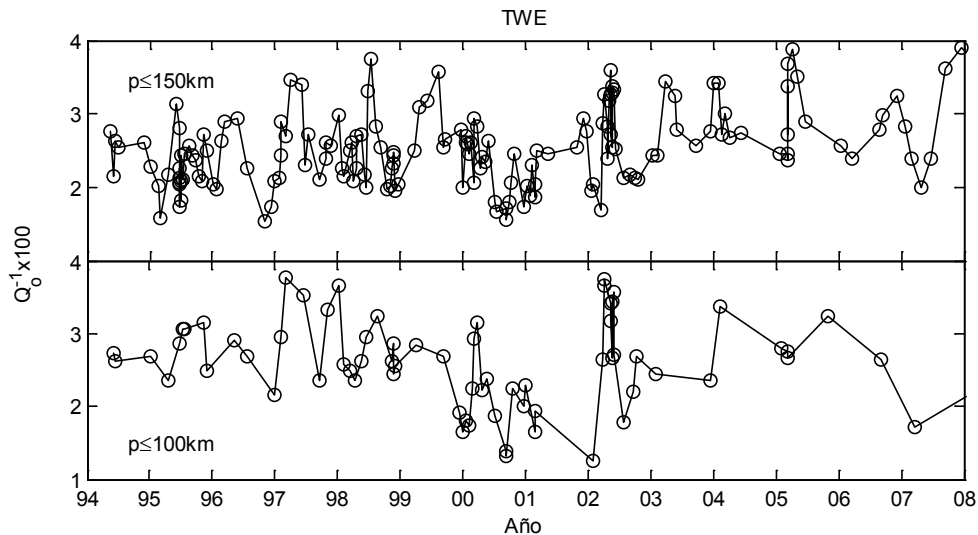


Figura 5.30: Variación temporal de la atenuación en TWE, para distintas profundidades máximas de muestreo

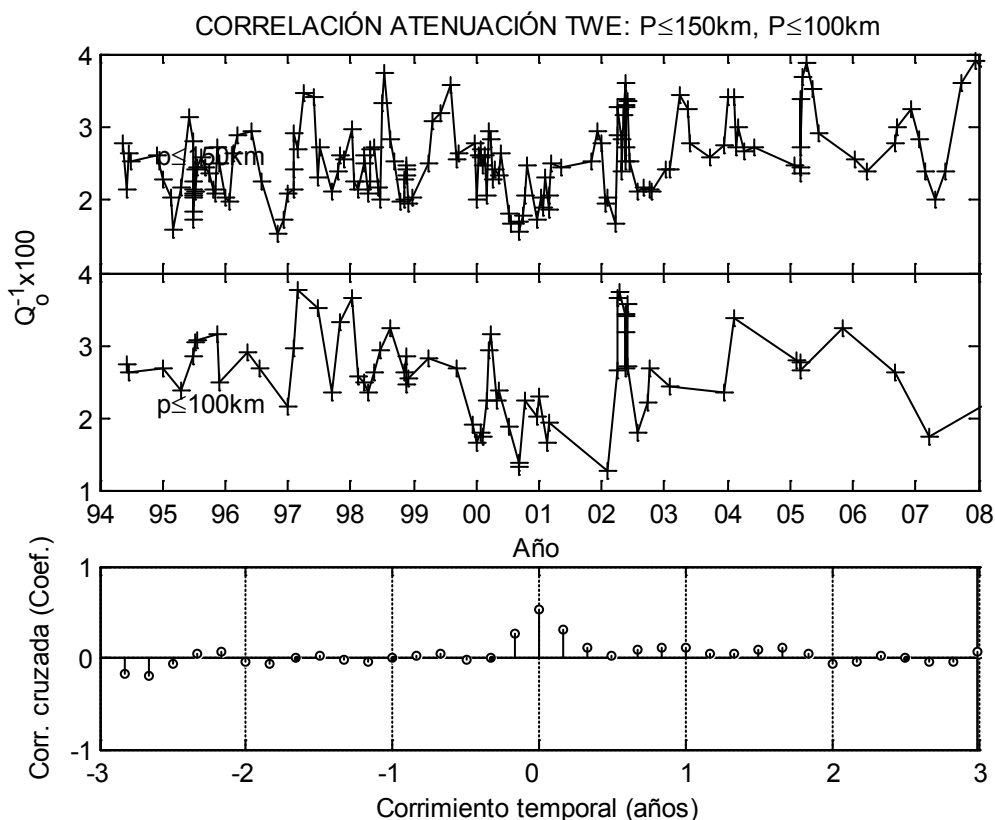


Figura 5.31: Correlación entre las series temporales de atenuación en TWE para las profundidades máximas de 150km y 100km.

TWB1

Y finalmente, en la Figura 5.32 se muestra la distribución espacial de los sismos correspondientes a las 365 formas de onda usadas en el análisis de atenuación para la estación TWB1. A pesar del reducido número de puntos que se obtienen al disminuir la profundidad, se presentan ambas series en la Figura 5.33, como en casos anteriores, y se adjunta una Tabla 5.11 con los valores típicos de Q_0^{-1} . La serie para profundidades menores presenta una estabilidad temporal inusual. Salvo algunas variaciones los primeros años del análisis, los valores de atenuación no presentan grandes desviaciones del valor medio durante todo el periodo. Es posible que el escaso número de datos en este caso de lugar a un suavizado extremo de la serie provocando aliasing.

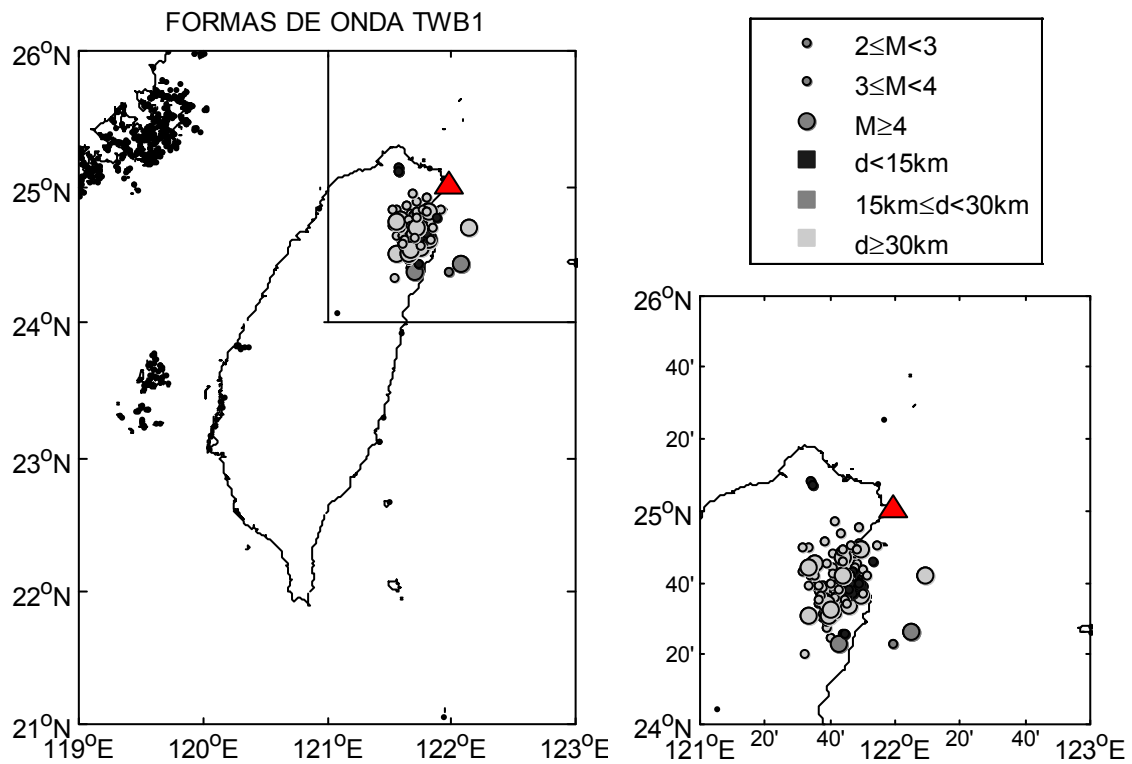


Figura 5.32: Distribución de los eventos cuyas formas de onda se utilizan para el análisis de la atenuación y la caracterización de la zona dúctil en TWB1

Tabla 5.11: Valores característicos de las series de atenuación en TWB1 considerando distintas profundidades máximas de muestreo

$P_{max}(Km)$	150	100
$100 \times (Q_0^{-1})_{min}$	1.80	2.16
$100 \times (Q_0^{-1})$	2.86	3.01
$100 \times (Q_0^{-1})_{max}$	4.16	4.44
$\sigma_{(100 \times Q_0^{-1})}$	0.52	0.62
N_{puntos}	51	15

Aunque debido a su situación geotectónica, tampoco puede descartarse que las variaciones temporales de la zona dúctil a nivel más superficial sean mucho menores que en profundidad debido al sistema de subducción de Ryukyu. Al calcular la correlación de las series (Figura 5.34) se tiene un valor máximo no muy elevado, 0.64, al que hay que añadir que la correlación no se reduce drásticamente al desplazar una serie respecto de otra, como ocurría en los casos anteriores, haciendo que la hipótesis del aliasing por el escaso número de puntos gane peso.

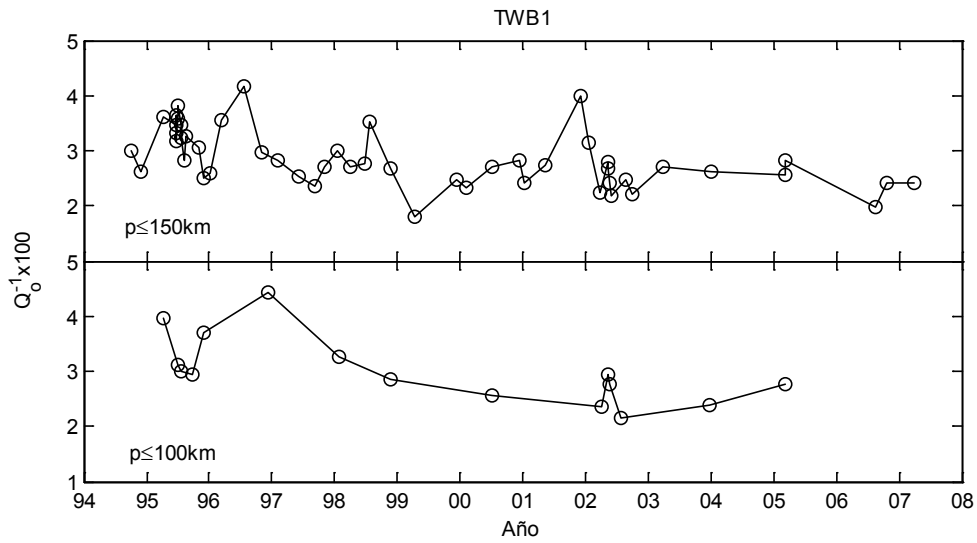


Figura 5.33: Variación temporal de la atenuación en TWB1, para distintas profundidades máximas de muestreo

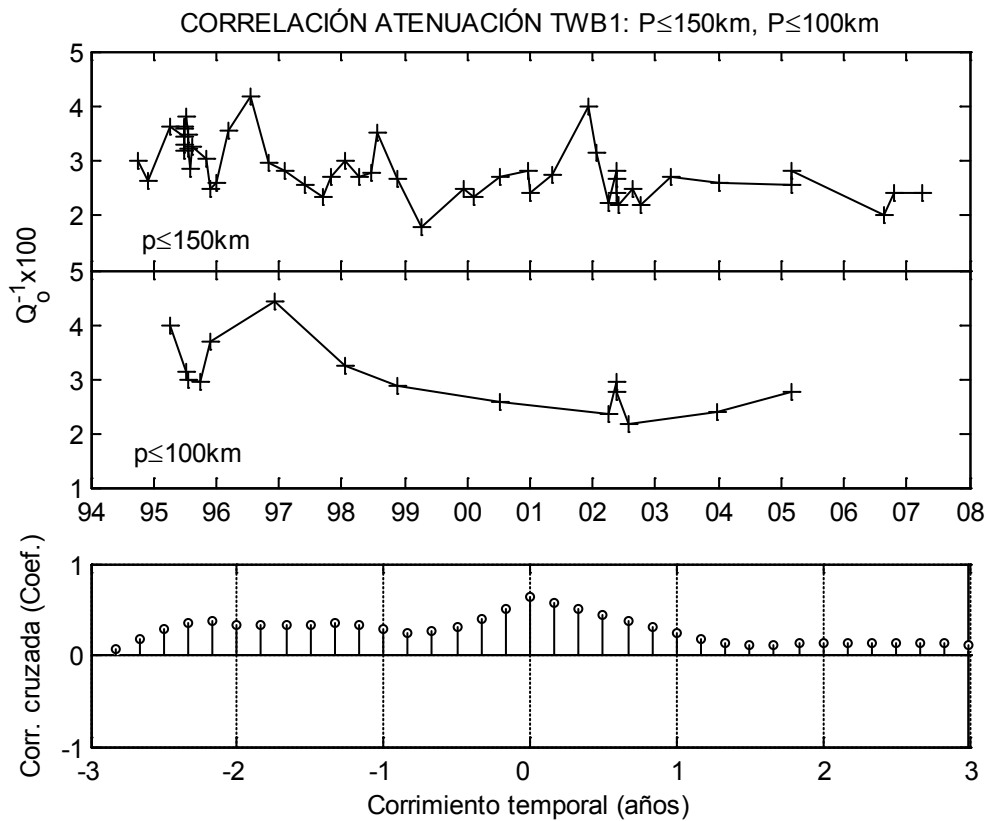


Figura 5.34: Correlación entre las series temporales de atenuación en TWB1 para las profundidades máximas de 150km y 100km.

Caracterización de la zona dúctil

Igual que en el caso de Colombia, en la Figura 5.35 se muestran las series que finalmente se usarán para caracterizar la zona dúctil en el estudio de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera. Otra vez, se ha escogido situar los límites de distancia y profundidad efectiva a 150km.

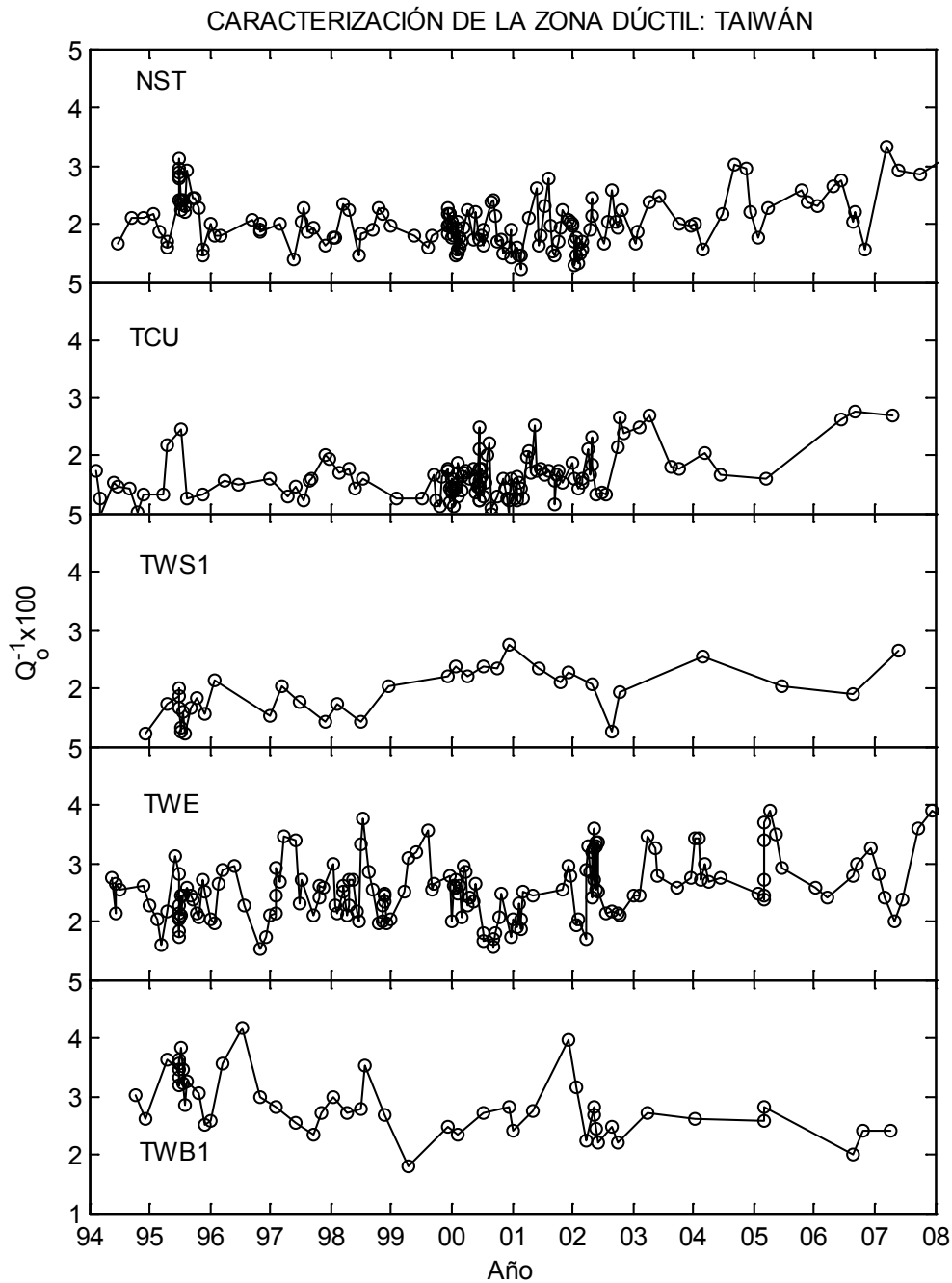


Figura 5.35: Caracterización de la zona dúctil en NST, TCU, TWS1, TWE Y TWB1.

En las estaciones de la costa oeste, las tendencias son similares al reducir la profundidad, por lo que, siguiendo el criterio aplicado en las estaciones colombianas, se utiliza la serie con más cantidad de datos. Para TWB1 no se tienen datos suficientes para reducir la profundidad, y por consistencia, se decide aplicar los mismos límites a la estación restante, TWE. Siguiendo el mismo procedimiento que en el caso de Colombia en la Tabla 5.12 se muestran los principales parámetros característicos de estas cinco series. La descripción de los diferentes parámetros se ha realizado más arriba, destacando por su importancia en análisis posteriores los valores del intervalo de tiempo entre puntos, el número de puntos y los valores característicos de Q_0^{-1} . Los valores de Q_0 están comprendidos en el intervalo [24,116] y están de acuerdo con resultados obtenidos previamente en esta zona. Chung et al. (2009) dan valores entre 60 y 120. También Chen et al. (1989), $Q_C = 117f^{0.77}$, Wang (1988), $Q_S = 200$ o Chen y Nuttli (1984), $Q_0 = 149$, tienen resultados del mismo orden.

Tabla 5.12: Datos estadísticos de las series de caracterización de la zona frágil en NST, TCU, TWS1, TWE Y TWB1.

Parámetro	Series de atenuación: $[t, Q_c^{-1}]$				
	NST	TCU	TWS1	TWE	TWB1
Fecha_i	18/06/94	13/02/94	03/12/94	16/05/94	04/10/94
Fecha_f	06/07/08	21/04/07	29/05/07	01/10/08	02/04/07
N_pts	155	125	36	168	51
Na (años)	14.1	13.3	12.6	14.5	12.6
npa	11.0	9.4	2.9	11.6	4.1
npa_min	3	1	0	5	1
npa_max	28	42	11	23	13
npa_mean	10.9	9.5	2.7	11.6	3.9
npa_std	8.1	11.2	2.8	11.6	3.3
npa_cv	0.74	1.18	1.05	0.58	0.87
dt_min (días)	0.03	0.08	1.66	0.06	0.15
dt_max (días)	195.9	452.3	497.6	225.8	531.5
dt_mean (días)	31.4	37.2	126.1	30.6	89.8
dt_std (días)	36.5	59.1	135.5	36.5	104.8
dt_cv	1.14	1.59	1.06	1.19	1.17
$(100*Q^{-1})_{min}$	1.23	0.86	1.22	1.54	1.8
$(100*Q^{-1})_{max}$	3.34	2.77	2.75	3.91	4.16
$(100*Q^{-1})_{mean}$	2.02	1.62	1.88	2.54	2.87
$(100*Q^{-1})_{std}$	0.41	0.38	0.40	0.51	0.52
$(100*Q^{-1})_{cv}$	0.20	0.24	0.21	0.20	0.18

Los valores más bajos de atenuación se obtienen para las estaciones de la costa oeste, TCU, NST y TWS1, con valores medios de Q_0 de 61.7, 49.0 y 52.6, mientras que los máximos de atenuación y por lo tanto valores inferiores de Q_0 se dan en la costa este, en las estaciones TWE y TWB1 con valores medios de 39.1 y 34.9. Esta distribución es consistente con el hecho

de que bajo las dos últimas estaciones domina la subducción y, muy probablemente, la presencia de grandes heterogeneidades laterales, mientras que en la costa oeste domina la actividad cortical siendo una zona de menor sismicidad.

Al observar las series temporales y los parámetros obtenidos en el estudio de Taiwán, se observa una irregularidad importante en la distribución de los datos para la estación TCU, (véanse los parámetros dt_{min} , dt_{max} , dt_{mean} , dt_{std} y dt_{cv} en la Tabla 5.12) con un coeficiente de variación ($dt_{cv}=1.59$) de casi 1.6. La causa es que los sismos correspondientes a las formas de onda utilizadas están concentrados en una pequeña ventana temporal central. Por otra parte se observa un número muy reducido de puntos en TWS1 en relación con los que se tienen para la serie de sismicidad correspondiente. Es posible que anomalías o malfuncionamientos de estas estaciones hayan sesgado la selección de formas de onda. En cualquier caso, la heterogeneidad en la distribución de los datos, escasez de los mismos o la presencia de tendencias locales son factores que afectarán y por lo tanto han de evaluarse, a la hora de correlacionar estas series con aquellas obtenidas para la sismicidad, para la evaluación de la hipótesis de interacción frágil-dúctil de la litosfera.

5.4 Conclusiones

En general, los valores de Q_0^{-1} obtenidos para todas las estaciones analizadas, tanto en Colombia como en Taiwán, en el periodo de tiempo entre 1994 y 2007, muestran un acuerdo excelente con resultados obtenidos por otros en trabajos anteriores. En efecto, en Colombia, los valores medios de Q_0 en las tres series calculadas en Tolima son de 59.5 ($d_{ef} \leq 150km, p \leq 100km$), 52.1 ($d_{ef} \leq 150km, p \leq 50km$) y 44.4 ($p \leq 30km$), y comprendidos entre 25.2 ($d_{ef} \leq 100km, p \leq 30km$) y 44.8 ($d_{ef} \leq 150km, p \leq 100km$) en todos los casos en Prado. Estos valores se ajustan a los obtenidos por otros autores en estudios anteriores, como $Q_0 = 44$ obtenido por Ugalde et al. (2002) en los eventos ocurridos antes y después del terremoto de Armenia de 1999 considerando, al igual que en el caso que nos ocupa, distancias hipocentrales largas, o $Q_0 = 30 \pm 1.2$ obtenido por Londoño (1996) en su análisis para el volcán Nevado del Ruiz. En el caso de Barichara, la atenuación media en $d_{ef} \leq 150km, p \leq 150km$ es algo mayor, $Q_0 = 21.1$. Los valores de Q_0 que se obtienen sin considerar esa serie, la calculada para la profundidad más alta considerada, están entre 29 y 43 muy similares a los que se tienen en las otras dos estaciones y por lo tanto, consistente con estudios anteriores.

Se observa una dependencia clara con la profundidad, aumentando la atenuación al disminuir la profundidad, que, en general, indica menor atenuación en la litosfera superior que en la corteza (Chung, 2009). Una excepción se produce en el caso de Barichara, en el que la atenuación aumenta significativamente en la serie de máxima profundidad, lo que se achaca al aumento de heterogeneidad lateral debido a un nido sísmico localizado bajo la estación y a profundidades de en torno a 150km, que coincide con el momento en el que se rompe la dependencia normal de la atenuación con la profundidad. Esta hipótesis se ve respaldada por la correlación que se tiene entre las series temporales para distintas profundidades máximas. Las correlaciones obtenidas para una misma estación son, salvo en este punto, altas, con valores del coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo de en torno a 0.7, indicando que, aunque la atenuación media cambia con la profundidad no lo hace la tendencia, es decir, el patrón de la evolución temporal de la atenuación es similar a cualquier profundidad. No ocurre así en el caso de la serie sísmica afectada por el nido sísmico (Barichara $d_{ef} \leq 150km, p \leq 150km$) y la más próxima (Barichara $d_{ef} \leq 150km, p \leq 100km$), para las que se obtiene una correlación pobre con un máximo del coeficiente de correlación central de 0.16, indicando que se trata de series no correlacionadas y disimilares, probablemente representativas de procesos con diferentes patrones de evolución temporal. Esta falta de correlación se atribuye a que probablemente coexisten sistemas dinámicos de características diferentes representativos de la tectónica regional y de la más local específica del nido sísmico de Bucaramanga.

En Taiwán, los valores medios obtenidos de Q_0 están comprendidos en el intervalo [33,62] y todos los valores en el intervalo [23,116], lo que está de acuerdo con resultados obtenidos previamente en esta zona. Chung et al. (2009) dan valores entre 60 y 120. También Chen et al. (1989), $Q_C = 117f^{0.77}$, Wang (1988), $Q_S = 200$ o Chen y Nuttli (1984), $Q_0 = 149$, obtienen resultados compatibles. Los valores más bajos de atenuación se obtienen para las estaciones de la costa oeste, TCU, NST y TWS1, con valores medios de Q_0 de 61.7, 49.0 y 52.6, mientras que los máximos de atenuación y por lo tanto valores inferiores de Q_0 se dan en la costa este, en las estaciones TWE y TWB1 con valores medios de 39.1 y 34.9. Esta distribución es consistente con el hecho de que bajo las dos últimas estaciones domina la subducción y, probablemente también, la presencia de grandes heterogeneidades laterales con una mayor tasa de actividad, mientras que en la costa oeste domina la actividad cortical siendo una zona de menor sismicidad.

A pesar de que en esta región no se ha podido reducir tanto la profundidad como en el caso de Colombia, debido a que el número de datos era insuficiente para generar series temporales, sí se ha analizado la variabilidad entre una profundidad efectiva máxima de 100km y de 150km. Las diferencias en los valores medios son mínimas, pero al correlacionar las series se observan dos comportamientos. En las estaciones de la costa oeste, NST, TCU y TWS1, las de menor actividad y por lo tanto menores valores de atenuación, la correlación entre las series obtenidas considerando estas profundidades efectivas máximas es alta sobre todo en las dos últimas para las que se alcanzan valores de 0.87 y 0.83 respectivamente. El máximo es de 0.66 en el caso de NST. En el caso de TWE, la estación más cercana al sistema de subducción de Ryukyu se tiene el menor valor de la correlación, 0.53. La diferencia no es tan significativa como en el caso del nido sísmico, lo que se atribuye a que posiblemente no se trata aquí de un cambio repentino en la geotectónica con la profundidad, si no que, la subducción provoca una variación gradual en el nivel de heterogeneidad lateral al variar la profundidad. TWB1 presenta un valor máximo de 0.64, pero se observa que la función de correlación no disminuye al desplazar una serie respecto de otra, cosa que ocurre en todos los demás casos, esto hace suponer que una de las series presenta problemas por el escaso número de datos.

Finalmente, se han seleccionado y presentado las series que se utilizarán en el capítulo siguiente para analizar la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera y evaluar el potencial predictivo de este modelo. Tras haber estudiado la variación de las series temporales con la profundidad, se establece aplicar una profundidad máxima efectiva de 150km en todos los casos. Algunas estaciones taiwanesas (TCU y TWS1) presentan series temporales con una distribución de datos altamente heterogénea lo que, en un principio, hizo que se planteara descartarlas para el análisis. Finalmente, se ensaya la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera en todas las estaciones, de forma que podrán establecerse los efectos de estas carencias en los resultados finales. Estas carencias pueden ser debidas a un malfuncionamiento, no documentado, de la estación; lo que ha provocado un muestreo temporal de las formas de onda inapropiado para las características de este estudio, o también a las condiciones restrictivas en la selección de formas de onda, que al tener que realizarse de forma sistemática debido al elevado número de datos involucrados, puede resultar en un exceso de formas de onda descartadas, limitando demasiado el número final de datos.

6.APLICACIÓN III

Análisis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

6.1 Introducción

Fue Chouet (1979) 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 Q_C (aumento de la atenuación). Más adelante, Jin y Aki (1989, 1993), a partir de un análisis detallado de la correlación entre la evolución de Q_C^{-1} y la sismicidad, establecen que, bajo determinadas condiciones, ambas series evolucionan de forma similar y sugieren que la variación temporal de Q_C^{-1} 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, lo que favorecería 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 (2003) 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 Jin et al., 2004; Aki, 2004). 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 $N(M_C)$.

En este capítulo se analiza esta hipótesis de la interacción frágil dúctil. 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, es decir, cuando se avecina un terremoto importante.

Primero se expone el método para este análisis, que requiere definir los parámetros involucrados y construir las series temporales de sismicidad y de atenuación para un periodo suficientemente largo de tiempo, de forma que sea posible el análisis de correlación y su relación con la ocurrencia de grandes terremotos. Esta descripción de la metodología se ilustrará usando como ejemplo guía el caso de California Central. Estas series temporales han sido usadas en diversos trabajos para aportar evidencias sismológicas a la hipótesis de la interacción

frágil-dúctil (e.g. Jin y Aki, 1993, Aki, 2004 y Jin et al., 2004). Posteriormente se presenta el estudio detallado de correlación de diversas zonas de Colombia y de la isla de Taiwán. Evidentemente, para poner a prueba esta hipótesis se requiere disponer de datos de gran calidad en un periodo de tiempo suficientemente extenso. Colombia y Taiwán se han escogido porque, además de corresponder a zonas de diferentes características geotectónicas, disponen de una buena infraestructura de estaciones sísmicas y de datos para el estudio de la sismicidad, a partir de catálogos sísmicos, y para el análisis de la atenuación de la coda a partir de formas de onda. Una última sección dedicada a la discusión, conclusiones y recomendaciones cerrará este capítulo.

Un aspecto novedoso que aporta esta tesis es la técnica que permite 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. Veremos la eficiencia y utilidad de esta técnica, ya en el análisis de a series sísmicas de California Central, tomada de Jin et al. (2004) que cubren el periodo entre los años 1941 y 2003, es decir, más de 60 años.

6.2 El método

Aunque las técnicas utilizadas para el estudio y análisis de la atenuación de las ondas de coda y de la sismicidad se han descrito con detalle en los capítulos 3, 4 y 5, dedicados respectivamente a la metodología y a los análisis de la sismicidad y de la atenuación, en esta sección se resumen los principales aspectos cuantitativos relacionados con los parámetros involucrados y las técnicas usadas para su medida. Primero se describen los parámetros relacionados con la construcción de las series temporales que caracterizan el comportamiento de la zona frágil (sismicidad) y después se detallan los procedimientos para la construcción de las series temporales de atenuación; finalmente se detallan los aspectos relacionados con la correlación de ambas series temporales. Como se ha comentado más arriba, se toma un caso de estudio de la literatura (Jin et al. 2004) para detallar los aspectos prácticos del método.

6.2.1 La zona de estudio. (California Central)

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 (1994) extienden este periodo hasta 2003 usando la estación Coe Ranch (CCO). La Figura 6.1 muestra la región de estudio analizada por Jin et al (2004) y el detalle de la zona de California Central.

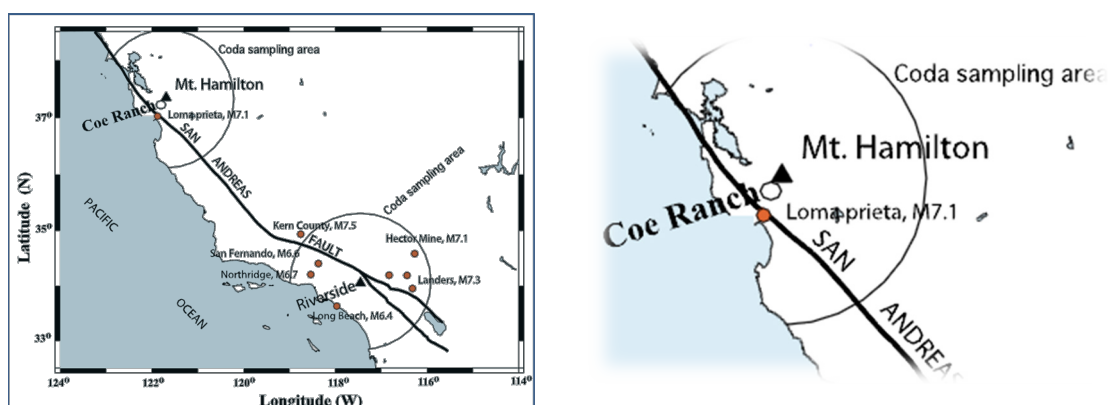


Figura 6.1: Zona de estudio de Jin et al. (2004) y detalle de la zona de California Central que se ha tomado como ejemplo guía del método de análisis de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil.

Pueden observarse las dos estaciones usadas, MHC y CCO, y el epicentro del terremoto de Loma Prieta¹³ que, con una magnitud (M_s) 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.

¹³ El terremoto fue producido por un deslizamiento de la falla de San Andrés y causó 63 muertos y 3757 heridos, así como miles de personas sin hogar.

6.2.2 Sismicidad. (Caracterización de la zona frágil: $N(M_C)$)

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. Llamamos distancia efectiva d_{ef} al radio de este círculo. La magnitud umbral depende de la sismicidad de la región. Jin et al. (2004) usan un valor de 3 para la magnitud umbral y una distancia efectiva d_{ef} de 120 km (véase Figura 6.1) que definen en función de la zona muestreada por las ondas de coda usadas para el estudio de la atenuación. 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 n 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 M_C . Es decir el número relativo de terremotos con magnitud dentro del intervalo $[M_C, M_C + 0.5]$. Llamamos a este número crítico $N(M_C)$ y suele darse en porcentaje. Para el análisis de este parámetro se ha usado la magnitud local M_L .

Jin et al (2004) 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 d_{ef} de 120 km. Para calcular la serie temporal usan el catálogo ANSS (*Advanced National Seismic System*) para California Central. Las ventanas temporales quedan definidas por 100 terremotos consecutivos con solapes de 25 sismos. Es decir, en este caso, 75 sismos después del inicio de la serie anterior. El valor $N(M_C)$ 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 $N(M_C, t)$. La Figura 6.2 muestra la serie temporal obtenida por Jin et al (2004) para la zona de California Central para el periodo 1940-2003, con valores típicos entre el 5 y el 15%. Como puede observarse, la construcción de la serie temporal $N_{M_{Ch}}(t)$ 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. En cualquier caso es obvio que la serie que se obtiene es heterogénea y con un paso de tiempo inconstante.

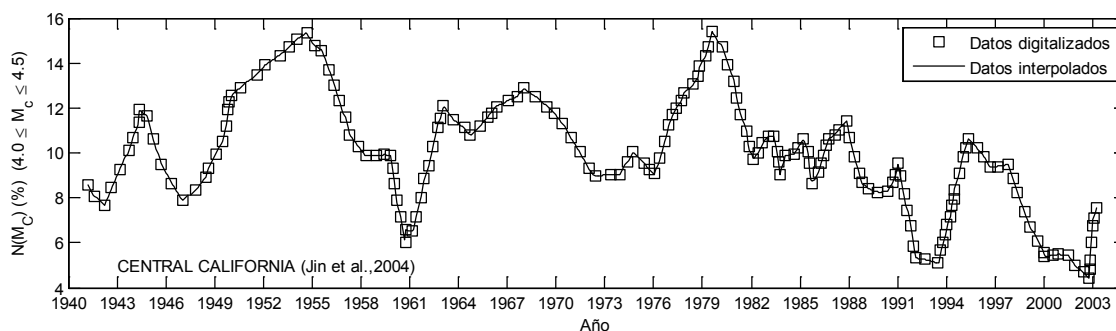


Figura 6.2: Serie temporal que caracteriza la zona frágil. La serie se ha tomado de Jin et al. (2004). Los marcadores corresponden a los puntos que se han digitalizado de la Figura 2(a) de Jin et al. (2004) La línea continua corresponde a puntos interpolados entre los digitalizados.

6.2.3 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 (2004) usan el bien conocido método de Aki y Chouet (1975) que supone coincidencia fuente- estación y que la coda observada en los sismogramas se compone de ondas retro-dispersadas una vez (dispersión simple) en los dispersores, que se supone están 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:

$$A(t|f) = A_0(f)t^{-1} \exp(-Bt) \quad (6.1)$$

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:

$$B = \pi f Q_C^{-1} \quad (6.2)$$

donde Q_C^{-1} se llama inverso del factor de 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} para la región Central de California, Jin y Aki (1989, 1993) 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. Como, para el periodo 1940-1991 los sismógrafos Wood-Anderson registraban en papel, el decaimiento de la coda se ajustaba primero visualmente mediante su envolvente, que

se digitalizaba a una frecuencia de muestreo de 20 muestras por segundo. Para el período entre 1991 y 2003 usaron sismogramas digitales registrados en la estación Mt. Hamilton (MHC). Los detalles de esta extensión del periodo de observación 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 aproximadamente¹⁴ de 120 km de acuerdo a la teoría de retro-dispersión simple. Para hallar la serie temporal de la atenuación, Jin et al. (2004) consideran que, para obtener valores estables de Q_C^{-1} , se requieren entre 10 y 15 medidas. En el caso del estudio de California Central, para obtener valores estables con una resolución temporal razonable, 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, es decir, en este caso el tiempo correspondiente al sexto sismo de los once usados. De esta forma queda construida la serie temporal $Q_C^{-1}(t)$. La Figura 6.3 muestra esta serie temporal obtenida por Jin et al. (2004) para la zona de California Central y para el periodo 1941-2003, con valores típicos de Q_C^{-1} entre 0.005 y 0.015, es decir con valores del factor de calidad entre 200 y 67.

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 esta tesis se usa la técnica de Sato (1977), como se ha descrito en el capítulo 5. Por completitud y comodidad del lector se resumen a continuación los aspectos cuantitativos de esta técnica. El modelo de Aki y Chouet (1975) 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 (Rautian y Khalturin, 1978). 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 (1977) 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.

¹⁴ Supuesta una velocidad de 3 km/s y un tiempo de viaje de ida y vuelta de 80 s corresponde a un dispersor situado a 120 km.

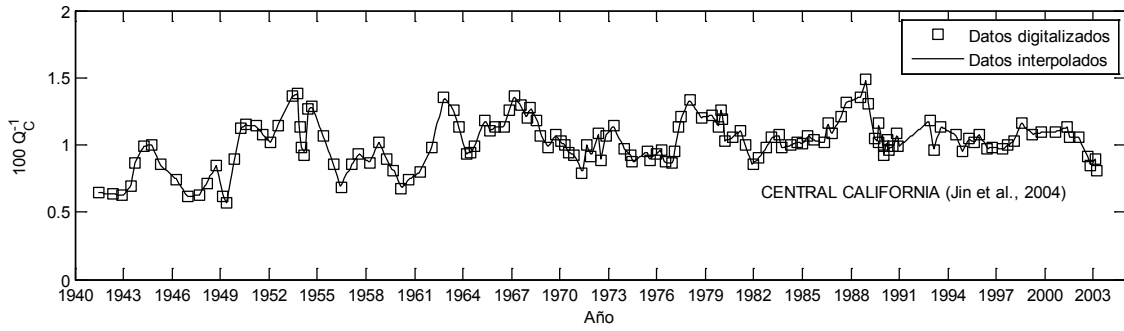


Figura 6.3: Serie temporal que caracteriza la zona dúctil. La serie se ha tomado de Jin et al. (2004). Los marcadores corresponden a los puntos que se han digitalizado de la Figura 2(a) de Jin et al. (2004) La línea continua corresponde a puntos interpolados entre los digitalizados.

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:

$$\ln \left[\frac{A_{Obs}(f|r, t)}{k(r, \alpha)} \right] = \ln C(f) - \left(\frac{\pi f}{Q_C} \right) t \quad (6.3)$$

con:

$$k(r, \alpha) = \left(\frac{1}{r} \right) K(\alpha)^{0.5} \quad (6.4)$$

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

donde $A_{Obs}(f|r, t)$ es la amplitud cuadrática media o rms observada de las formas de onda filtradas a una frecuencia central f y $C(f)$ 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 $[A_{Obs}(f|r, t)/k(r, \alpha)]$ vs t , para cada frecuencia central considerada. En el capítulo 5 se explica con detalle la técnica de Sato (1977). Para cada sismograma se calcula Q_C^{-1} para diferencias bandas frecuenciales y se ajusta la ley potencial siguiente:

$$Q_C^{-1}(f) = Q_0^{-1}(f/f_0)^{-\eta} \quad (6.5)$$

usando el inverso del factor de calidad de coda (Q_0^{-1}) a un Hz, para construir las series temporales. En el capítulo 5, dedicado al estudio y análisis de atenuación, también se dan los detalles para la construcción de las series temporales de atenuación para las estaciones consideradas para este estudio.

6.2.4 Análisis de correlación.

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

$$R_{ab}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} a(t)b(t + \tau)dt \quad (6.6)$$

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

$$\rho_{ab}(\tau) = \frac{R_{ab}(\tau)}{\sqrt{R_{aa}(0)R_{bb}(0)}} \quad (6.7)$$

cumpléndose que:

$$|\rho_{ab}(\tau)| \leq 1 \quad (6.8)$$

De esta forma las funciones de correlación normalizadas no dependen del escalado (Proakis y Manolakis, 1997) 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 $N(M_C)$ y Q_C^{-1} 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. (2004) 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. (2004) y que sus autores aportan como evidencia sismológica de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil. Estas dos series, de sismicidad y de atenuación, se han descrito más arriba. La Figura 6.4 resume el análisis de correlación de Jin et al. (2004) para California Central.

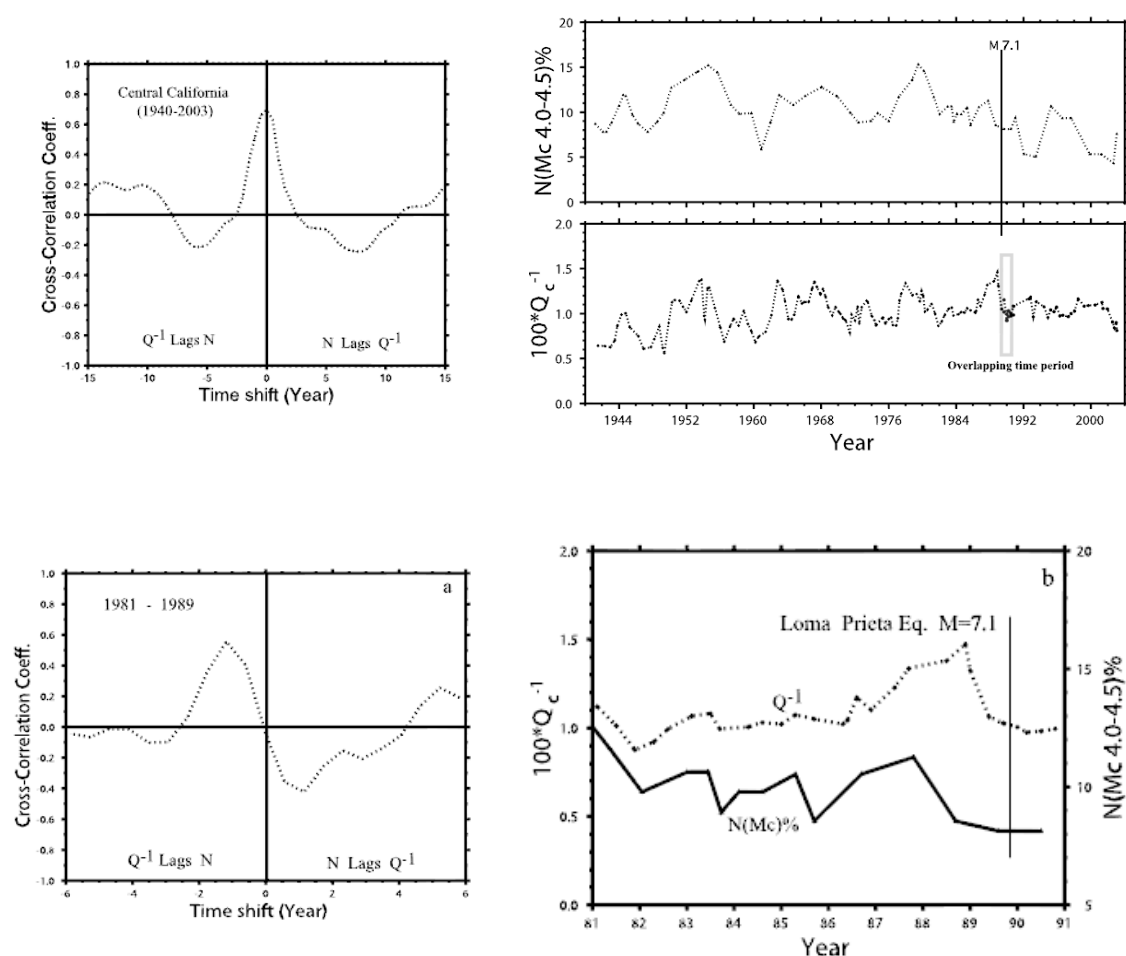


Figura 6.4: Análisis de correlación de Jin et al. (2004). Se observa una excelente correlación entre las series temporales para el periodo 1940-2001 (arriba). La correlación se rompe en el periodo 1981-1989 (abajo). Este desajuste se atribuye a un retraso de la serie de sismicidad de aproximadamente un año y medio respecto a la serie temporal de la atenuación.

En esta figura se muestra cómo la correlación de las series temporales es muy alta en el periodo 1940-2003 y cómo esta correlación simultánea se rompe unos años antes del terremoto de Loma Prieta de 1989, debido a un retraso de alrededor de 1.5 años de la serie de atenuación con respecto a la serie de sismicidad que se pone de manifiesto tanto en la comparación de ambas series temporales como en el análisis de correlación para el periodo 1981-1989.

Jin et al. (2004) logran cubrir un extenso periodo de tiempo de 63 años. En nuestros análisis en Colombia y Taiwán, nuestras series temporales cubren periodos más breves, de 13 años. Sin embargo, el análisis de correlación-no-correlación antes del terremoto de Loma Prieta cubre un periodo de sólo 8 años lo que permite esperar la eficiencia del método para series temporales relativamente cortas. Para contrastar esta afirmación y analizar con una mayor

profundidad el potencial predictivo del análisis de correlación, se ha efectuado un estudio de detalle de las series temporales de Jin et al. (2004). Se muestran a continuación algunos resultados interesantes obtenidos para California Central. El estudio se ha basado en las series que se han digitalizado a partir de imágenes aumentadas de la Figura 2 (a) de Jin et al. (2004). La serie de sismicidad así obtenida se ha presentado ya en la Figura 6.2 y la de atenuación en la Figura 6.3. La Figura 6.5 muestra ambas series para el periodo de 45 años (1941-1986) y su análisis de correlación. 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_C^{-1} con respecto a $N(M_C)$ con un coeficiente de correlación de 0.71. En la misma Figura 6.5 se detallan los coeficientes de correlación para corrimientos temporales de hasta ± 10 años.

Sin embargo, de acuerdo a la hipótesis de la interacción frágil-dúctil, 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. La Figura 6.6 muestra las series temporales de Jin et al. (2004) para el período 1976-2003 y el análisis de correlación. También se indica el terremoto de Loma Prieta del 17 de Octubre de 1989. La correlación para retaso nulo, ha bajado drásticamente de 0.71, para el periodo 1941-1986 de la Figura 6.5, a 0.2. La correlación para retraso nulo se hace aún menor para el periodo 1981-1991 que vale prácticamente cero (véase la Figura 6.7). Esta caída de la correlación se atribuye al desacoplamiento entre la zona frágil y la zona dúctil produciéndose un retraso de la serie temporal de $N(M_C)$ con respecto a la de Q_C^{-1} . En efecto, al igual que hizo Aki (2004), en la Figura 6.8 se focaliza el análisis de correlación en el periodo 1985-1991 obteniéndose el mismo resultado. Mientras el coeficiente de correlación para retraso nulo baja a 0.22, se observa un alto coeficiente de correlación de 0.73 retrasando la serie de atenuación, Q_C^{-1} , un año aproximadamente con respecto a la serie de sismicidad $N(M_C)$.

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

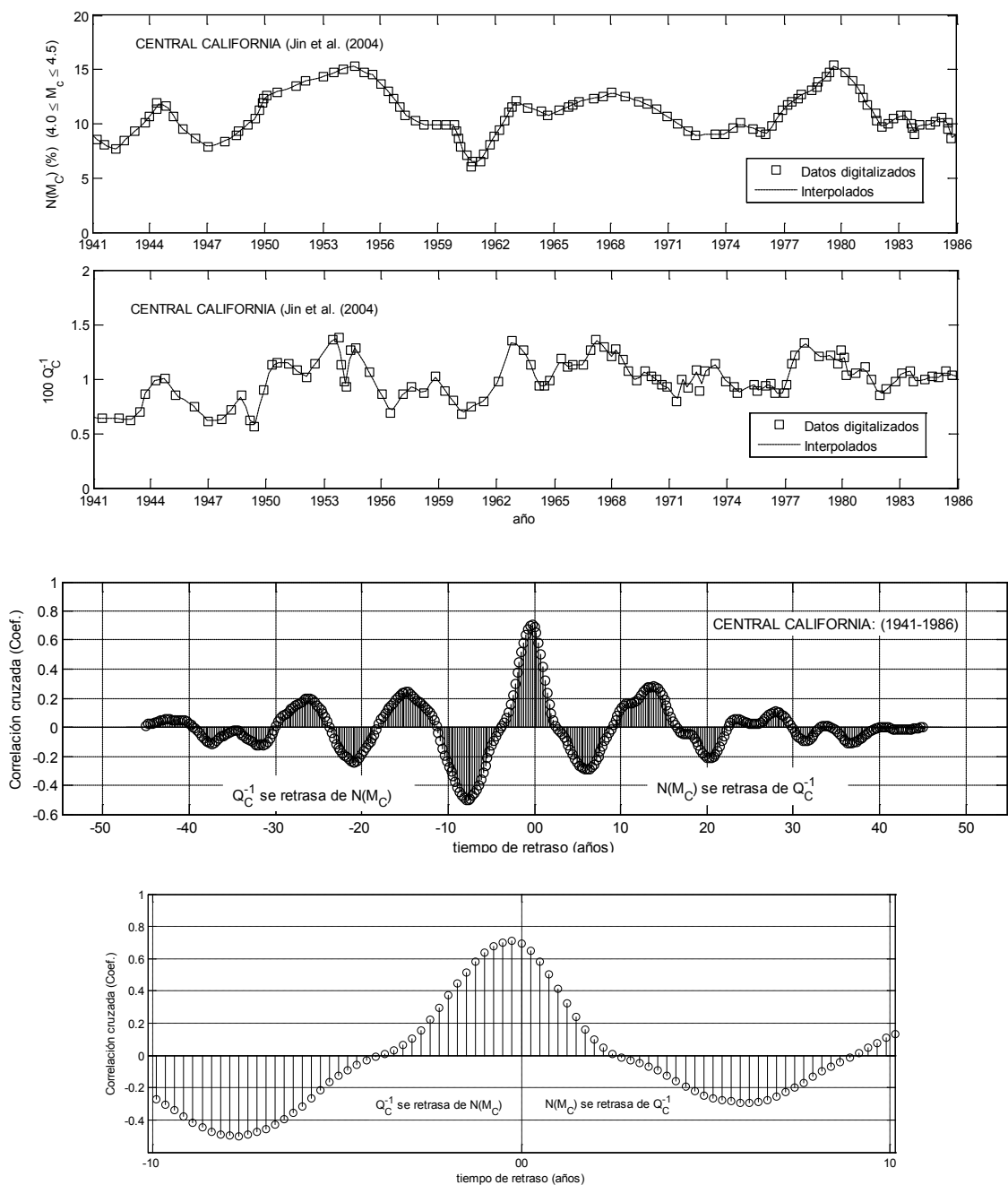


Figura 6.5: Series temporales que caracterizan la zona frágil (arriba) y la zona dúctil para el período 1941-1986. Las series se han tomado de Jin et al. (2004). Se muestra también el análisis de correlación y un detalle de la misma para tiempos de retraso entre +10 y -10 años.

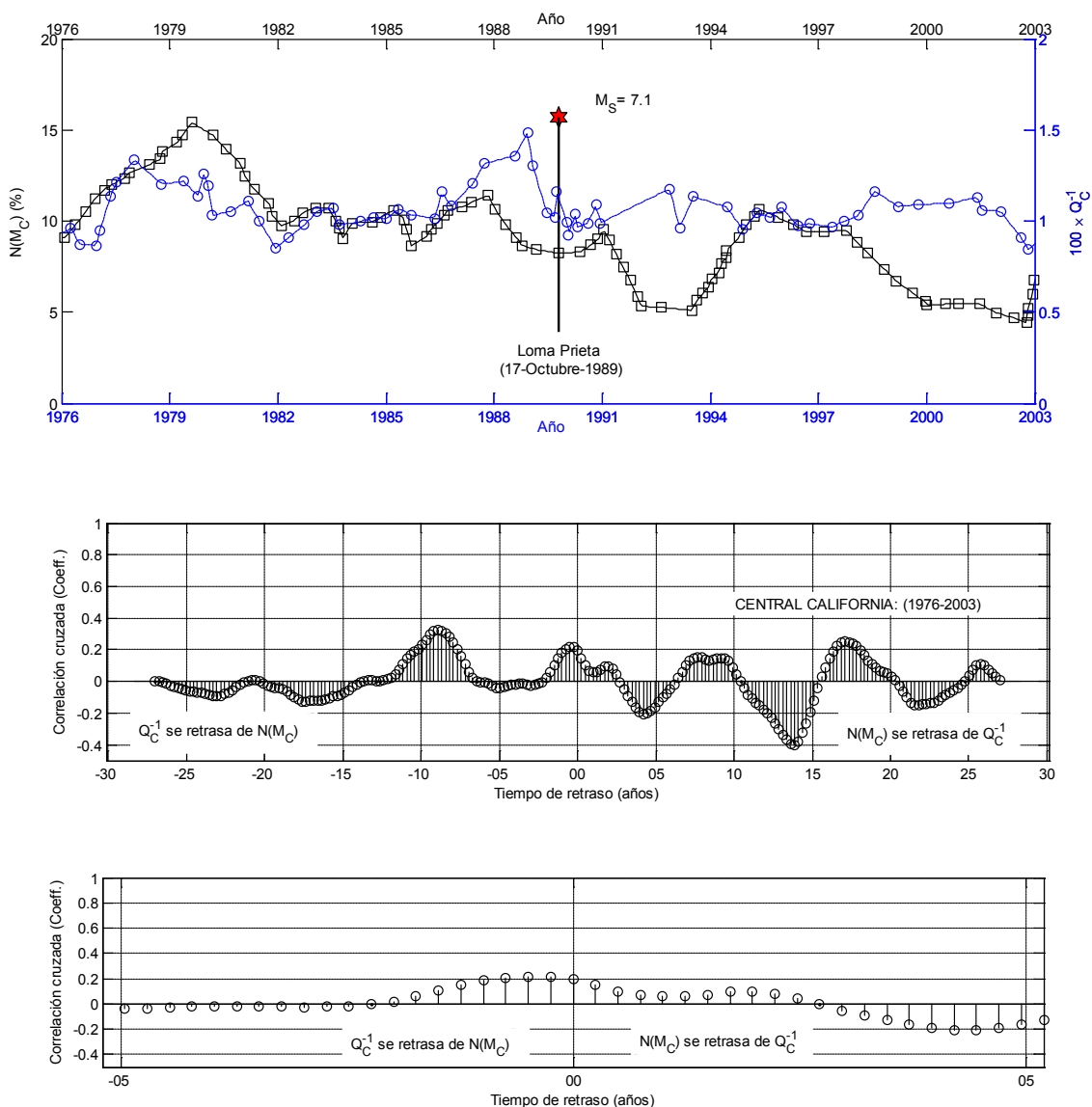


Figura 6.6: Series temporales 1976-2003. Se muestra también el análisis de correlación y un detalle de la misma para tiempos de retraso entre +5 y -5 años.

Es decir, la correlación simultánea de ambas series se ha roto debido al retraso de aproximadamente un año de 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 solape entre ventanas nos permite definir el intervalo de muestreo de esta nueva serie. La Figura 6.9 muestra 3 casos. Para la primera serie temporal Figura 6.9 (arriba) se ha usado una longitud de ventana de 15 años con un solape de 14 años y medio. Así, como el primer año de las series temporales de atenuación y de sismicidad es 1941, el primer punto de la serie de correlación se asigna a la última fecha de la ventana, es decir 15 años más tarde, en 1956.

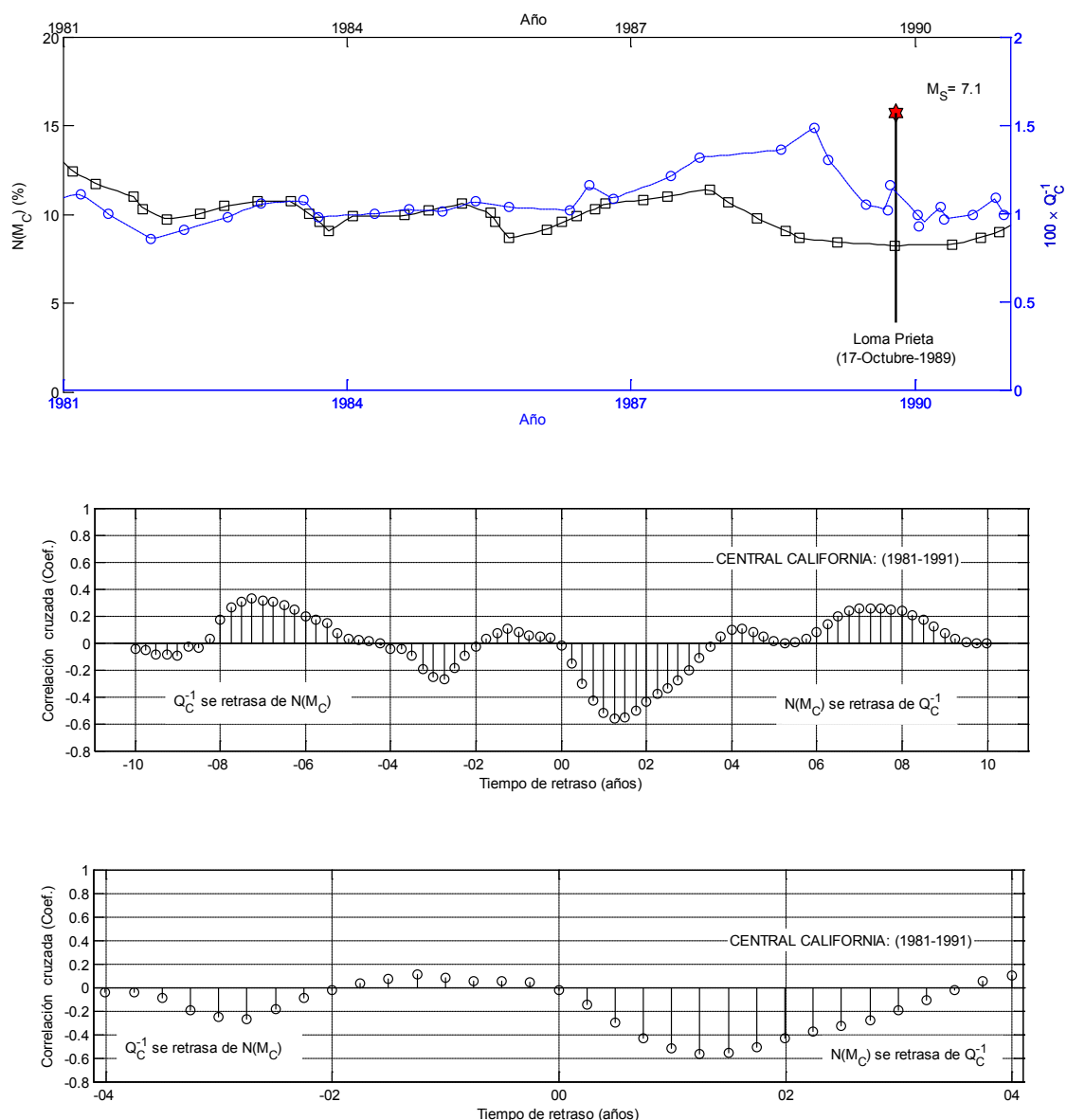


Figura 6.7: Series temporales 1981-1991. Se muestra también el análisis de correlación y un detalle de la misma para tiempos de retraso entre +4 y -4 años.

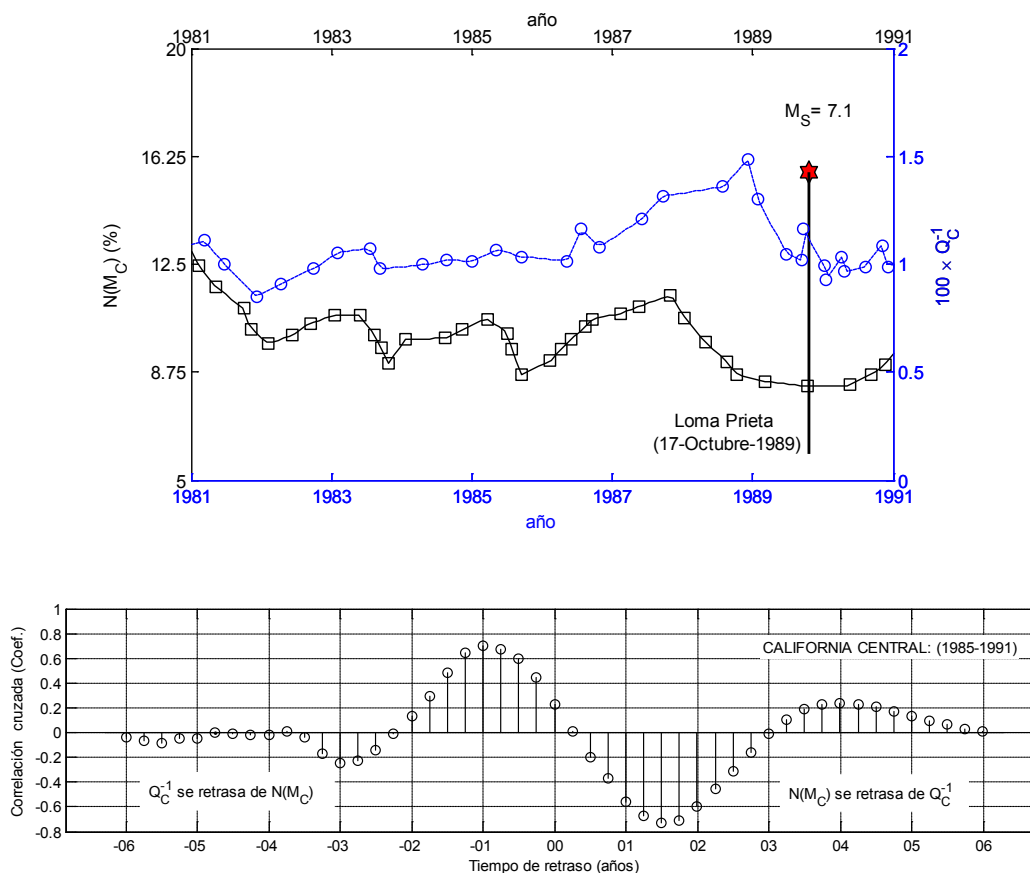


Figura 6.8: Series temporales 1985-1991. Se muestra también el análisis de correlación para tiempos de retraso entre +6 y -6 años.

El solape entre ventanas permite tener un punto cada 6 meses es decir el intervalo de muestreo es de medio año. 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 muestran el mayor coeficiente de correlación dentro del 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. Con todo, como se discutirá más adelante, una de las conclusiones de esta tesis es que el coeficiente de correlación de las series no retrasadas es un buen indicador de la correlación-no-correlación de las series de sismicidad y atenuación, pues ha demostrado ser un parámetro más estable que los otros dos.

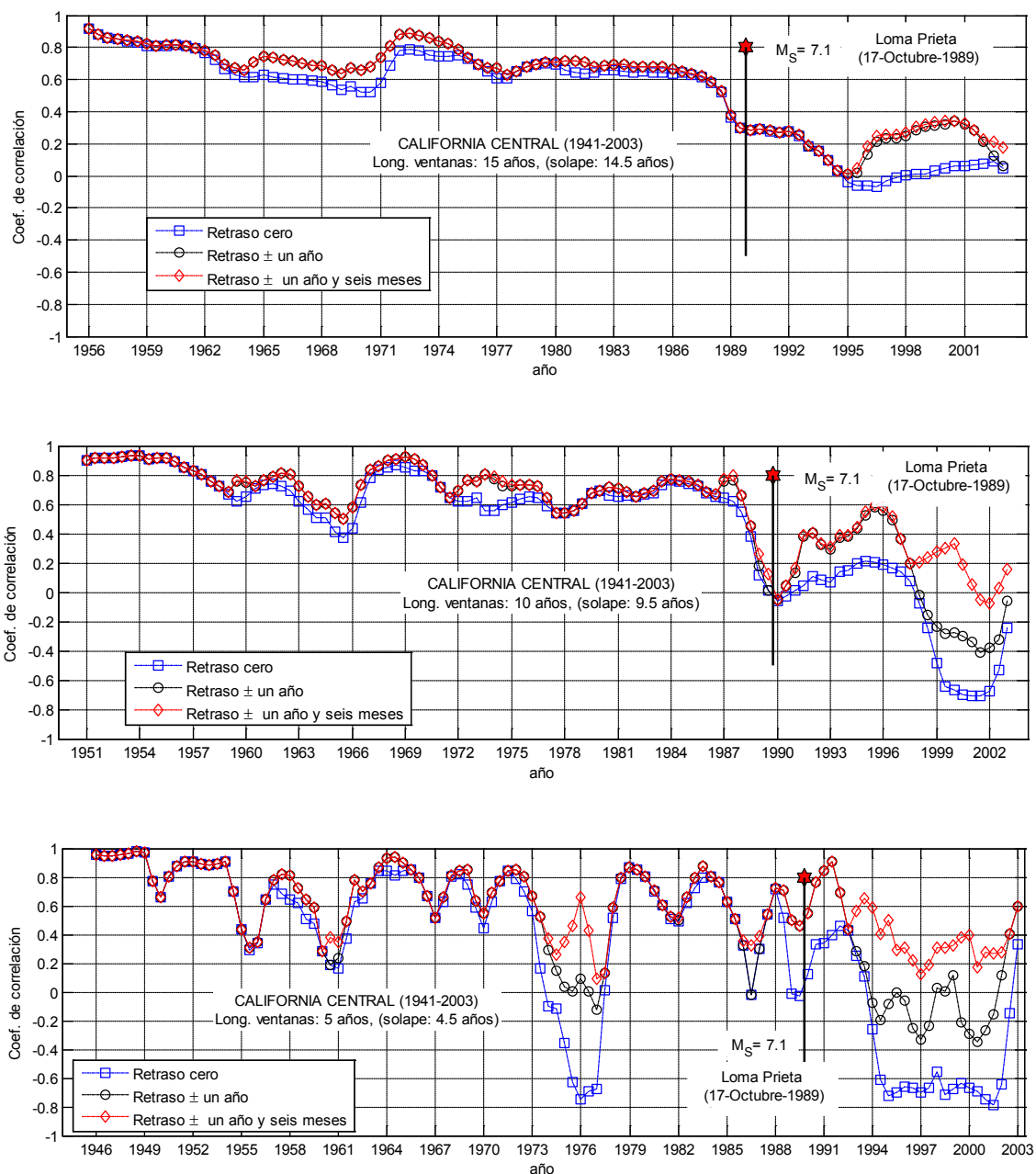


Figura 6.9: Evolución de la correlación de las series de atenuación y sismicidad anteriores. La primera (arriba) usando una ventana móvil de 15 años solapando 14 años y medio. La segunda (en medio) usando una ventana móvil de 10 años con un solapamiento de 9 años y medio. La tercera (abajo) usando una ventana de 5 años que solapa 4 años y medio.

La segunda serie temporal de la Figura 6.9 (en medio) corresponde a un ancho de ventana de 10 años con un solape de 9 años y seis meses. Así la serie se inicia en el año 1951 y cubre todo el resto del periodo del estudio con un intervalo de muestreo de medio año, es decir, se obtiene un punto cada seis meses. Se puede observar un patrón similar pero con una mayor sensibilidad a variaciones locales y a pequeños desajustes entre las dos series. La terce-

ra serie temporal se ha construido con un ancho de ventana de 5 años con un solape de 4 años y seis meses. Se observa el mismo patrón de variación de la correlación pero con fuertes caídas de la correlación en períodos donde pueden observarse desajustes locales entre las series temporales de atenuación y de sismicidad. 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 (2004) tratan de resolver la influencia de las variaciones locales mediante una técnica que permite analizar tendencias multiescala, es decir 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.

Por otra parte, las dudas producidas por la caída de correlación cuando se usan ventanas de relativa corta duración pueden solventarse revisando las series temporales y analizando las tendencias locales causantes de la no-correlación. La Figura 6.10 muestra el resumen del análisis de correlación. Se muestra cómo para ventanas temporales de 10 y 15 años la correlación empieza a decaer, de forma significativa, justo antes del terremoto de Loma Prieta mientras que para ventanas temporales más cortas (de 5 años) aparecen otras caídas de correlación sin duda debidas, como se ha comentado más arriba, a tendencias locales con comportamientos dispares para cada una de las dos series. La mayor o menor relevancia de estas tendencias puntuales puede valorarse analizando con detalle los correspondientes tramos temporales afectados. En esta Figura 6.10 se han marcado en amarillo las zonas cuyas tendencias locales parecen poco relevantes y en rojo aquellas en las que parece haber también un desajuste en la tendencia global. Posiblemente el uso de técnicas de análisis espectral, filtrado y suavizado puede ayudar a limpiar las series de estas fluctuaciones de alta frecuencia no correlacionadas. Obsérvese cómo la serie de Q_C^{-1} muestra frecuentemente oscilaciones de alta frecuencia superpuestas a la línea de tendencia general que no se presentan en la serie de $N(M_C)$.

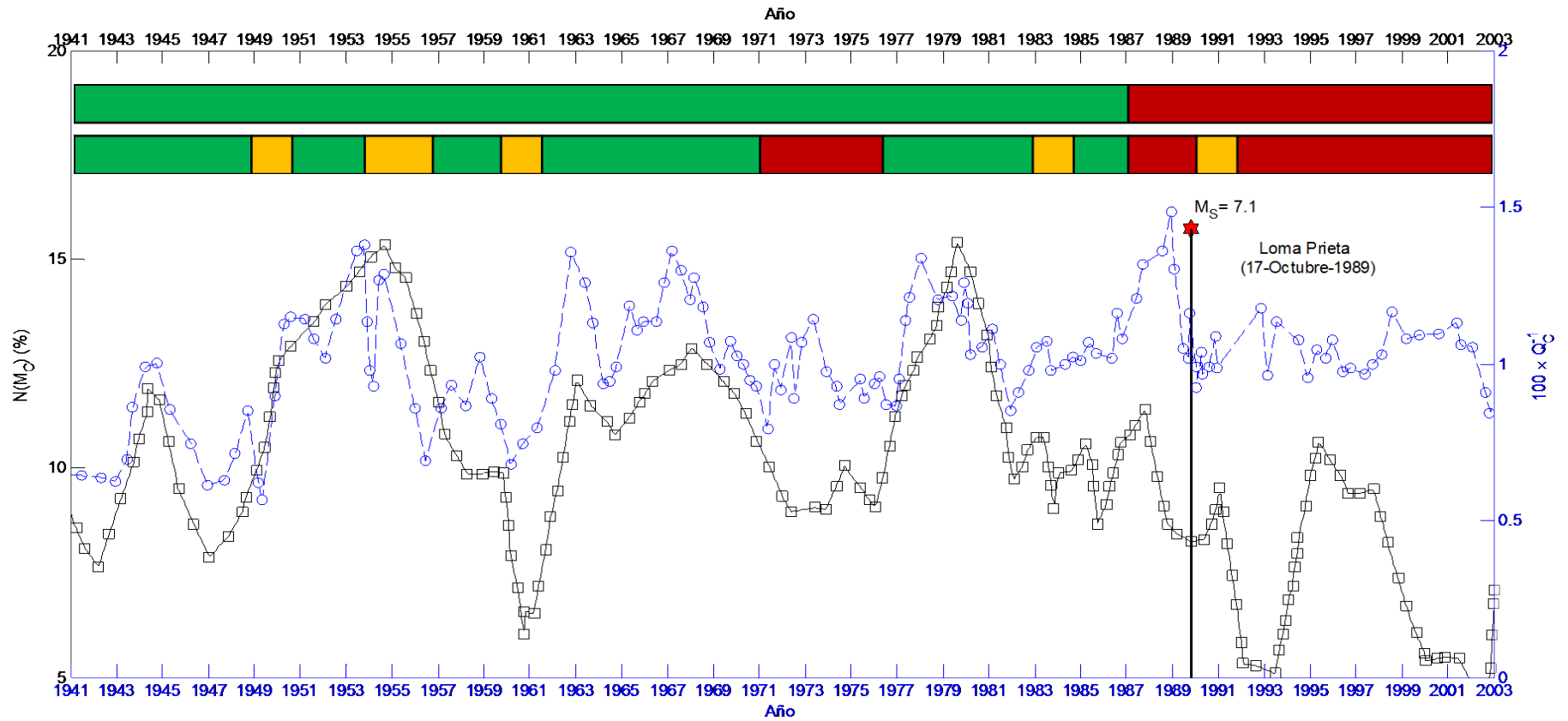


Figura 6.10: Resumen del análisis de correlación. (véase explicación en el texto).

Otro tema espinoso y no sencillo es el poder predictivo de la técnica. Todos los trabajos de Aki, Jin y otros colaboradores reivindican el poder predictivo a medio plazo del análisis de correlación. Sin embargo después del terremoto de Loma Prieta persiste una baja correlación sin que se produzca ningún gran terremoto en la zona de estudio. Este aspecto de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil se irá analizando con un mayor detalle a lo largo de este capítulo y en el capítulo de resumen y discusión. Así, el uso de las series temporales de Jin et al. (2004) para California Central nos ha ayudado, por un lado a explicar el método y, por otro, a profundizar en los aspectos más relevantes, novedosos y controvertidos de esta interesante y, a nuestro entender, prometedora teoría. Pasamos ahora al núcleo principal de esta tesis que consiste en la aplicación de la técnica en tres estaciones sísmicas de Colombia y en 5 estaciones de Taiwán. Aunque los análisis de sismicidad y atenuación se han realizado con detalle en los capítulos 4 y 5 respectivamente, se resumen aquí algunos resultados necesarios para el análisis de correlación.

Se expone a continuación una breve introducción de las características geotectónicas de las zonas de aplicación. La descripción detallada de las regiones y el análisis de la evolución de la actividad sísmica regional se describe en el capítulo 4. Además se detallan las características generales de las estaciones en las que se realiza el estudio, su localización, la actividad local que presentan las zonas de muestreo y las características de los datos que se tratan.

6.3 Colombia (Análisis de correlación)

El primer caso de estudio se efectúa en Colombia, concretamente en tres estaciones en el territorio: Tolima (TOL), Prado (PRA) y Barichara (BAR). Las principales características geotectónicas de la región y la construcción de las series temporales de atenuación y de sismicidad se han tratado con detalle en los capítulos 4 y 5 por lo que este capítulo se dedica sólo al análisis de correlación, aunque se recuerdan algunos detalles.

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 dis-

tancia efectiva $d_{ef} = 150$ km. En la Tabla 6.1 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. La Tabla 6.2 muestra las distancias y azimuts entre las tres estaciones seleccionadas.

Tabla 6.1: Localización, breve descripción de la actividad sísmica y número de formas de onda utilizadas.

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

Tabla 6.2: Distancias y azimuts entre las estaciones seleccionadas para el estudio.

St1-St2	Dist (km)	Az (°)
TOL -PRA	110	153.74
PRA-BAR	330	46.25
TOL-BAR	378	30.15

La Figura 6.11 muestra la distribución de estaciones y terremotos con magnitud mayor o igual que 5.5 ($M_L \geq 5.5$) ocurridos en el periodo del análisis y la Tabla 6.3 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.

La estimación de la magnitud característica M_{Ch} se ha basado en el análisis de la correlación entre las series temporales de atenuación y sismicidad. Para confirmar las evidencias obtenidas en el análisis de sismicidad y partiendo de la magnitud de completitud, se han ensayado diferentes magnitudes características y se ha establecido una magnitud característica $M_{Ch} = 4$, que coincide con las conclusiones del capítulo 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), lo que, en comparación con los 100 terremotos con solapes de 25 que usaron Jin et al. (2004), permite aumentar el número de puntos de la serie temporal. 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 correspondientes a 11 sismos consecutivos con solapes de 4. Para la asignación temporal de cada punto se han considerado las medianas estadísticas de las horas origen de los terremotos usados.

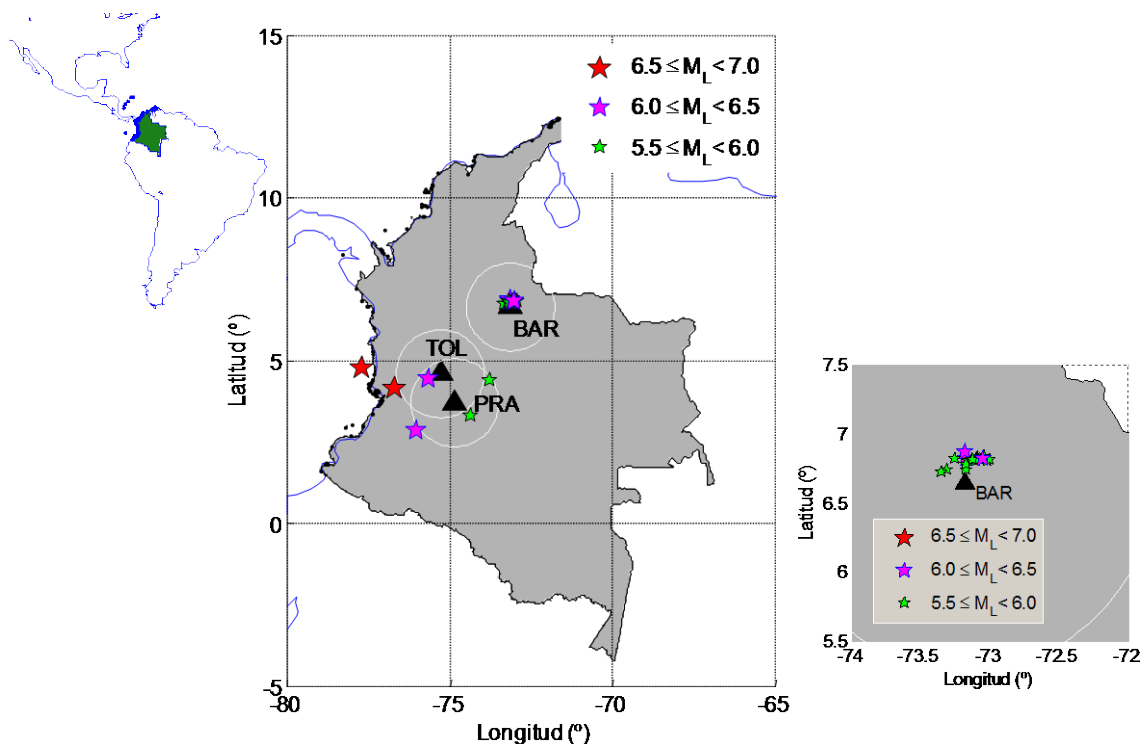


Figura 6.11: Situación de la zona de estudio, estaciones y terremotos de magnitud superior a 5.5. Se muestra también un detalle de la estación de Bartichara (BAR)..

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.

Otro aspecto delicado es el intervalo de muestreo y la interpolación necesaria, dado que, aun adoptando criterios homogéneos en la construcción de las series temporales, éstas dependen de la sismicidad de la zona. Es decir, tanto las determinaciones de los pares $[t, N(M_{Ch})]$ como las de los pares $[t, Q_C^{-1}]$ dependen de la frecuencia de ocurrencia de terremotos de diferentes tamaños y, en consecuencia, las series temporales resultantes son heterogéneas. Así, con el propósito de analizar la resolución de estas series y su heterogeneidad se han calculado los siguientes parámetros estadísticos, que ya se presentaron en los capítulos 4 y 5 y se resumen: *Fecha_i* (fecha del primer punto de la serie), *Fecha_f* (fecha del último punto de la serie), *N_pts* (Número de puntos), *Na* (Número de años que cubre la serie), *npa* (número de puntos por año), *npa_min* (número mínimo de puntos en un año), *npa_max* (número máximo de puntos en un año), *npa_mean* (número medio de puntos por año), *npa_std* (desviación estándar del número de puntos por año), *npa_cv* (coeficiente de variación del número

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

de puntos por año), dt_{min} (mínimo intervalo de tiempo entre puntos consecutivos de la serie en días), dt_{max} (máximo intervalo de tiempo entre puntos consecutivos de la serie en días).

Tabla 6.3: Terremotos de magnitud $M_L \geq 5.5$. Se indica en negrita la distancia a las estaciones afectadas.

Referencia Terremoto	Fecha	Lon (°O)	Lat (°N)	Prof (km)	M_L	Distancia epicentral (km)		
						(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	73.05	6.82	151.4	6.0	354.2	402.6	24.6

dt_{mean} (valor medio de los intervalos de tiempo entre puntos consecutivos en días), dt_{std} (desviación estándar de los intervalos de tiempo entre puntos consecutivos en días), dt_{cv} (coeficiente de variación de los intervalos de tiempo entre puntos consecutivos), N_{min} (Valor mínimo del número $N(M_{ch})$ en porcentaje, %) N_{max} (valor máximo del número $N(M_{ch})$ en porcentaje, %) , N_{mean} (Valor medio del número $N(M_{ch})$ en porcentaje %), N_{std} (desviación estándar del número $N(M_{ch})$ en porcentaje %), N_{cv} (coeficiente de variación del número $N(M_{ch})$), $(100*Q^{-1})_{min}$ (valor mínimo de 100 veces el inverso del factor de calidad), $(100*Q^{-1})_{max}$ (valor máximo de 100 veces el inverso del factor de calidad), $(100*Q^{-1})_{mean}$ (valor medio de 100 veces el inverso del factor de calidad), $(100*Q^{-1})_{std}$ (desviación estándar de 100 veces el inverso del factor de calidad) y $(100*Q^{-1})_{cv}$ (coeficiente de variación de 100

veces el inverso del factor de calidad. La Tabla 6.4 muestra los estadísticos de estos parámetros.

Tabla 6.4: Estadísticos de las series de sismicidad y atenuación para el periodo 1994-2007.

Series de sismicidad: $[t, N(M_{ch})]$				Series de atenuación: $[t, Q_c^{-1}]$			
Parámetro	Estación			Parámetro	Estación		
	TOL	PRA	BAR		TOL	PRA	BAR
Fecha_i	01/08/94	19/07/94	16/02/94	Fecha_i	29/08/93	15/06/93	03/07/93
Fecha_f	17/04/06	21/04/07	25/08/07	Fecha_f	21/02/07	01/07/07	07/04/07
N_pts	34	41	65	N_pts	46	116	108
Na (años)	11.7	12.8	13.5	Na (años)	13.5	14.1	13.8
npa	2.9	3.2	4.8	npa	3.4	8.3	7.8
npa_min	2	2	2	npa_min	1	1	2
npa_max	6	7	9	npa_max	11	14	13
npa_mean	2.8	3.2	4.6	npa_mean	3.3	7.7	7.7
npa_std	1.3	1.41	1.9	npa_std	2.4	3.7	3.5
npa_cv	0.45	0.44	0.41	npa_cv	0.74	0.48	0.45
dt_min (días)	13.3	6.0	27.0	dt_min (días)	4.0	3.0	2.0
dt_max (días)	209.0	216.5	177.5	dt_max (días)	363.0	244.0	202
dt_mean (días)	129.6	116.5	77.2	dt_mean (días)	109.4	44.6	47.0
dt_std (días)	53.0	54.0	35.3	dt_std (días)	88.0	44.3	37.1
dt_cv	0.41	0.46	0.46	dt_cv	0.8	0.99	0.79
N_min (%)	0.0	0.0	1.0	(100*Q ⁻¹)_min	1.13	1.16	1.68
N_max (%)	20.0	16.7	9.0	(100*Q ⁻¹)_max	2.50	4.67	7.15
N_mean (%)	7.1	7.8	4.2	(100*Q ⁻¹)_mean	1.68	2.2	4.73
N_std (%)	4.8	4.0	1.8	(100*Q ⁻¹)_std	0.36	0.58	1.16
N_cv	0.68	0.51	0.43	(100*Q ⁻¹)_cv	0.22	0.26	0.25

Se observa cómo para ambas series, TOL es la que tiene menos datos lo que se traduce en unos intervalos de tiempo medios de 130 y 109 días, es decir del orden de entre 3 y 4 meses. PRA y BAR presentan intervalos de tiempo menores. Estos valores se han usado para chequear la sensibilidad de la interpolación, tanto en lo que se refiere al tipo de interpolación como al intervalo de tiempo considerado.

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. Más abajo se muestra y discute con más detalle el efecto de la interpolación en los resultados. El método finalmente adoptado es el 'lineal'.

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 información de las series de sismicidad y de atenuación de la

Tabla 5.12. Además el uso de este intervalo resulta cómodo para interpretar los corrimientos temporales ya que cuatro puntos equivalen a un año. Se muestran a continuación los resultados obtenidos para cada una de las tres estaciones consideradas.

6.3.1 Tolima (TOL)

Tolima es la más occidental de las tres estaciones. 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. Los procedimientos para la obtención de estas dos series se han resumido más arriba y se han descrito con mayor detalle en los capítulos 4 y 5 respectivamente. La Figura 6.12 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 de la Figura 6.12 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 6.12 se muestran tres coeficientes de correlación. Los cuadrados corresponden al coeficiente de correlación para retraso nulo, los círculos corresponden al máximo coeficiente de correlación 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 \pm dos años. Se entiende que un coeficiente de correlación es mayor que otro si su valor absoluto es mayor, aunque en la figura se representa el valor real, positivo o negativo.

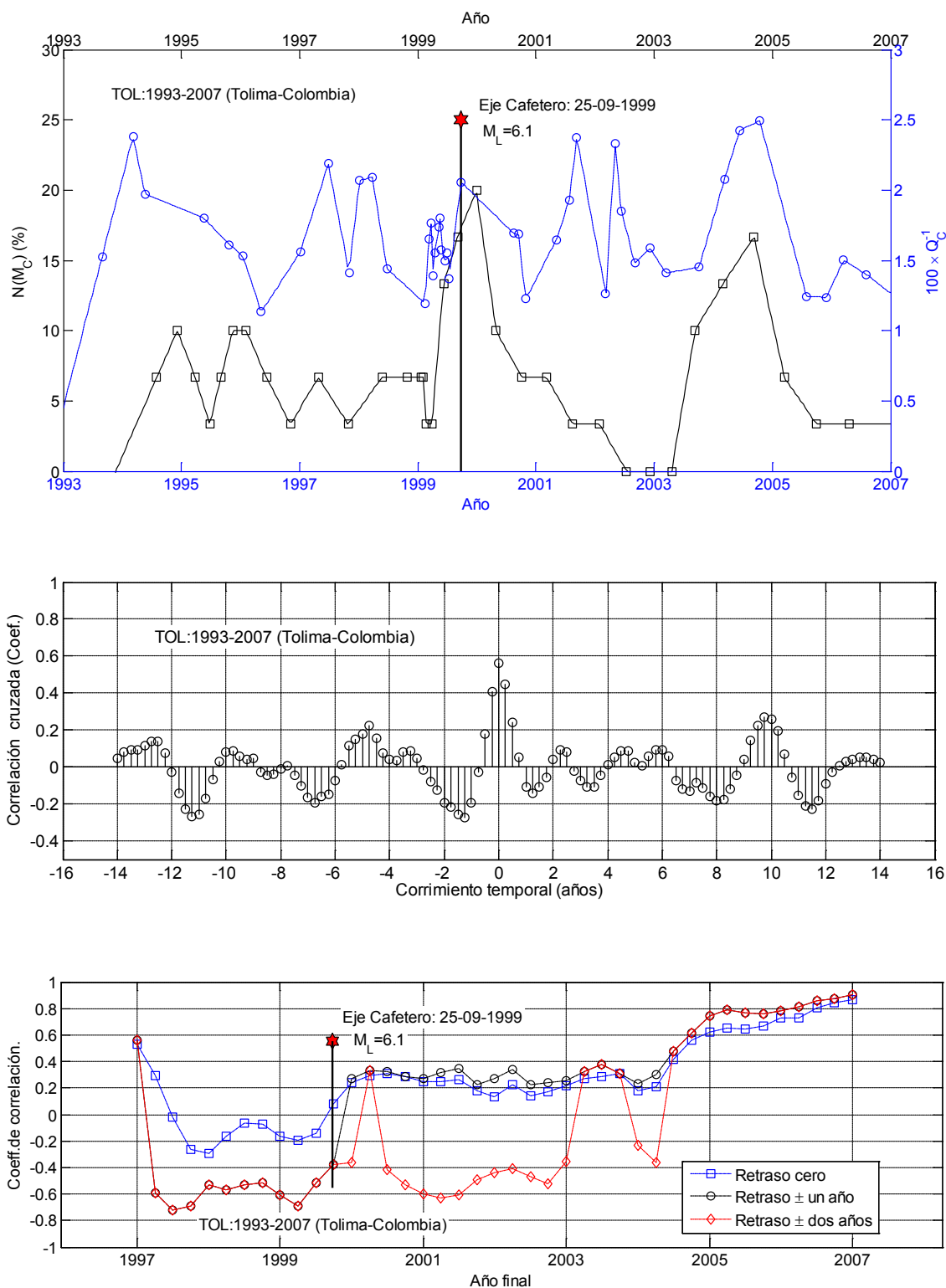


Figura 6.12: Series temporales 1993-2007 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno 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 esta investigación es que el coeficiente de correlación para retraso temporal nulo es un buen indicador de la correlación/no-correlación de la sismicidad, $N(M_{Ch})$, y atenuación, Q_C^{-1} , 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 Figura 6.13 muestra el análisis de correlación para el periodo definido por los años 1995, 1996, 1997 y 1998.

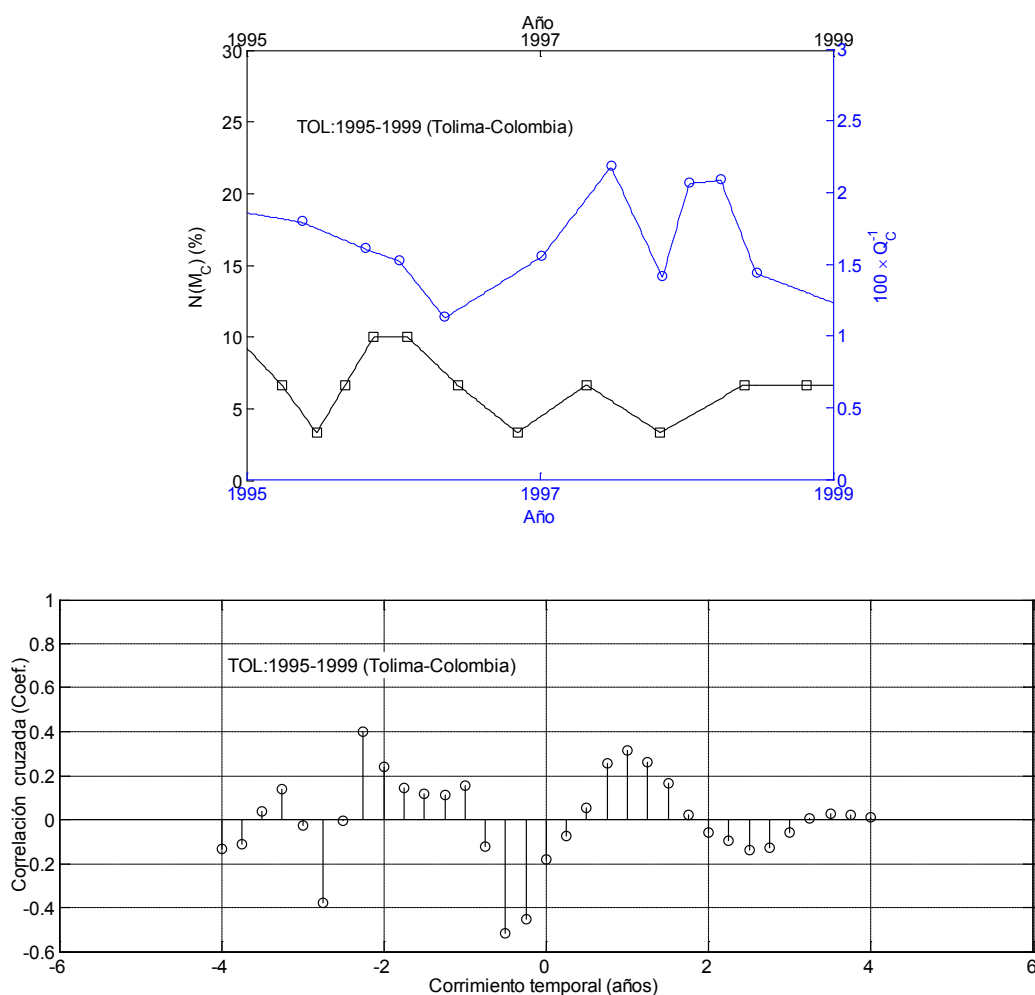


Figura 6.13: Series temporales 1995-1999. El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es -0.18 y para un corrimiento temporal de dos años y 3 meses es de 0.40. La serie de sismicidad se retrasa con respecto a la serie de atenuación.

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 Figura 6.14 muestra el análisis de correlación para el periodo definido por los años 2001, 2002, 2003, 2004 y 2005. 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.

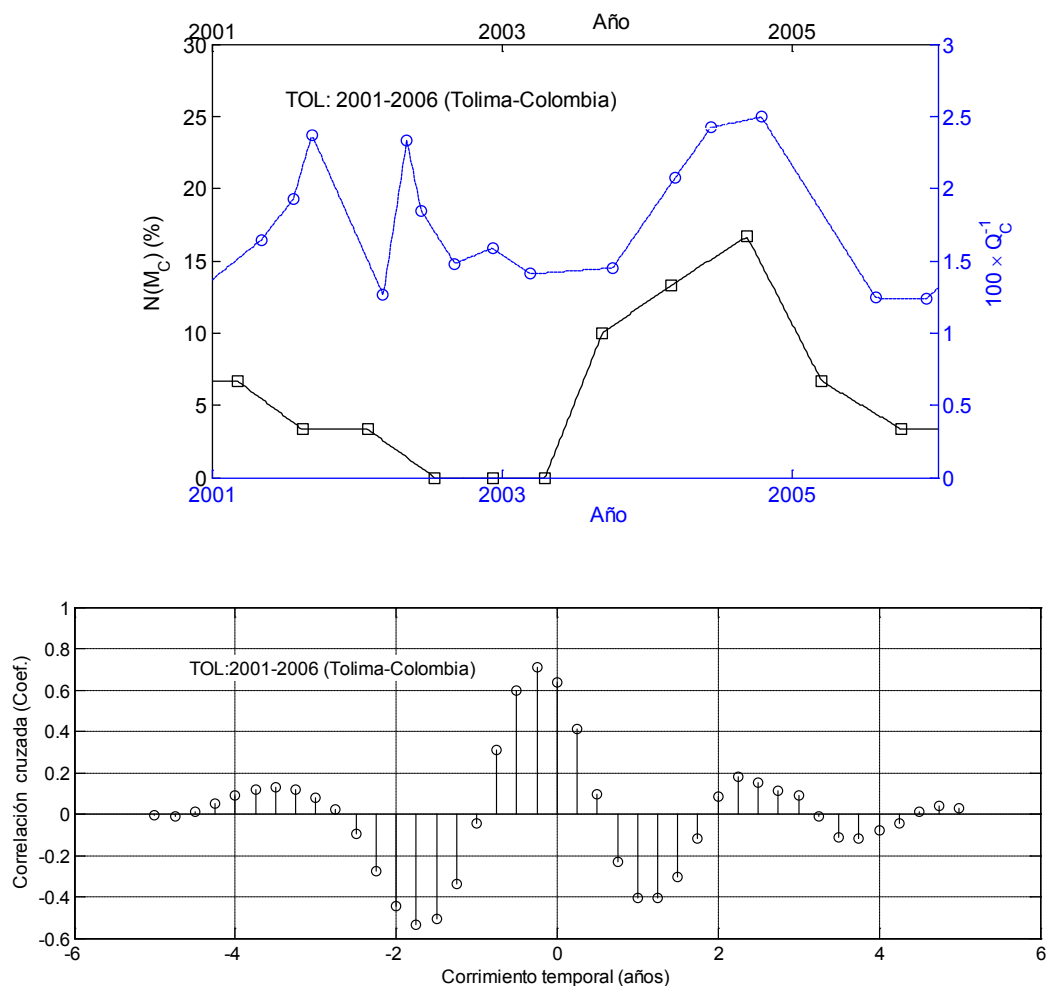


Figura 6.14: Series temporales para Tolima en el periodo 2001-2006 (arriba) y coeficientes de correlación. El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es 0.64 y para un corrimiento temporal de -3 meses es de 0.71.

Vale la pena observar que 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 definida por el círculo de centro en la estación y radio 150 km (véase la Figura 6.11). 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 $N(M_{Ch})$ y de atenuación Q_C^{-1} . Con todo, la relación cierta 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.

6.3.2 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 Figura 6.11 y la Tabla 6.1). 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 alta. Para esta estación de Tolima se dispone también de datos de calidad que permiten cubrir bien los 14 años. Se ha procedido de manera análoga a la estación TOL.

Se ha aprovechado esta estación para mostrar la influencia del método de interpolación en los resultados obtenidos. La Figura 6.15 muestra el caso de interpolación usando el método 'más cercano' ('nearest'); la Figura 6.16 muestra el caso de interpolación mediante 'splines cúbicos' ('spline') y la Figura 6.17 muestra el caso de interpolación lineal ('linear'). En la gráfica inferior de las tres figuras citadas, se observa una buena estabilidad para la curva que define la variación temporal de la correlación. Sin embargo, en las gráficas de en medio de cada una de las figuras, donde se muestra la correlación cruzada de las dos series totales, se observa cómo la correlación global de la serie depende de forma notable del tipo de interpolación usado.

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

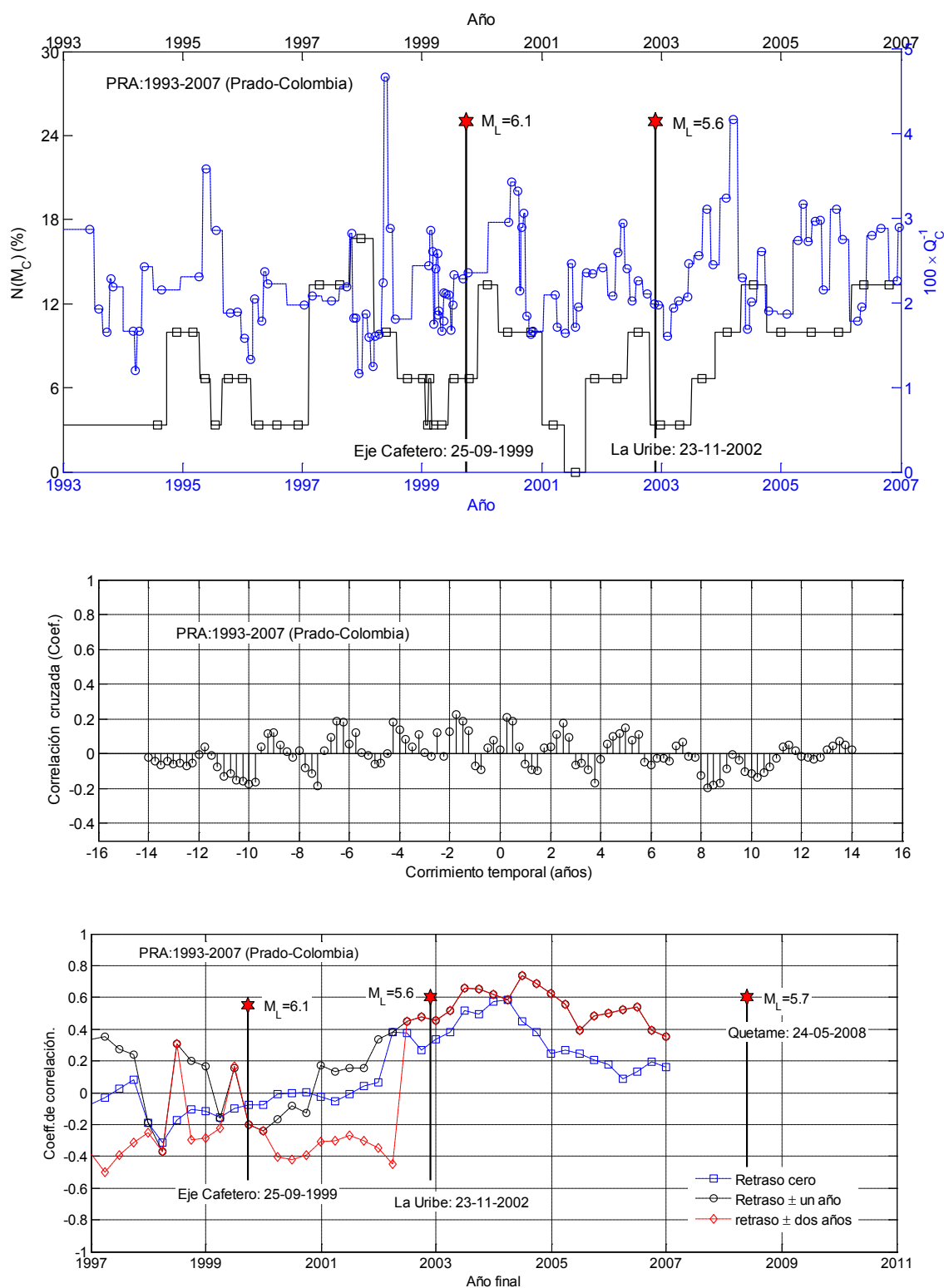


Figura 6.15: Series temporales 1993-2007 (arriba), de correlación cruzada .global y. variación temporal de correlación (abajo). Caso de interpolación por el método del más cercano ('nearest').

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

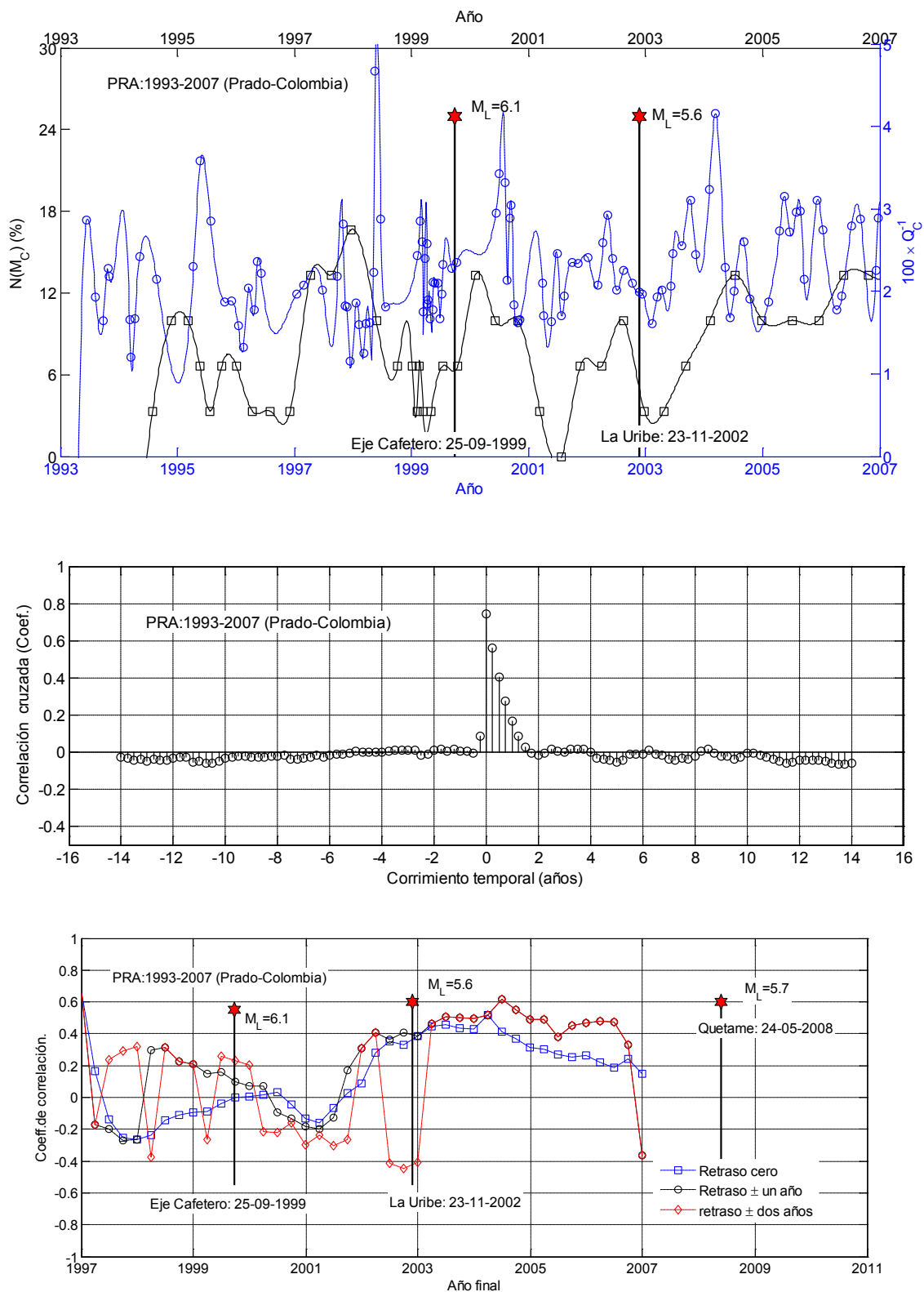


Figura 6.16: Series temporales 1993-2007 (arriba), correlación cruzada global y variación temporal de correlación (abajo). Caso de interpolación por el método de splines cúbicos (*spline*).

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

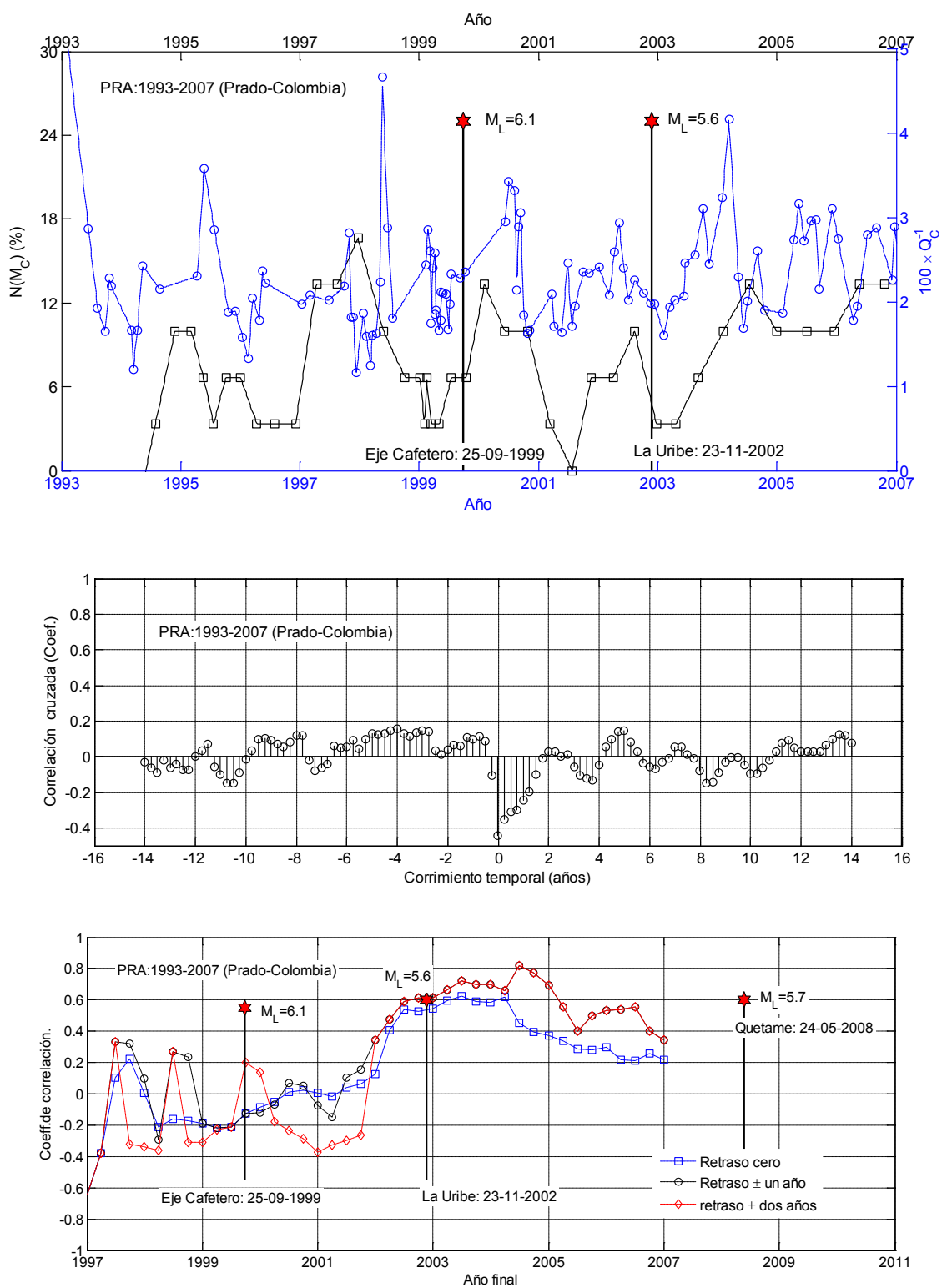


Figura 6.17: Series temporales 1993-2007 (arriba), de correlación cruzada global (en medio) y variación temporal de correlación (abajo). Caso de interpolación lineal (*'linear'*).

En efecto, para corrimiento temporal nulo se obtienen coeficientes de correlación cruzada de +0.01, +0.77 y -0.41 respectivamente para las interpolaciones tipo '*nearest*', '*spline*' y '*linear*'. Este hecho se atribuye a que la interpolación, de alguna forma, puede modificar las tendencias generales de las series. Más concretamente, el elevado coeficiente de correlación global del caso '*spline*' se atribuye a que este tipo de interpolación suaviza las variaciones rápidas de la serie lo que equivaldría a un filtrado de altas frecuencias. La aplicación de técnicas de filtrado al análisis de estas complejas series temporales se apunta como una importante línea de desarrollo futuro. No se ha adoptado aquí principalmente por dos motivos: 1) por que posiblemente el uso de técnicas de filtrado puede requerir de requisitos especiales en la construcción de las series temporales y 2) por que la estabilidad de la variación temporal de la correlación que puede observarse en los gráficos de abajo de las tres figuras citadas han hecho que este análisis adicional se considere innecesario. En efecto obsérvese cómo las tendencias de variación del coeficiente de correlación con el tiempo no dependen del tipo de interpolación usado. Aunque los valores particulares sí presentan pequeñas variaciones. Así aproximadamente hacia el año 1998 se obtienen los coeficientes de correlación más bajos de -0.37, -0.25 y -0.2 respectivamente para las interpolaciones tipo '*nearest*', '*spline*' y '*linear*'. Los mayores coeficientes de +0.6, +0.45 y +0.6, también respectivamente, se obtienen hacia el año 2004.

Así pues en este estudio se ha adoptado la interpolación lineal por entender que es más respetuosa con las tendencias globales y locales de las series temporales. En las tres figuras se muestran también los terremotos ocurridos dentro del radio efectivo considerado para la estación de PRA con magnitudes superiores a 5.5 (véase también la Tabla 6.3). 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 (2004) sólo consideran terremotos de magnitud superior a 6. Finalmente el terremoto de Quetame que, con una magnitud de 5.7, ocurre el 24 de mayo de 2008 queda fuera del periodo estudiado. Con todo, la tendencia de correlación al final del periodo estudiado (inicio del año 2007) es descendente por lo que la tendencia es ingresar en un nuevo periodo temporal de desacoplamiento frágil-dúctil. La relativa baja magnitud del sismo y la ausencia de datos para los años 2007 y 2008 impiden avanzar más en el análisis.

La Figura 6.18 muestra un detalle del análisis de correlación para el período 1995-2000 donde se observa una mala correlación indicando con claridad un desacoplamiento entre las series de sismicidad y de atenuación.

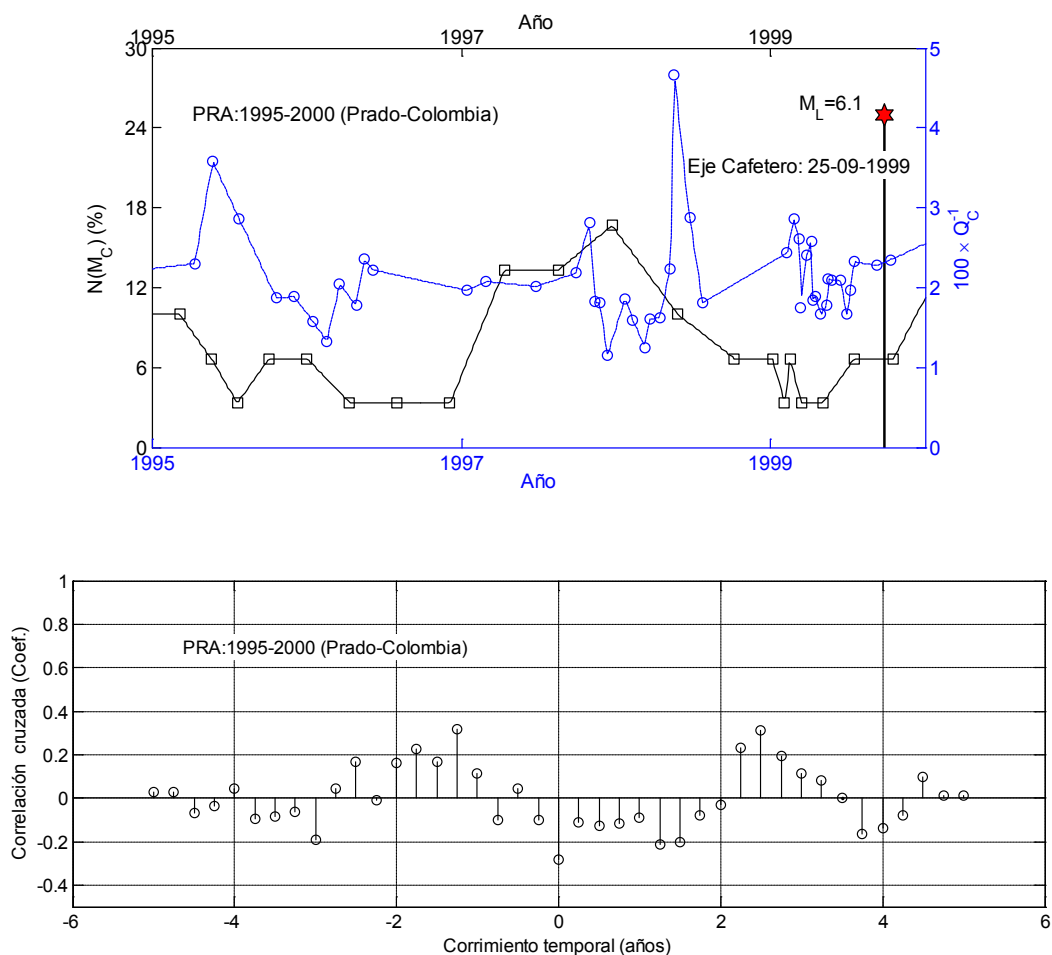


Figura 6.18: Series temporales para Prado en el periodo 1995-2000 (arriba) y coeficientes de correlación. El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es -0.28 y para un corrimiento temporal de menos un año y tres meses el coeficiente de correlación es de 0.32.

Para un corrimiento temporal nulo se obtiene un coeficiente de correlación de -0.28 mientras que para un corrimiento temporal de -(un año y tres meses) se obtiene una correlación de +0.32. En consecuencia parece confirmarse la hipótesis de la interacción frágil dúctil. La Figura 6.19 muestra el detalle del análisis para el periodo 1999-2004. Se observa con claridad una recuperación de la correlación, después del terremoto del Eje Cafetero, es decir un re-acoplamiento de las series de sismicidad y de atenuación.

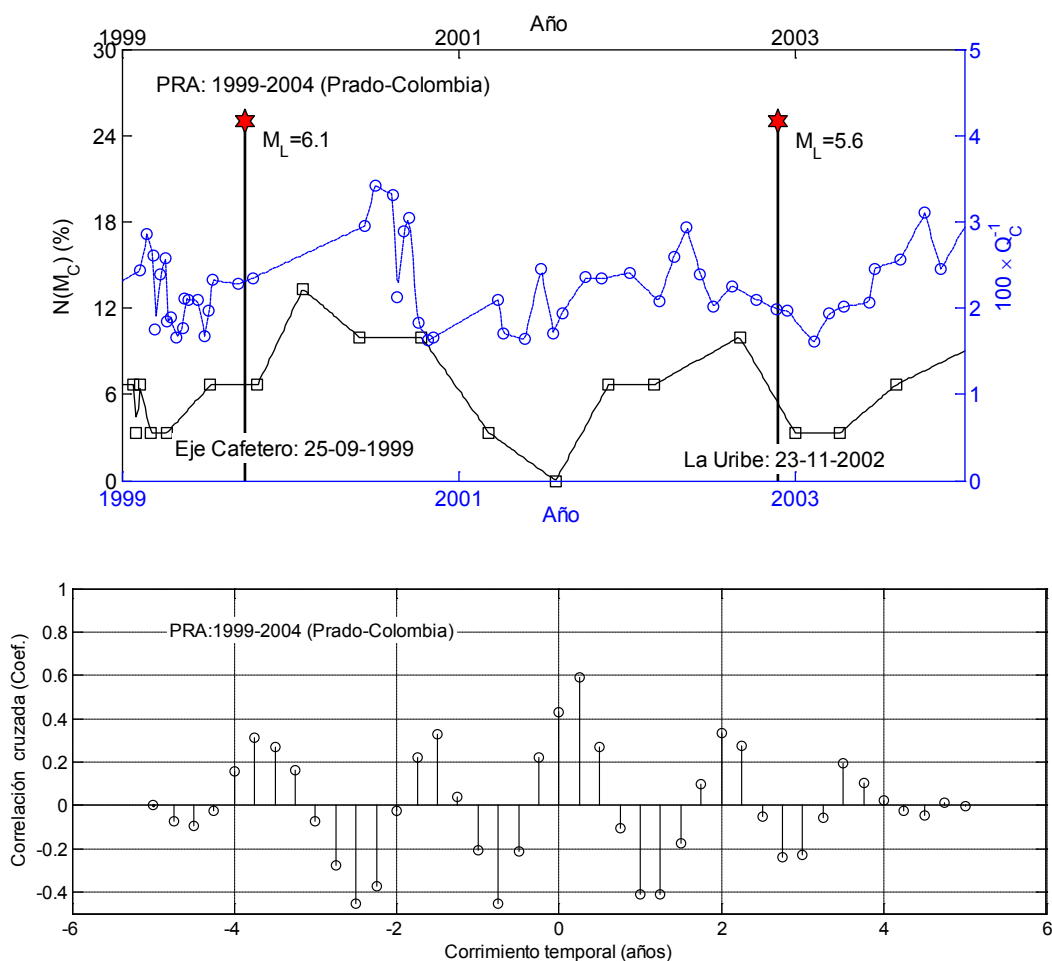


Figura 6.19: Series temporales para Prado en el periodo 1999-2004 (arriba) y función de correlación.

El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es +0.43 y para un corrimiento temporal de +(tres meses) es de 0.6. 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.

6.3.3 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 Tabla 6.3 y la Figura 6.11). 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 Figura 6.11 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. Este es otro de los puntos oscuros de esta técnica que no permite establecer cuál es el rango de profundidades en los que se producen los procesos de acoplamiento-desacoplamiento de los procesos de carga y descarga.

Con todo, se ha procedido de forma análoga a la de las estaciones de TOL y PRA. La Figura 6.20 resume los resultados obtenidos. Arriba se muestran las series temporales de sismicidad y de atenuación, en medio se muestra la función de correlación global y abajo la variación temporal de la correlación. Sobre la Figura de las series temporales, arriba y abajo de la Figura 6.20 se muestran también los terremotos de magnitud por encima de 5.5. 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 zona 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.

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

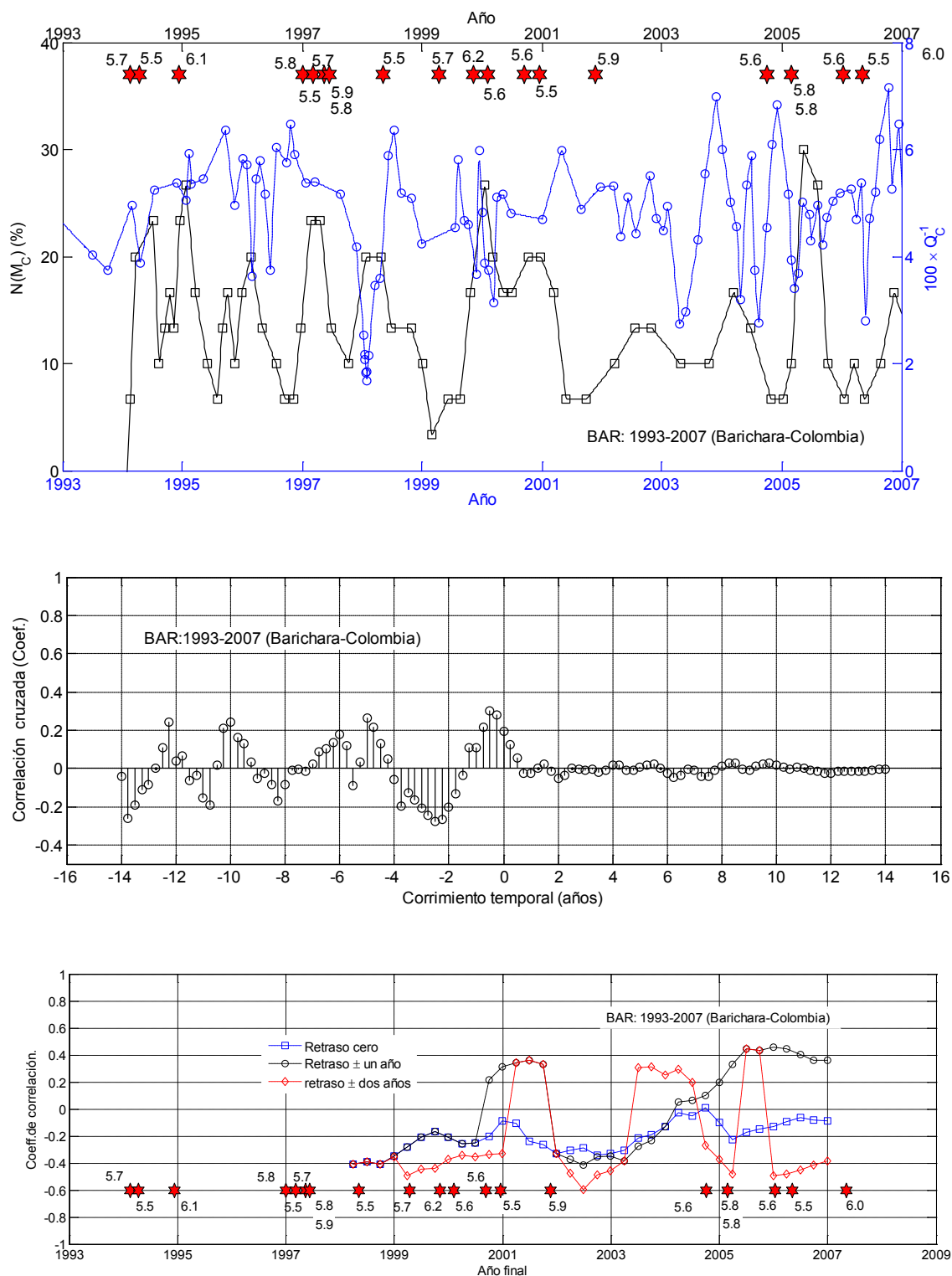


Figura 6.20: Series temporales 1993-2007 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada.. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo).

Como en las estaciones de PRA y TOL se muestran también dos detalles de la evolución temporal de las series y de sus coeficientes de correlación. La Figura 6.21 muestra el análisis de correlación para el periodo 1995-2000 y la Figura 6.22 muestra el análisis para el periodo 2002-2007.

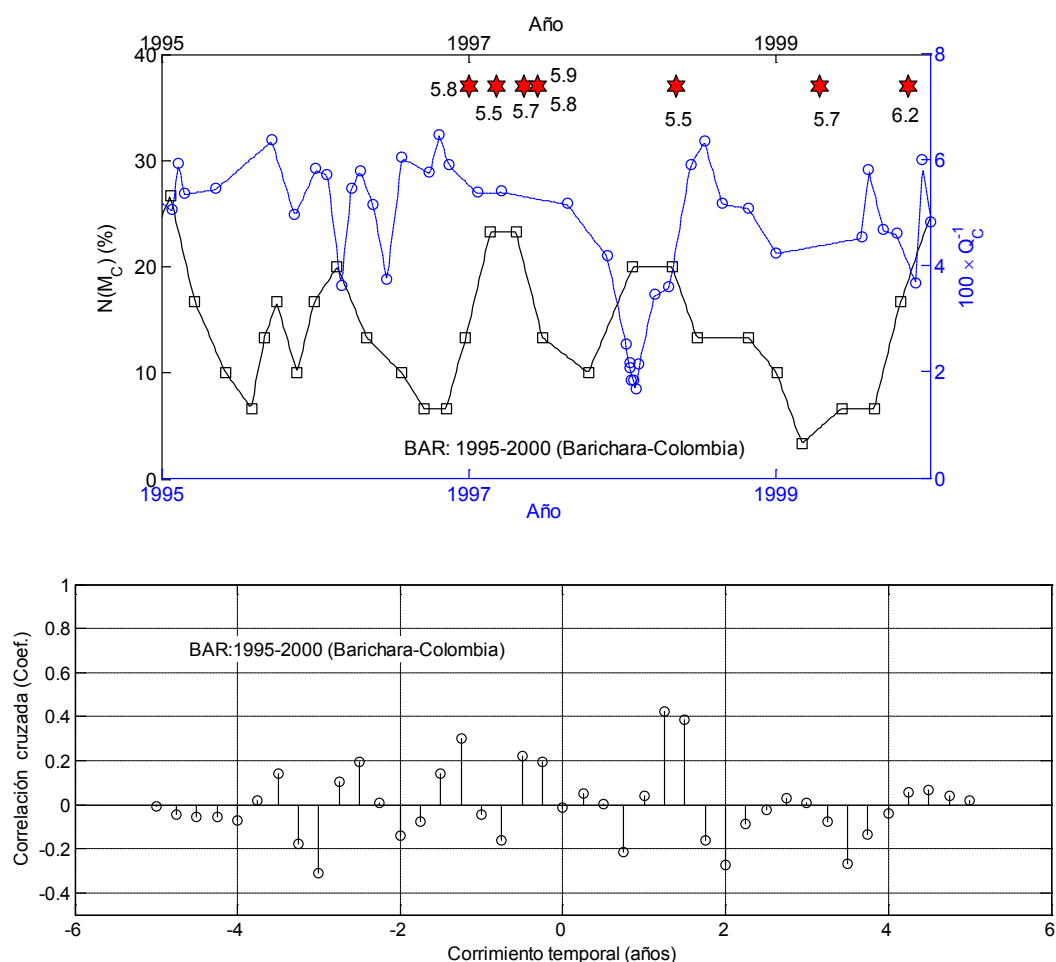


Figura 6.21: Series temporales para Barichara en el periodo 1995-2000 (arriba) y correspondiente función de correlación.

Ambas figuras confirman la baja correlación entre las series temporales de atenuación y de sismicidad, típica de periodos de alta probabilidad de ocurrencia de terremotos. En el primer caso, hacia el inicio del periodo de estudio, se obtiene un coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo de -0.01 aunque para un corrimiento temporal de + (un año y tres meses) se obtiene un coeficiente de correlación de +0.42. En el segundo caso, al final del periodo de estudio, el coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es de -0.21 pero para un corrimiento temporal de - (un año y tres meses) se obtiene un coeficiente de

correlación de +0.40. En el primer caso la evolución de la sismicidad precede a la de atenuación, en el segundo la evolución temporal de la atenuación precede a la de la sismicidad.

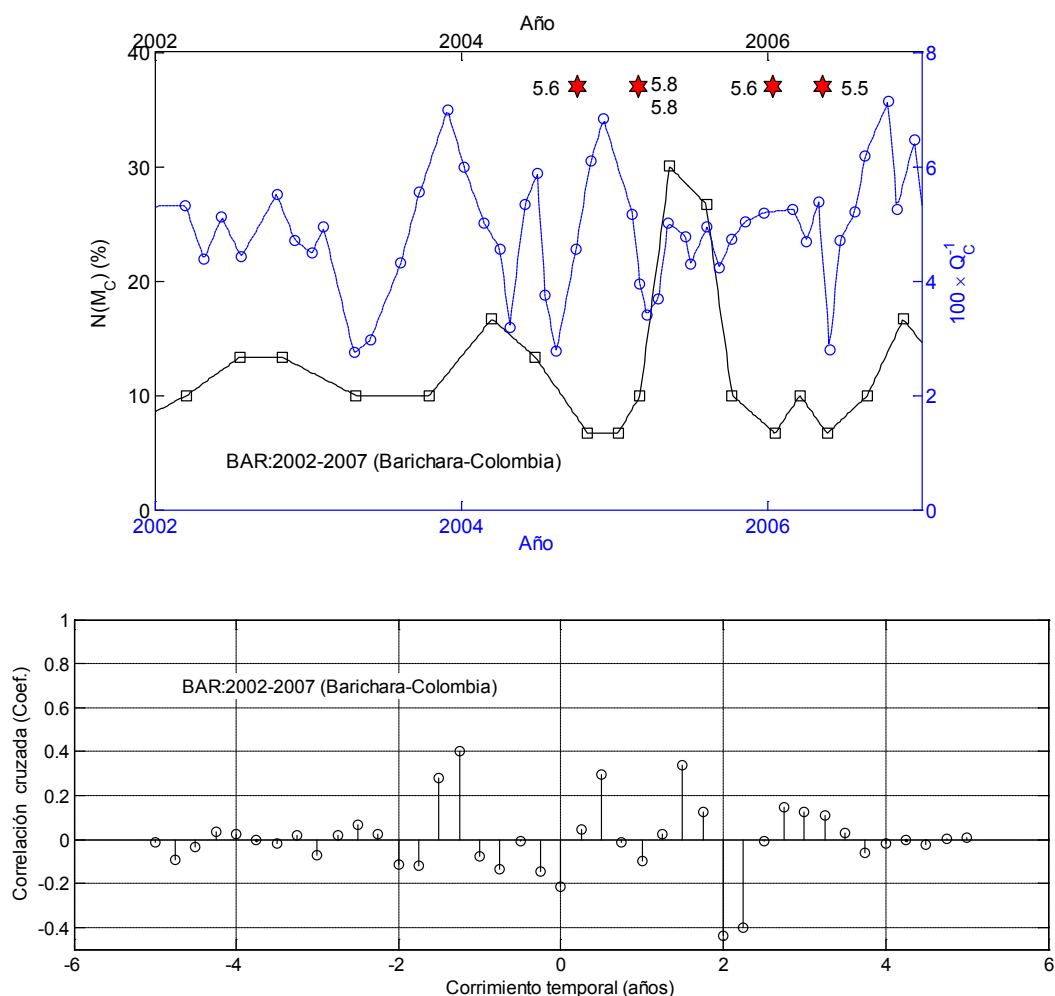


Figura 6.22: Series temporales para Barichara en el periodo 1995-2000 (arriba) y coeficientes de correlación. El coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo es -0.21 y para un corrimiento temporal de menos un año y tres meses el coeficiente de correlación es de +0.40.

Finalmente, la Figura 6.23 es la misma que la Figura 6.20 pero donde sólo se ha graficado el coeficiente de correlación para corrimiento temporal nulo. Se observa cómo este coeficiente refleja bien la situación de correlación-no-correlación de las dos series analizadas por lo que este parámetro va a ser suficiente para resumir y discutir los resultados obtenidos a la luz de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil.

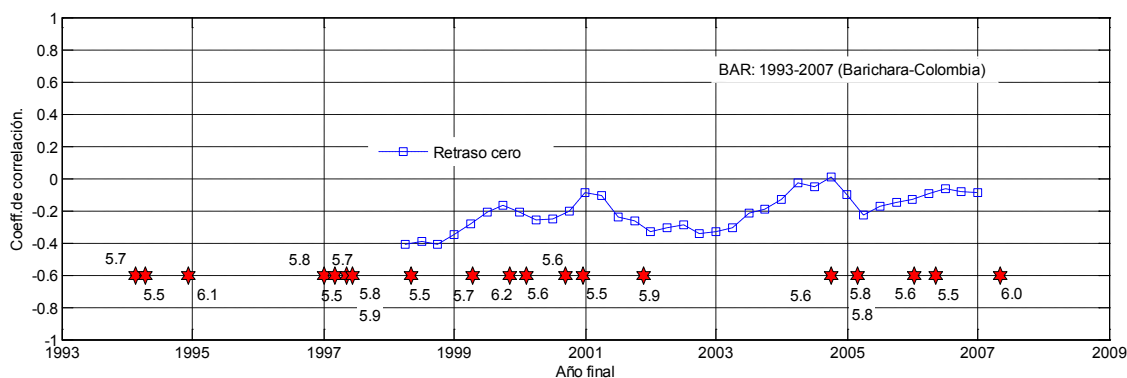


Figura 6.23: variación temporal de la correlación con los coeficientes de correlación para corrimiento temporal nulo. Se indica también la persistencia de la ocurrencia de terremotos de magnitud local (M_L) a partir de 5.5.

6.4 Taiwán

La segunda región de aplicación de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera es Taiwán. Concretamente cinco estaciones seleccionadas en la mitad norte de la isla. Como en el caso anterior, las principales características geotectónicas y el cálculo de las series de sismicidad y atenuación que caracterizan las zonas frágil y dúctil se han descrito con detalle en los capítulos 4 y 5. De todas formas, se presenta brevemente un resumen antes de comenzar con el análisis de la correlación y evaluar la hipótesis.

Tanto el catálogo sísmico, utilizado para elaborar las series temporales de sismicidad que caracterizan la zona frágil, como las formas de onda, necesarias para calcular las series de atenuación que caracterizan la zona dúctil se obtienen a través del *Central Weather Bureau of Taiwán* (CWBT). Estos datos se recopilan en persona por la autora de esta tesis gracias al *Summer Program in Taiwán 2009 for Spanish Students* ofrecido por el *National Council of Taiwán* en una estancia de dos meses en el propio CWBT. En todos los casos el periodo de análisis es 1994-2008 y, como en el caso de Colombia, se establece una distancia efectiva a cada estación de $d_{ef} = 150$ km.

En el capítulo 5 se exponen los criterios de calidad que han de cumplir las formas de onda utilizadas y tras la criba el número de sismogramas utilizados se reduce a los presentados en la Tabla 6.5. Además, se presentan las distancias y azimuts entre estaciones en la Tabla 6.6. La Figura 6.24 muestra la localización de las estaciones, así como la de los terremotos de magnitud $M_L \geq 6$ ocurridos en la zona y periodo de análisis.

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

Tabla 6.5: Localización, breve descripción de la actividad y número de formas de onda utilizadas en el análisis de las estaciones de Taiwán.

Estación	Lon (°E)	Lat (°N)	Actividad	Nº formas de onda
TCU	120.68	24.15	Media. Superficial	885
NST	121.00	24.63	Media. Superficial	1094
TWS1	121.42	25.10	Media. Media-profunda	258
TWE	121.67	24.72	Alta. Profunda	1184
TWB1	121.99	25.01	Alta. Profunda	365

Tabla 6.6: Distancias y azimuts entre las estaciones del estudio

	Distancia (km)				Azimut (°)			
	NST	TWS1	TWE	TWB1	NST	TWS1	TWE	TWB1
TCU	62.44	129.44	118.58	163.37	31.20	35.15	57.49	53.90
NST		67.28	68.43	108.48		38.95	81.45	66.87
TWS1			49.2	58.28			149.12	99.76
TWE				45.63				44.10

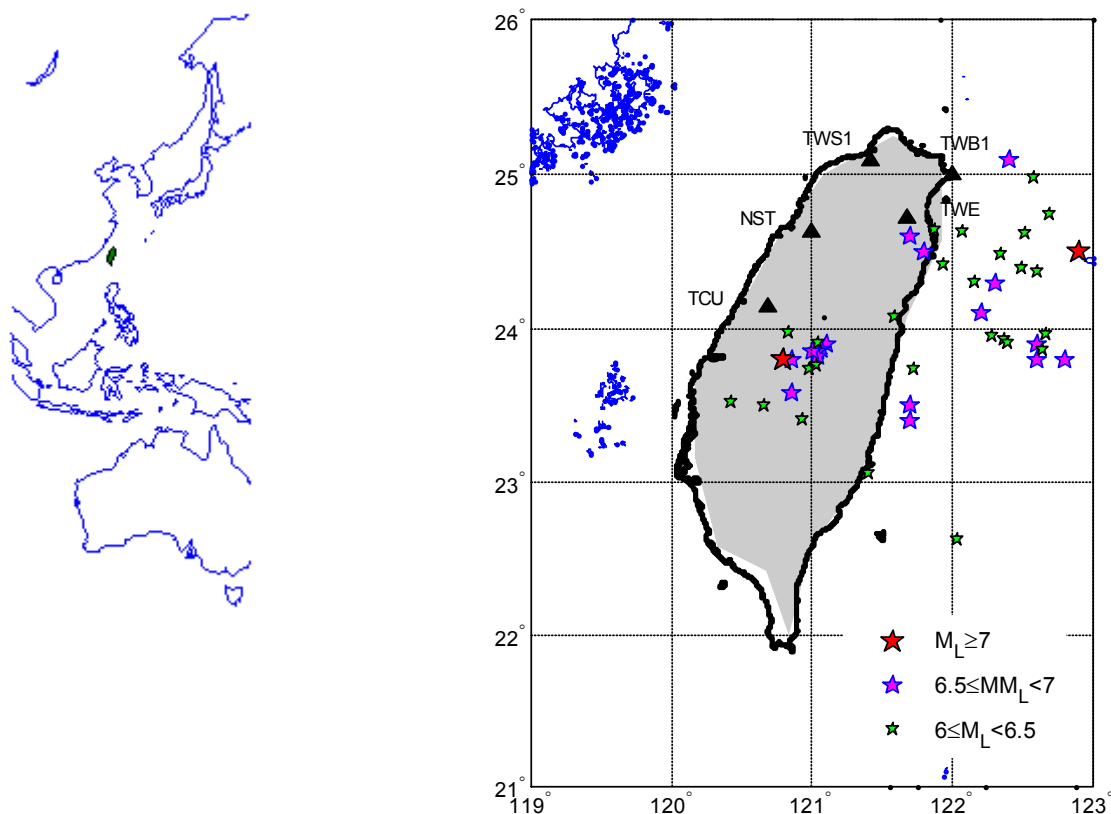


Figura 6.24: Situación de la zona de estudio, estaciones y terremotos de magnitud superior a 6.

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

Aunque en la Figura 6.24 se muestran los terremotos con magnitud por encima de 6, por simplicidad, en la Tabla 6.7 sólo se detallan los parámetros de los sismos con magnitudes por encima de 6.5. Por otra parte, todos ellos pueden ser considerados con seguridad como ‘grandes eventos’, correspondientes a fases de desacoplamiento de la interacción frágil-dúctil de la litosfera.

Tabla 6.7: Terremotos de magnitud $M_L \geq 6.5$. Se indica en negrita la distancia a las estaciones afectadas.

Terremoto Referencia	Fecha	Lon (°E)	Lat (°N)	Prof (km)	M_L	Distancia epicentral (km)				
						(TCU)	(NST)	(TWS1)	(TWE)	(TWB1)
Hualien	24/05/1994	122.6	23.8	4.5	6.6	198.9	186.7	187.5	139.1	148.1
Yilan	05/06/1994	121.8	24.5	5.3	6.5	120.0	82.2	77.0	27.8	59.9
Yilan	25/06/1995	121.7	24.6	39.9	6.5	114.8	70.8	62.4	13.68	54.2
ChiChi	20/09/1999	120.8	23.8	8	7.3	40.8	94.5	157.6	135.1	180.6
Hualien	01/11/1999	121.7	23.4	31.3	6.9	133.2	154.1	191.2	146.8	181.4
Nantou	10/06/2000	121.1	23.9	16.2	6.7	50.9	81.8	137.3	107.9	152.8
Hualien	18/12/2001	122.6	23.9	12.0	6.7	197.0	181.4	179.1	131.1	138.0
Hu-Na	31/03/2002	122.2	24.1	13.8	6.8	154.3	135.1	136.3	87.4	103.4
Keelun	16/09/2002	122.4	25.1	176	6.8	203.4	150.6	98.7	84.9	42.5
Yilan	15/10/2004	122.9	24.5	91.0	7.1	228.3	192.7	163.6	126.7	108.0
Hualien	08/11/2004	122.8	23.8	10.0	6.6	218.9	204.5	201.0	153.6	157.6
Yilan	06/09/2007	122.3	24.3	54.0	6.6	165.2	136.6	125.8	79.0	84.9

Como en el caso de Colombia, la estimación de la magnitud característica, que ya se introdujo en el capítulo 4, se realiza a partir de la correlación de las series de sismicidad y atenuación. Un valor de $M_{Ch} = 4$ da resultados más consistentes, conclusión que coincide con las del capítulo 4 así como con el valor obtenido en Colombia. Varios pares (número de terremotos, solapamiento) se consideran para construir las series de sismicidad. En este caso, la elevada actividad permite usar valores (200,50). Aunque se obtienen resultados estables para valores más pequeños se elige este par porque el número de puntos de las series es, de esta forma, comparable al número de puntos de las series de atenuación, que se construyen, como en todos los casos, promediando 11 valores consecutivos solapando 4. La asignación temporal de cada punto de la serie temporal corresponde a la mediana estadística de las horas origen de los terremotos usados. Igualmente, las pruebas realizadas considerando los valores medios en lugar de la mediana muestran resultados consistentes.

Ya se ha discutido la importancia del intervalo de muestreo y el tipo de interpolación necesarios para poder calcular la correlación cruzada de las parejas de series. De igual forma, se han realizado pruebas a este respecto. Por consistencia y para posterior comparación de resultados se elige finalmente una interpolación a intervalos temporales de tres meses utili-

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

zando interpolación lineal, coincidiendo, esta elección, con la tomada para las tres estaciones colombianas. El efecto de estas elecciones se ha discutido más arriba y las pruebas realizadas en esta nueva localización dan lugar a las mismas variaciones. Igualmente, se exponen a continuación los parámetros estadísticos de las series generadas en la Tabla 6.8.

Tabla 6.8: Estadísticos de las series de sismicidad y atenuación para el periodo 1994-2007.

Series de sismicidad: $[t, N(M_{ch})]$					
Parámetro	Estación				
	NST	TCU	TWS1	TWE	TWB1
Fecha_i	26/02/94	15/02/94	27/02/94	16/02/94	17/02/94
Fecha_f	27/09/08	31/07/08	29/07/08	24/10/08	13/09/08
N_pts	113	111	98	131	111
Na (años)	14.7	14.5	14.5	14.8	14.7
npa	7.7	7.6	6.8	8.9	7.6
npa_min	4	4	4	6	5
npa_max	34	35	23	29	18
npa_mean	7.8	7.7	6.8	9	7.6
npa_std	7.8	8.1	5.0	6.1	3.5
npa_cv	0.99	1.05	0.74	0.68	0.47
dt_min (días)	0.07	0.06	0.16	0.10	0.27
dt_max (días)	101.3	121.8	112.4	88.3	91.0
dt_mean (días)	46.4	46.8	53.6	40.5	47.8
dt_std (días)	35.1	37.3	35.0	25.2	25.5
dt_cv	0.76	0.80	0.65	0.62	0.53
N_min (%)	3.5	3	3	2	3
N_max (%)	22.0	19.5	17.5	16.0	14.0
N_mean(%)	7.8	8.3	7.4	8.2	7.9
N_std (%)	2.6	2.7	2.4	2.6	2.4
N_cv	0.33	0.32	0.33	0.32	0.30

Series de atenuación: $[t, Q_c^{-1}]$					
Parámetro	Estación				
	NST	TCU	TWS1	TWE	TWB1
Fecha_i	18/06/04	13/02/94	03/12/94	16/05/94	04/10/94
Fecha_f	06/07/08	21/04/07	29/05/07	01/10/08	02/04/07
N_pts	155	125	36	168	51
Na (años)	14.1	13.3	12.6	14.5	12.6
npa	11.0	9.4	2.9	11.6	4.1
npa_min	3	1	0	5	1
npa_max	28	42	11	23	13
npa_mean	10.9	9.5	2.7	11.6	3.9
npa_std	8.1	11.2	2.8	11.6	3.3
npa_cv	0.74	1.18	1.05	0.58	0.87
dt_min (días)	0.03	0.08	1.66	0.06	0.15
dt_max (días)	195.9	452.3	497.6	225.8	531.5
dt_mean (días)	31.4	37.2	126.1	30.6	89.8
dt_std (días)	36.5	59.1	135.5	36.5	104.8
dt_cv	1.14	1.59	1.06	1.19	1.17
(100*Q ⁻¹)_min	1.23	0.86	1.22	1.54	1.8
(100*Q ⁻¹)_max	3.34	2.77	2.75	3.91	4.16
(100*Q ⁻¹)_mean	2.02	1.62	1.88	2.54	2.87
(100*Q ⁻¹)_std	0.41	0.38	0.40	0.51	0.52
(100*Q ⁻¹)_cv	0.20	0.24	0.21	0.20	0.18

En el caso de la sismicidad, los parámetros estadísticos aquí presentados muestran series razonablemente buenas para el análisis. Algunos problemas se presentan en el caso de la atenuación. La alta calidad de los sismogramas que se requiere para este estudio da lugar, en algunos casos, a una escasez de datos o mala distribución de los mismos a lo largo de la ventana temporal. En los casos de TCU, TWS1 y TWB1 será necesario tener en cuenta la heterogeneidad en la distribución de los datos, pudiendo ser necesario acortar la ventana temporal de análisis para reducir el efecto de la falta de puntos en las series.

Se inicia el análisis por las estaciones de la costa oeste, NST, TCU y TWS1, para finalizar con TWE y TWB1, situadas en la costa este de Taiwán.

6.4.1 NST

La estación NST se localiza en la costa oeste de Taiwán, por lo tanto es una de las tres estaciones más alejadas de la fosa de subducción de Ryukyu, a pesar de que puede sufrir su influencia, puesto que todas las localizaciones seleccionadas en la isla están relativamente próximas entre sí. De las estaciones de la costa oeste es la central en latitud, situada prácticamente a mitad de camino entre TCU a 62.44km al sur, y TWS1 a 67.28km al norte.

La construcción de las series temporales se ha descrito más arriba y en los capítulos 4 y 5. De las series obtenidas en Taiwán ésta es la que mejor características presenta. Los puntos para ambas series están distribuidos de forma bastante homogénea a lo largo del periodo de análisis, el número de puntos y su distribución en ambos casos es comparable. Además, su situación, más lejana a la subducción de Ryukyu, que puede presentar altos niveles de heterogeneidad lateral y por lo tanto una región frágil-dúctil poco desarrollada, favorece la hipótesis que aquí se plantea. La Figura 6.25 muestra, siguiendo el mismo esquema que en los casos anteriores, los resultados obtenidos para esta estación.

En este caso hay cuatro grandes eventos dentro de los límites considerados, además de dos ocurridos en los años previos (Yilan 1994, 1995). El gran terremoto de ChiChi (1999), el de Nantou (2000), ambos próximos a la estación, algo más lejos el de Hualien-Nantou (2002) y por último a una distancia hipocentral de casi 150km de la estación otro en el mar de Yilan (2007). Durante los primeros cuatro años las series no están correlacionadas, alcanzando valores de la correlación máxima negativos, como se aprecia en el detalle de las series, que se muestra en la Figura 6.26.

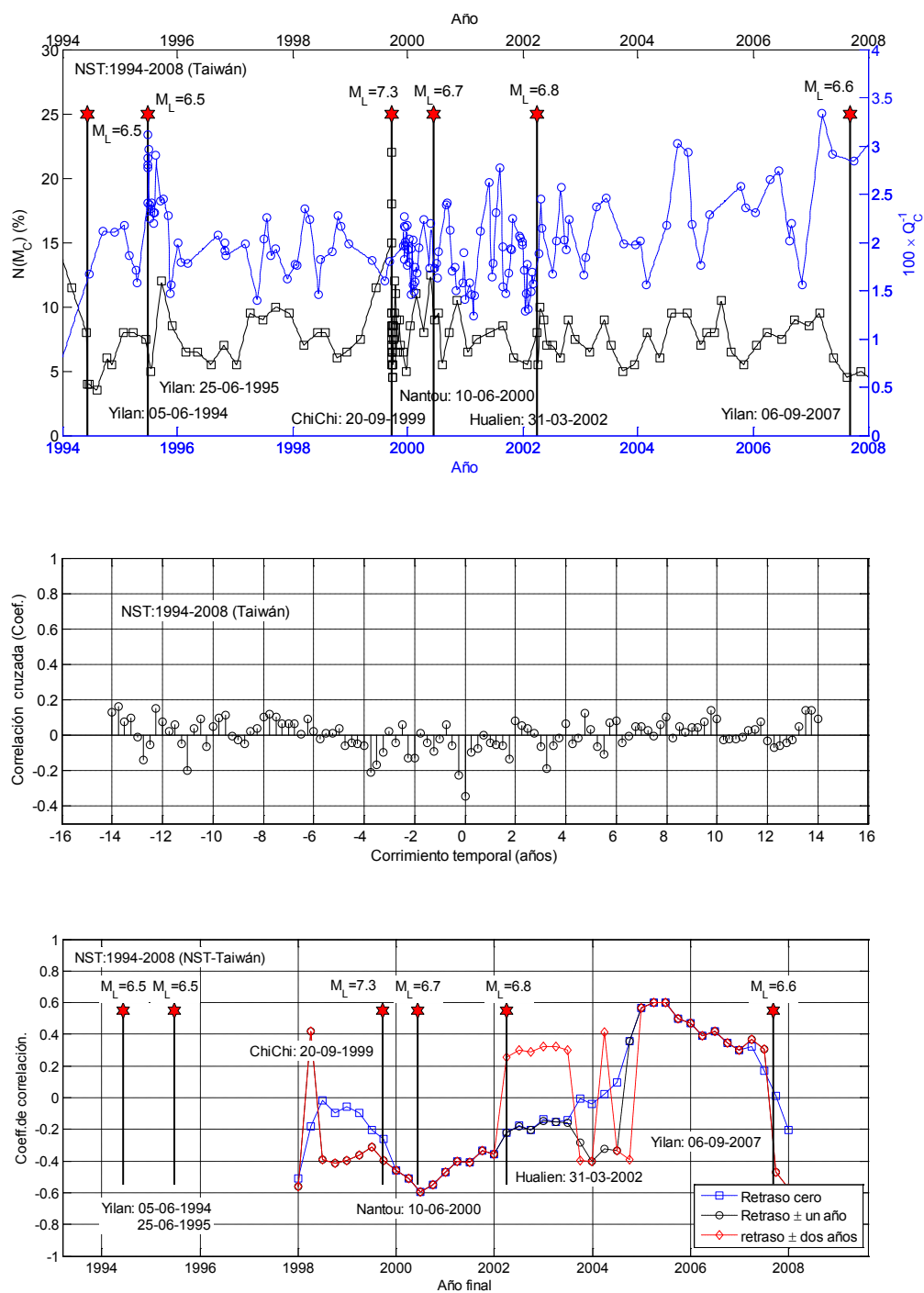


Figura 6.25: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años.

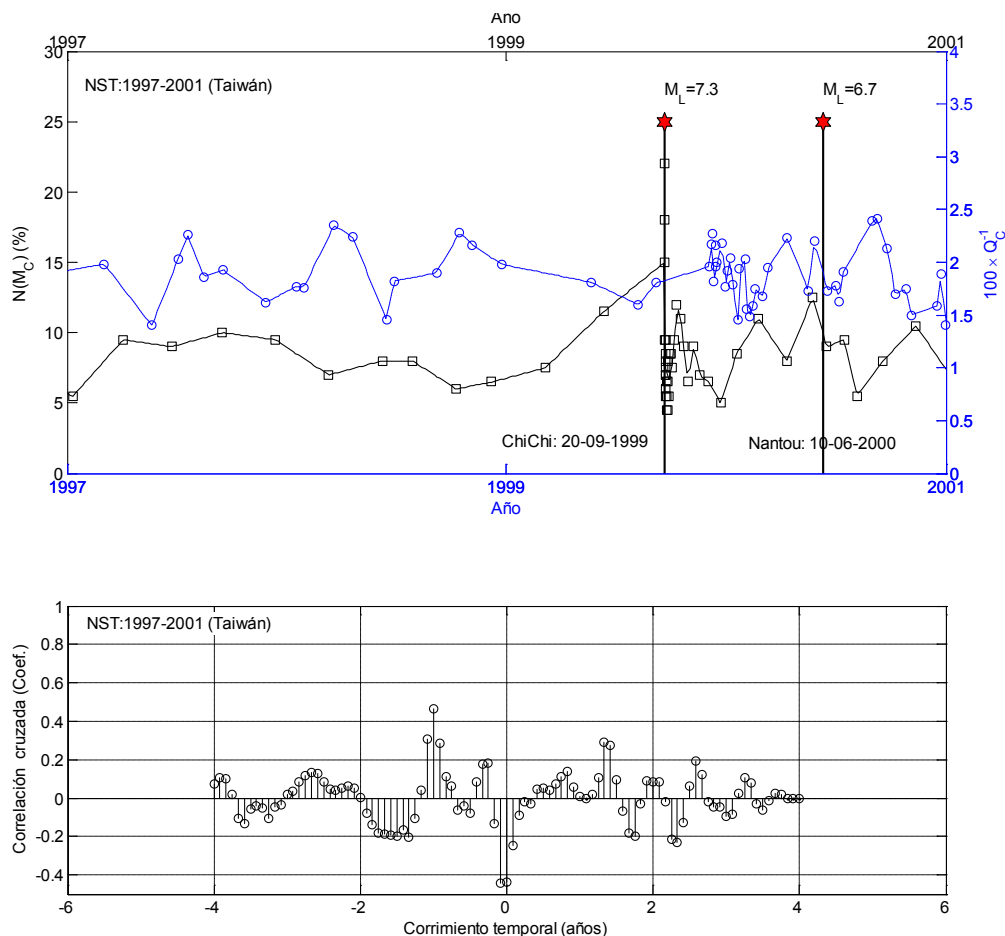


Figura 6.26: Series temporales y correlación para el periodo 1997-2001 en NST. Para corrimiento temporal nulo la correlación es de -0.42. Con un desplazamiento relativo de las series de un año la correlación alcanza un valor de 0.5.

Con un desplazamiento relativo de las series de un año la correlación alcanza un valor de 0.5, indicando un desacoplamiento de las partes frágil y dúctil. Este comportamiento se repite durante todo el periodo no correlacionado, al estudiar el detalle se observa un valor elevado de la correlación para desplazamientos de en torno a un año.

Una vez superados los 3 primeros eventos, el valor de la correlación máxima sube hasta alcanzar su valor máximo en 2005, 0.6, significativamente superior a la media y al valor obtenido considerando toda la ventana, -0.4. Como se muestra en la Figura 6.27, el valor de la correlación en 2001-2005 alcanza 0.5 sin desplazamiento relativo entre las series. En este caso se ha interpolado a un mes para mejorar la visualización, sin que ello afecte al resultado. Después este valor vuelve a descender ligeramente antes del terremoto del mar de Yilan (2007), más alejado de la estación que los anteriores y afectando por lo tanto menos a la correlación máxima.

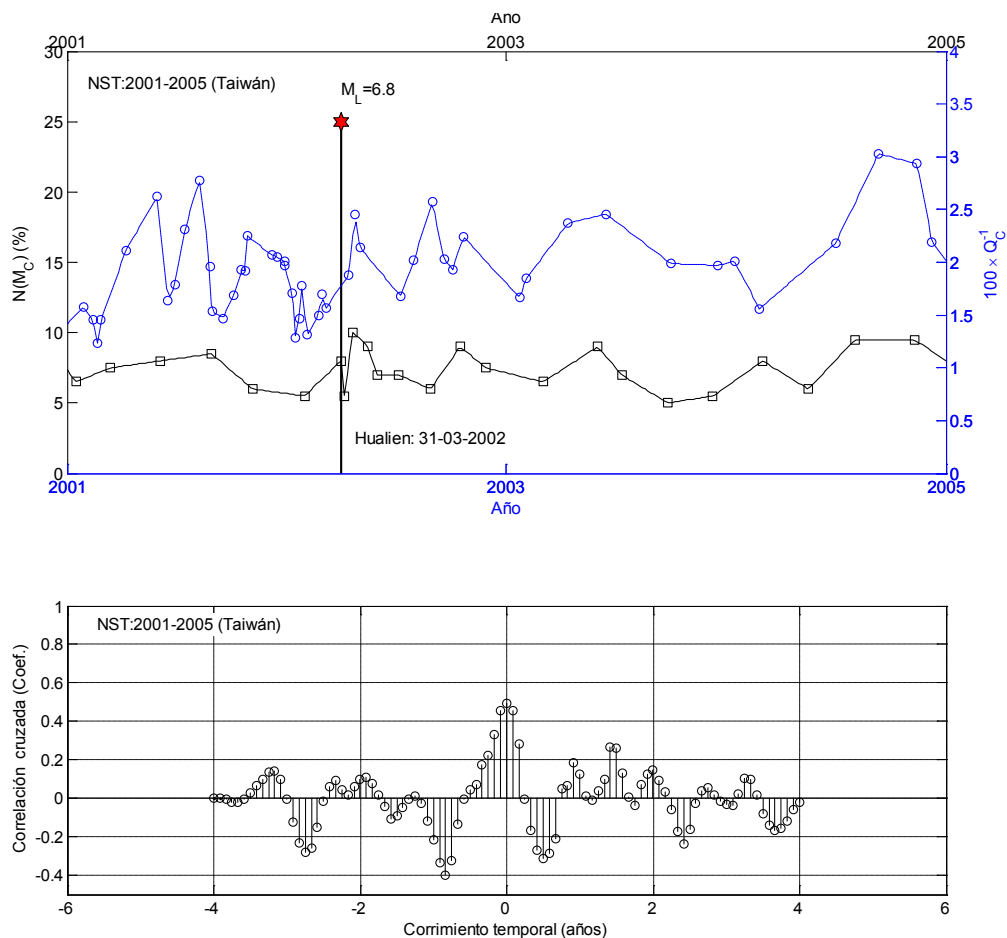


Figura 6.27: Series temporales y correlación para el periodo 2001-2005 en NST. Las series están correlacionadas para desplazamiento relativo nulo y con un valor de 0.51.

6.4.2 TCU

A 62.44 km al sur y ligeramente al oeste se encuentra la siguiente estación, TCU. Dada su proximidad con NST, la actividad es muy similar en ambas estaciones. Durante la construcción de las series temporales y el cálculo de los parámetros estadísticos se detectaron algunos problemas que afectarán a los resultados. Como se muestra en la Figura 6.28 (arriba) la serie de atenuación presenta una distribución altamente irregular de los datos, con una carencia significativa de los mismos durante los últimos años del periodo de análisis. Durante los primeros años del estudio el valor de la correlación es, como cabía esperar bajo, superando ligeramente un valor de la correlación de 0.2, pero la drástica reducción de la correlación a finales de 2002 coincide con una disminución en la cantidad de datos de atenuación.

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

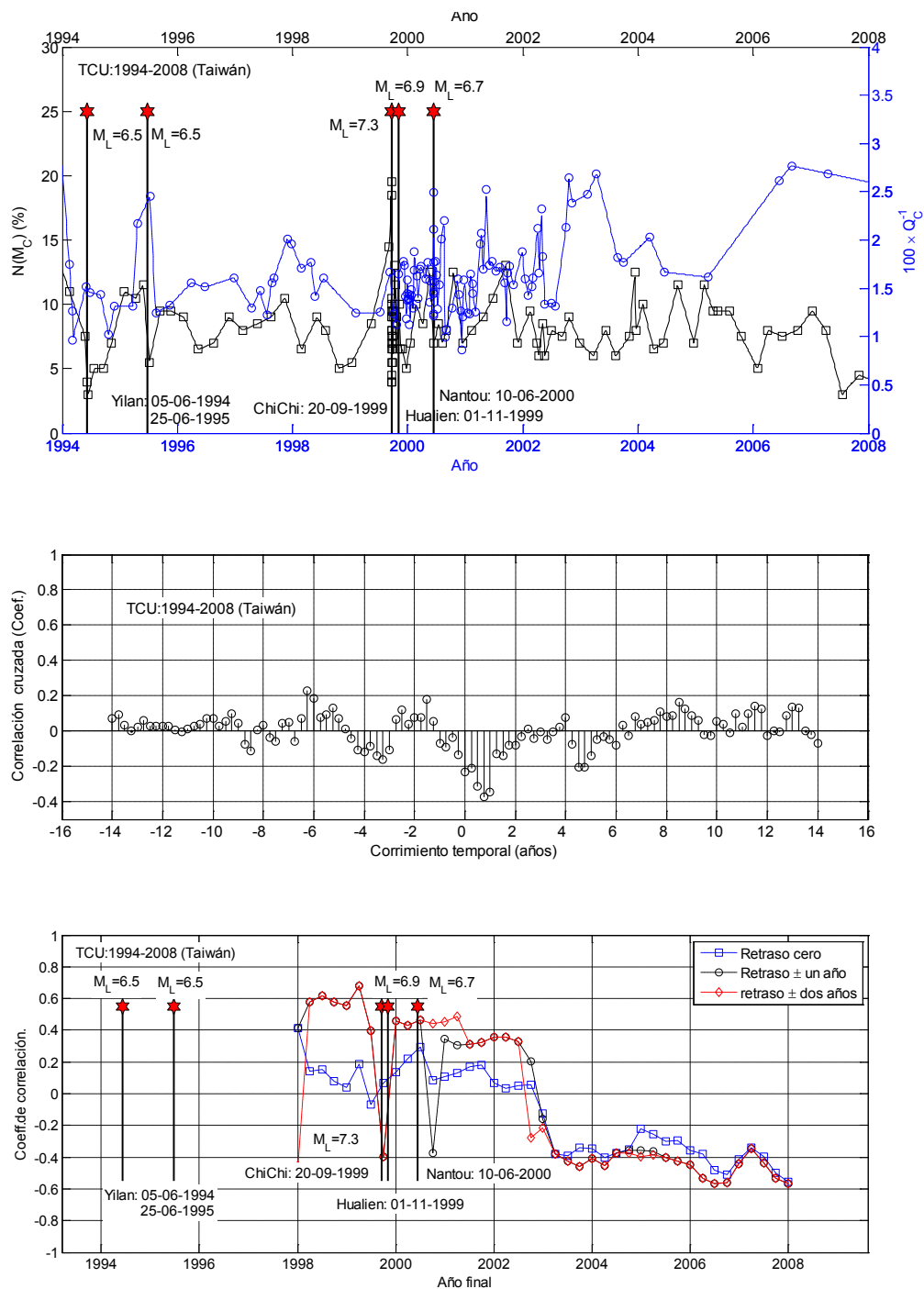


Figura 6.28: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años

A partir de la figura de las series temporales (arriba), se distinguen tres tramos en lo que respecta a la cantidad y distribución de los datos. El primer tramo, hasta el año 2000, cuenta con una buena cobertura, homogénea y con una distribución regular y similar de los datos en ambas series. El segundo tramo 2000-2003 muestra tendencias locales de alta frecuencia que, como se ha expuesto, pueden influir en la correlación. Y un tercer tramo con una patente disminución de datos de atenuación respecto de los de la serie de sismicidad.

En el periodo 1998-2000 la falta de correlación es esperable según la hipótesis de la interacción frágil-dúctil debido al desacoplamiento que se produce y que se puede asociar a la ocurrencia de los tres grandes terremotos que tienen lugar entre finales de 1999 (ChiChi) y principios de 2000 (Nantou). Además, a pesar de estar fuera de la zona de influencia, a 154km, tiene lugar en 2002 un terremoto en Hualien de $M_L = 6.8$. En la Figura 6.29 se muestra un detalle de una sección de este tramo de la ventana.

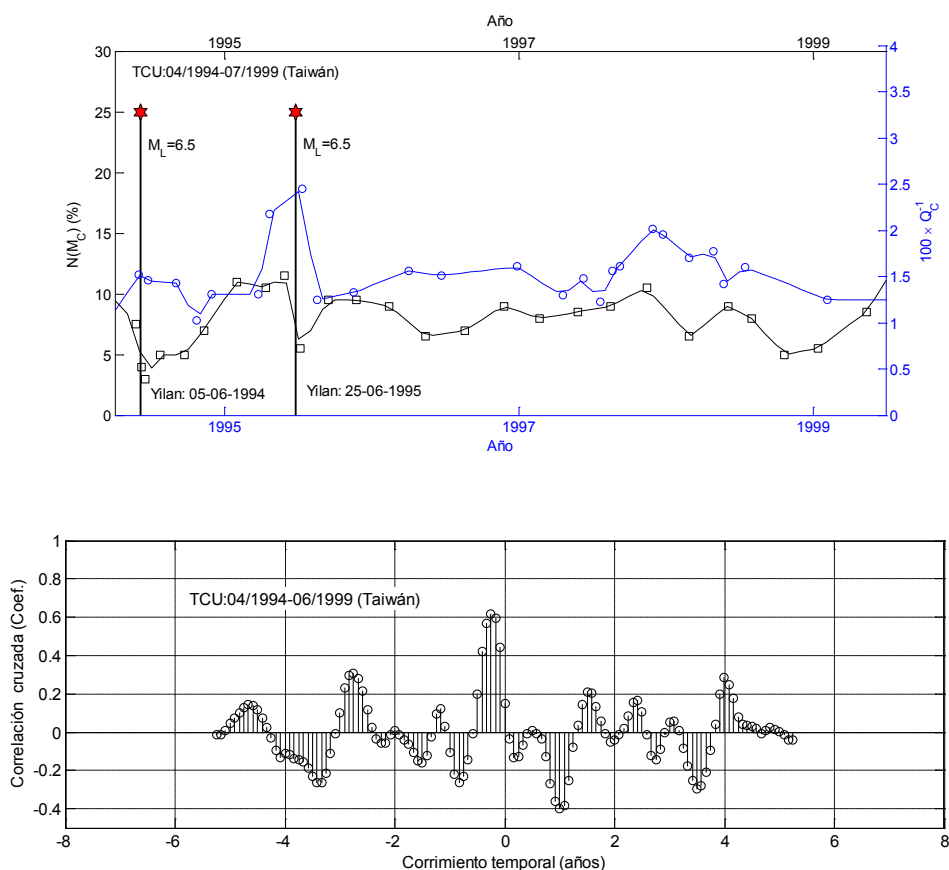


Figura 6.29: Series temporales y correlación para el periodo 1994-1999 en TCU. Para un corrimiento temporal de 3 meses, la correlación es de 0.62.

La correlación no alcanza un valor de 0.2 para corrimiento temporal 0, pero aumenta hasta superar 0.6 al considerar un desfase de 3 meses, indicando un desacoplamiento de 3 meses entre las partes frágil y dúctil del sistema. En la Figura 6.30 se presenta una sección del tercer tramo de la ventana temporal.

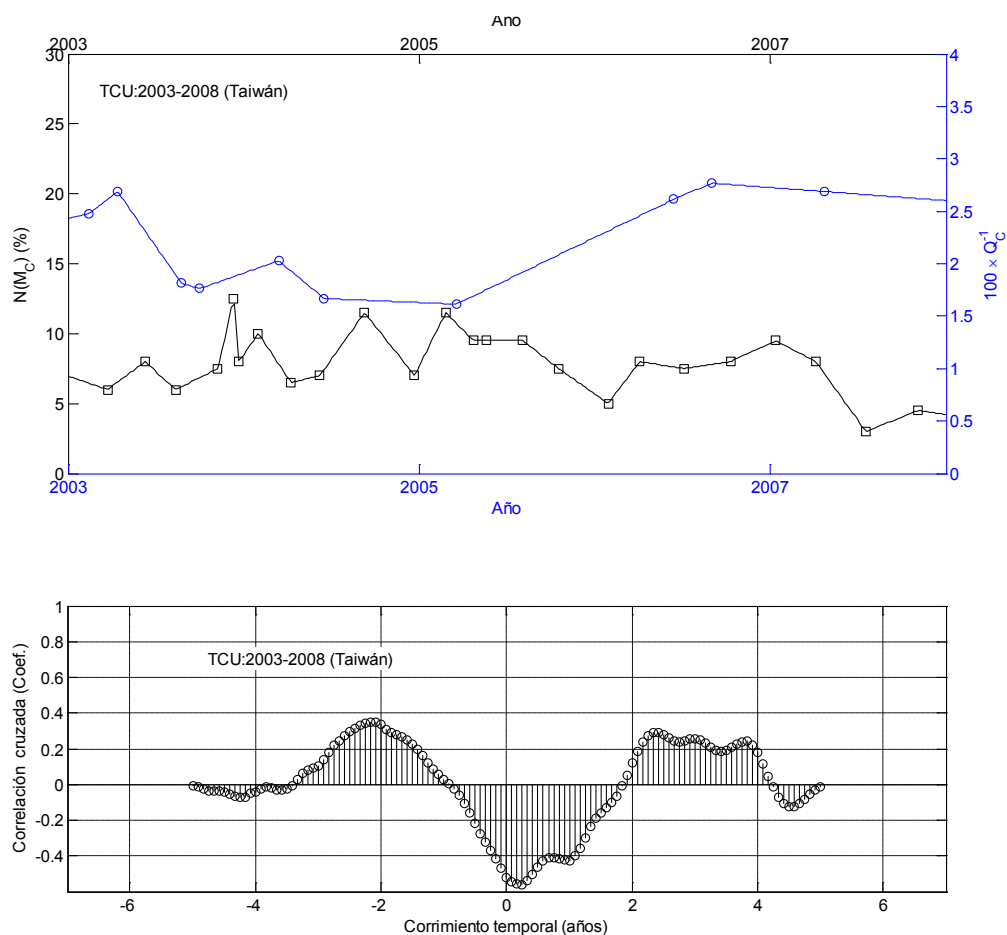


Figura 6.30: Series temporales y correlación en el periodo 2003-2008 en TCU.

En este caso, para corrimiento 0 la correlación baja drásticamente y el máximo se alcanza para un desplazamiento relativo de las series de 2 años, sin obtener en ningún caso correlaciones positivas de 0.35 o superiores. La falta de correlación en este caso se supone que es causada por la escasez de datos de atenuación, provocando que únicamente se presenten tendencias muy generales, e insuficientes en la segunda mitad del periodo de análisis.

6.4.3 TWS1

Esta estación está situada en el extremo norte de la costa oeste, en línea con las dos anteriores, ligeramente más próxima al sistema de subducción de Ryukyu. En este caso, los grandes eventos localizados dentro de la zona de influencia de esta estación están a distancias de entre 125 y 140km, distancias muy superiores a las que se tenía en los casos anteriores. En evento más próximo a la estación es el de Yilan ($M_L = 6.6$, 2007). En la Figura 6.31 se muestra el resultado del análisis de toda la ventana temporal.

Un máximo del valor de la correlación de 0.63 se alcanza en el punto correspondiente a mediados de 1998, seguido de un mínimo muy pronunciado en los primeros meses de 1999. Un desplazamiento relativo de casi dos años de las series temporales ocurre de forma repentina en este punto, para posteriormente recuperarse de la misma forma. Puede tratarse de un indicador de la próxima ocurrencia de los sismos relativamente lejanos de Nantou (2000) y Hualien (2001), aunque podría bien deberse a una variación de la tendencia local, que fácilmente desaparecería con un filtrado. Lo repentino de la caída y recuperación de la correlación y la gran distancia que separa la estación de los focos de ambos sismos son factores que hacen que nos decantemos por esta segunda hipótesis. En la Figura 6.32 se muestra el detalle para los primeros años del análisis 1994-2002, donde se aprecia con más claridad la variación de alta frecuencia que, probablemente, es la causante de este decaimiento puntual de la correlación.

A partir de 2001 comienza a descender poco a poco el valor central de la correlación, aunque se mantienen los valores máximos obtenidos para los desplazamientos relativos máximos de las series de uno y dos años. Un detalle se muestra en la Figura 6.33. Se detecta un desacoplamiento de las partes frágil y dúctil del sistema de entorno a año y medio que se va acentuando durante los años previos al terremoto de Yilan (2007). El cambio en este caso no es tan significativo como en casos anteriores, lo que puede deberse a la gran distancia epicentro-estación, ya que se trata de un sismo profundo. Además, cabe destacar que durante este tramo del análisis se tiene un número más reducido de datos.

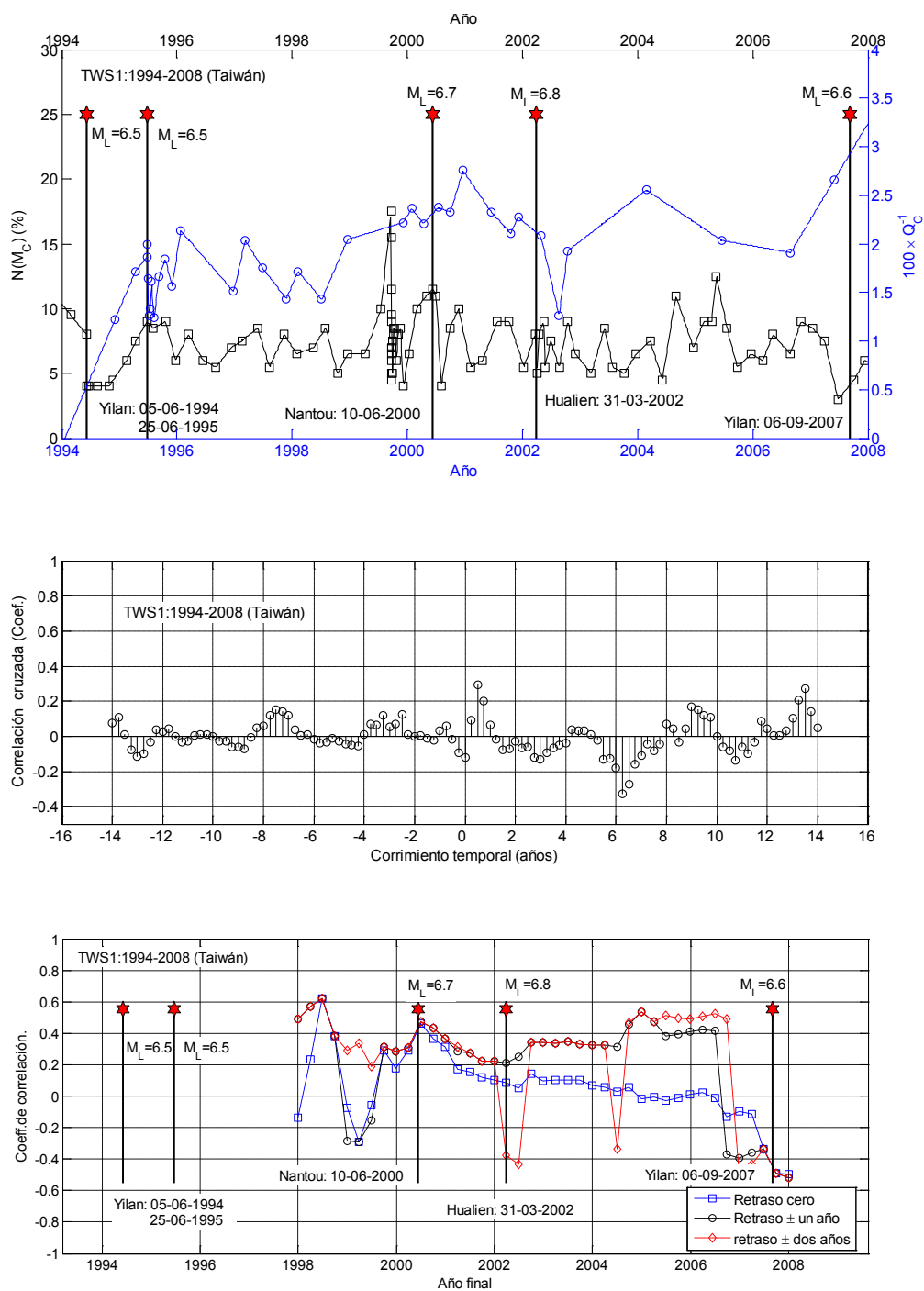


Figura 6.31: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años

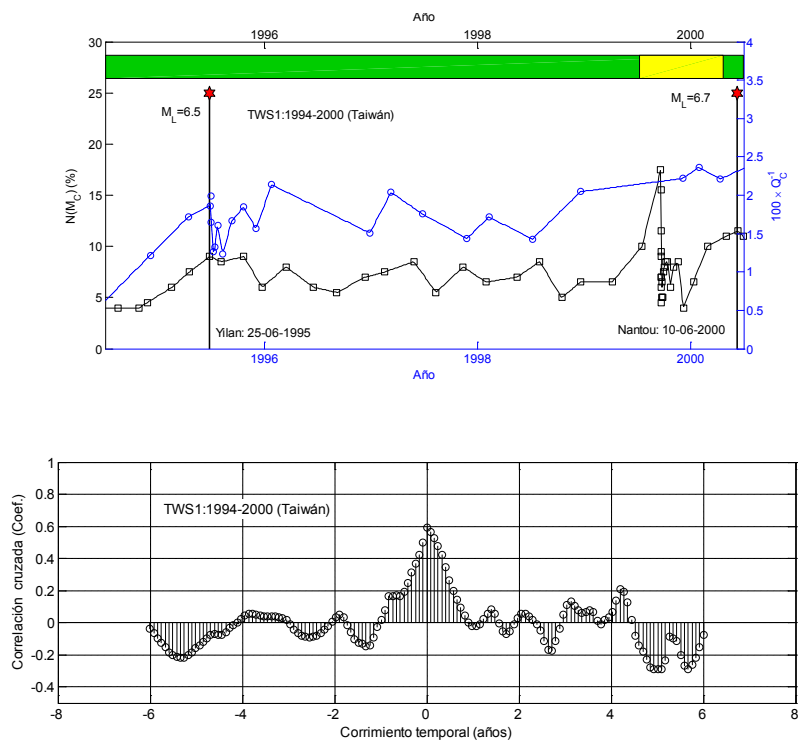


Figura 6.32: Series temporales y correlación en el periodo 1994-2000 en TWS1. En las series temporales se incluye la detección de tendencias locales de alta frecuencia (amarillo) dentro de un periodo de correlación alta (verde).

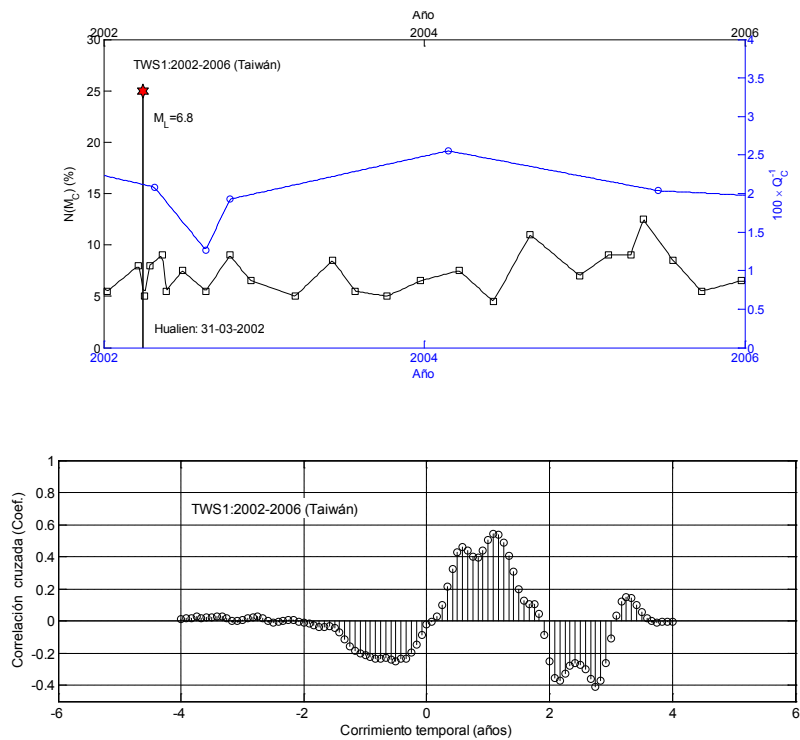


Figura 6.33: Series temporales y correlación para el periodo 2002-2006 en TWS1.

6.4.4 TWE

Ya en la costa este, directamente sobre la fosa de subducción de Ryukyu, se encuentra TWE. Esta estación está caracterizada por una actividad muy elevada. Las heterogeneidades laterales en este caso no serán despreciables lo que afectará en gran medida el análisis. Se estudia en este caso la hipótesis de la interacción frágil-dúctil en un sistema complejo de subducción. Se muestran los resultados en la Figura 6.34.

Terremotos de magnitud $M_L \geq 6.5$ ocurren durante todo el periodo de análisis. Se trata de una zona de subducción en la que los periodos de calma, que se utilizarían para calibrar el método no se dan. Destacan valores muy elevados de la correlación durante la primera mitad del análisis. Considerando los eventos ocurridos durante este periodo, se observa que todos los ocurridos desde el terremoto de ChiChi (1999) hasta el de Yilan (2004) ocurren a distancias epicentrales superiores a 100km, salvo uno (Hualien, 2002) a unos 90km. Además todos ellos se dan en la zona de Hualien –Nantou, zona en la que la subducción es la causa de la actividad.

Un análisis mucho más detallado se hace necesario en esta zona y otras de características similares. Las tendencias locales y la gran actividad dan lugar a señales de alta frecuencia durante todo el análisis, por lo que no es posible la distinción de estas tendencias de las generales que se buscan. Bien es posible, que debido al alto grado de heterogeneidad lateral el modelo sea inconsistente en este tipo de regiones, o que las características locales provoquen que durante el régimen de carga normal, en el que las partes frágil y dúctil están acopladas, se den eventos de gran magnitud, haciendo indiferenciables estos de aquellos precedidos por un desacoplamiento entre las partes.

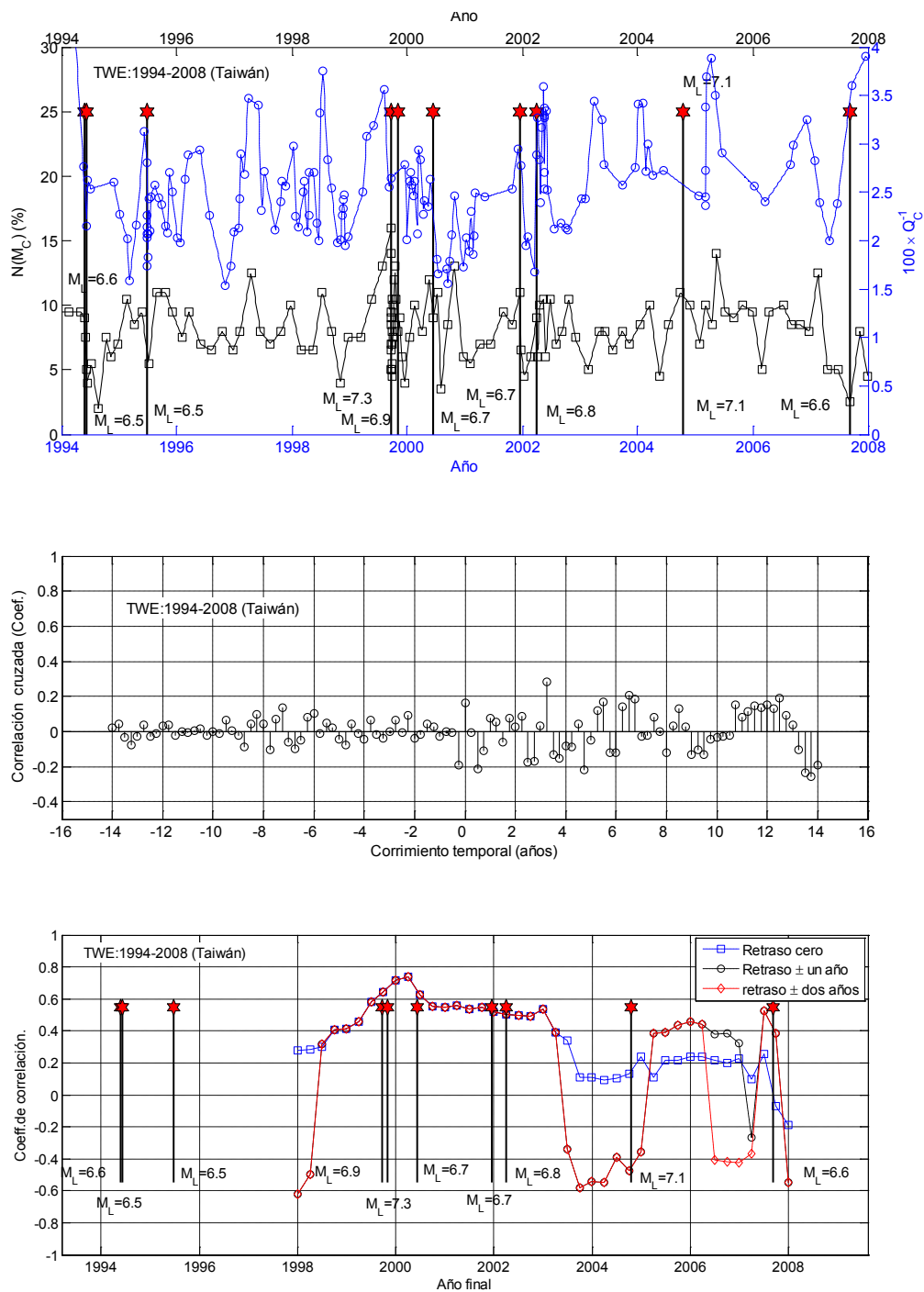


Figura 6.34: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años

6.4.5 TWB1

La última estación del estudio es TWB1, situada a 45.6 km al noreste de TWE. Muy próxima a la anterior, comparte sus características aunque de forma más leve, pues, aunque cerca, está ligeramente alejada de la zona en la que la subducción domina la actividad. Como se muestra en la Figura 6.35 la correlación se mantiene durante todo el periodo entre -04 y 0.4, no sólo la correspondiente a un corrimiento de las series de 0, si no también al considerar desplazamientos relativos entre las series de 1 y 2 años.

Aún así, y al considerar únicamente los eventos más próximos a la estación, el de Hualien (2002) y el de Yilan (2007), el patrón se ajusta a la presencia de mínimos de correlación los años anteriores a que tengan lugar. En este caso se hace complicado establecer un patrón. Tendencias locales se detectan durante todo el periodo de análisis. Además, en los últimos años se da una reducción de datos de atenuación respecto a los de sismicidad, y la proximidad a la zona de subducción con un alto grado de heterogeneidad lateral hace suponer que la aplicabilidad del modelo en este tipo de regiones no es posible, al menos, tal y como se ha planteado el procedimiento en los trabajos realizados hasta la fecha y que se han tomado como referencia de este trabajo. En la Figura se muestra la localización de los tramos con tendencias de alta frecuencia (amarillo) así como la sección que muestra una escasez de datos (gris).

Como ya se ha ido apuntando a lo largo de esta memoria, probablemente el uso de técnicas de filtrado puede ayudar a identificar distintas tendencias y patrones evolutivos y a mejorar los análisis. Con todo, este aspecto queda como propuesta de futuros desarrollos de la técnica y, como conclusión preliminar, queda nuestra sospecha de que en las zonas de subducción la interacción frágil-dúctil de la litosfera está poco desarrollada o es inexistente

APLICACIÓN III: hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera

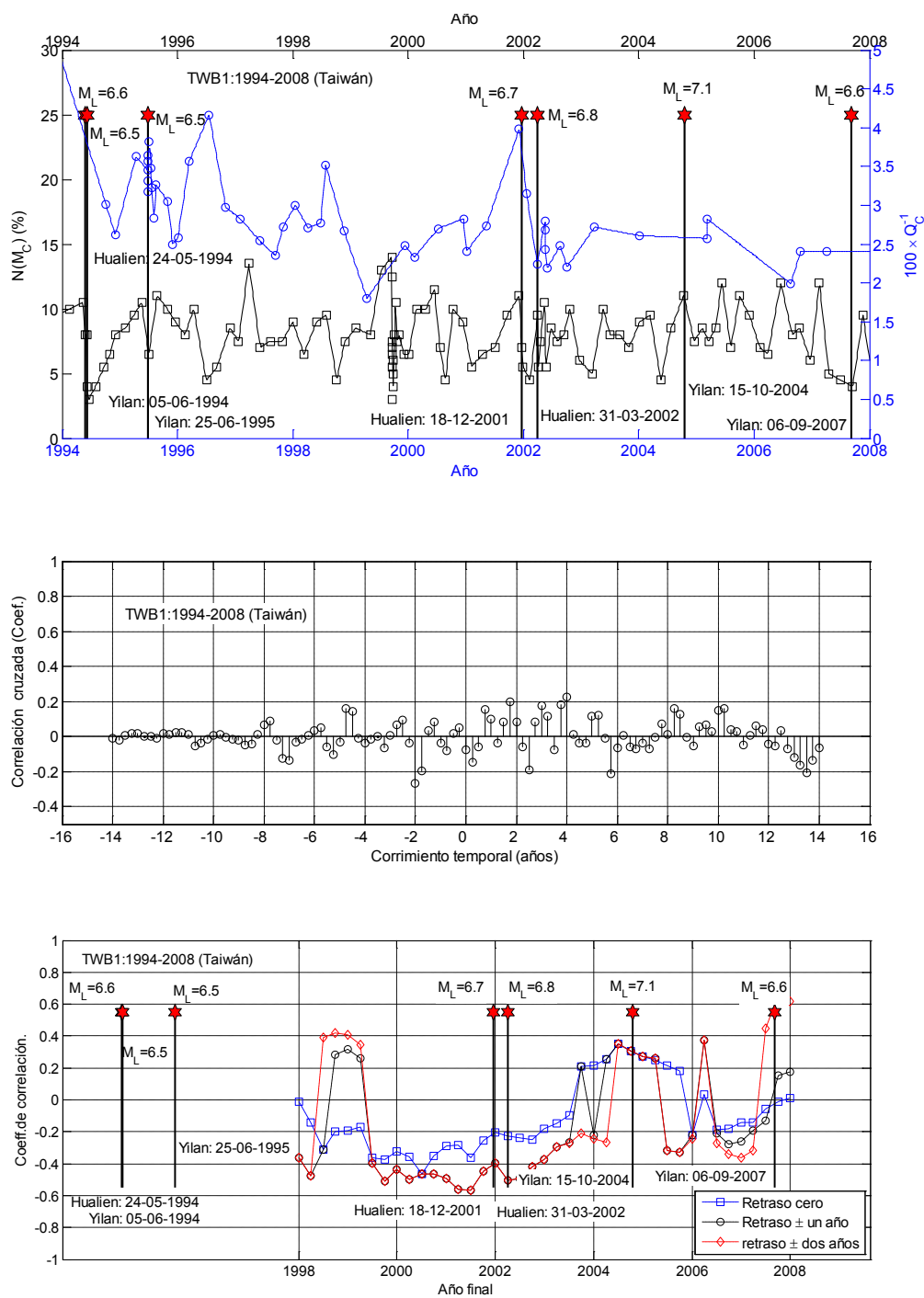


Figura 6.35: Series temporales 1994-2008 (arriba) y correspondiente análisis de correlación cruzada. Se muestra también el análisis de la variación temporal de correlación (abajo) con los coeficientes de correlación máxima para corrimiento temporal nulo y para corrimientos dentro de los intervalos de más menos uno y dos años

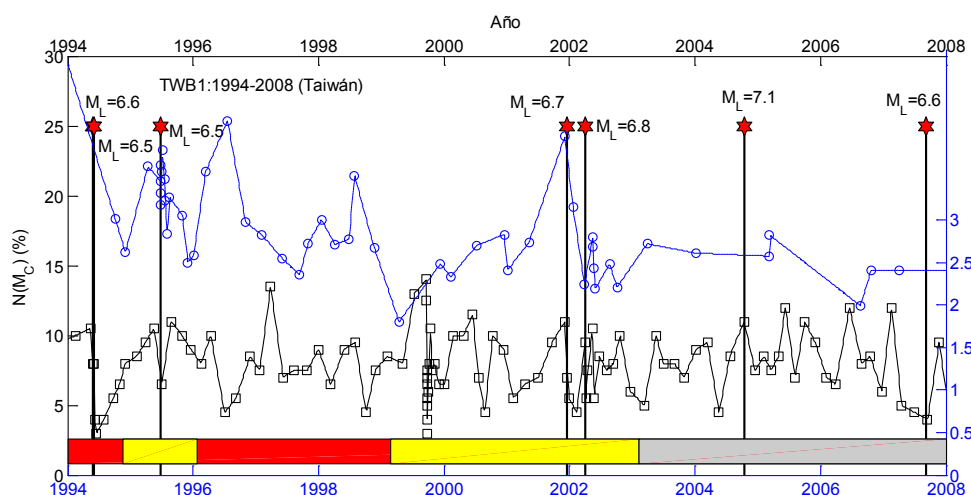


Figura 6.36: Series temporales para la estación TWB. Se destacan los tramos en los que se dan tendencias locales (amarillo), sobre aquellos en los que las series no muestran correlación (rojo) y en los que la falta de datos dificulta los cálculos (gris).

6.5 Conclusiones

Se ha recopilado y analizado un importante volumen de datos sísmicos de tres estaciones situadas en diferentes ambientes geotectónicos de Colombia y cinco estaciones que cubren la mitad norte de la isla de Taiwán.

Con pequeñas modificaciones y adaptaciones, se ha aplicado la técnica de Jin et al. (2004) para efectuar un análisis de correlación entre las variaciones temporales de la sismicidad, caracterizada por las frecuencias relativas de ocurrencia de terremotos de una magnitud característica ($N(M_{Ch})$) y de la atenuación de ondas de coda caracterizada por el inverso del factor de calidad en torno a la frecuencia de 1 Hz (Q_C^{-1}). Se ha chequeado la influencia de los diferentes procedimientos y parámetros involucrados en la construcción de las series temporales sobre el análisis de correlación poniéndose de manifiesto su robustez. Ante la conveniencia de homogeneizar series temporales heterogéneas y con pasos de tiempo variables se han ensayado también diversas técnicas de interpolación. Para periodos largos, se observan diferencias significativas entre la interpolación lineal y por esplines cúbicos. Se interpreta que estas diferencias son debidas a que la interpolación por esplines suaviza las tendencias de periodo corto o muy corto equivaliendo a un filtrado de altas frecuencias que realza las tendencias de periodo largo. Las diferencias no son significativas cuando las dos técnicas de interpolación se aplican a periodos relativamente cortos. Se ha optado por usar la interpolación lineal por en-

tender que es más respetuosa con los datos originales. Se ha propuesto una nueva técnica que permite seguir la evolución temporal de la correlación que ha demostrado ser también robusta y de gran sensibilidad a las pérdidas progresivas de correlación.

En el caso de Colombia, el análisis de correlación se ha efectuado para tres estaciones situadas en diferentes ambientes tectónicos. 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 en Colombia, 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 el caso de Taiwán, se ha comprobado la importancia de la distribución de los datos en las series temporales, tanto de sismicidad como de atenuación. En el caso de TCU un periodo largo con poca densidad relativa de datos de atenuación respecto a los de sismicidad da lugar a valores extremadamente bajos de la correlación que no se corresponden con la ocurrencia de grandes sismos. Una densidad elevada de datos da lugar en TWS1, por otra parte, a variaciones de nivel local que, si bien pueden detectarse analizando detalladamente las series por tramos, pueden dar lugar a errores y casos confusos. Se apunta que un proceso de filtrado y suavizado podría ayudar a limpiar y eliminar estas fluctuaciones de alta frecuencia. Por otro lado, se muestran dos comportamientos diferentes. En la costa oeste, NST, TCU y TWS1, muestran un comportamiento razonablemente acorde a las hipótesis, apareciendo periodos en los que la correlación máxima ocurre para un desplazamiento relativo menor que 2 años en todos los casos. En TCU, al experimentar un tramo largo de escasez de datos, la correlación presenta valores negativos en todos los casos, alertando de alguna deficiencia en las construcciones de

las series temporales. En la costa este TWE y TWB1 presentan otro comportamiento. TWE está situada justo sobre el sistema de subducción de Ryukyu. Eventos de magnitud superior a 6.5 ocurren a lo largo de toda la ventana temporal analizada y la correlación para corrimiento nulo presenta valores muy elevados durante algunos tramos, en los que no se da estabilidad. Este hecho es relevante e importante puesto que contradice frontalmente la teoría de la interacción frágil-dúctil. Pero también es cierto que se trata de un entorno geotectónico complejo y que esta inconsistencia puede deberse a que las características locales provoquen que durante el régimen de carga normal, en el que las partes frágil y dúctil están acopladas, se den eventos de gran magnitud, haciendo indiferenciables estos de aquellos precedidos por un desacoplamiento entre las partes, o sencillamente que en las zonas de subducción no valga la hipótesis de la interacción debido a una zona de interacción poco desarrollada o inexistente. En el último caso de estudio, TWB1, algo más alejado del sistema de subducción, la correlación no supera valores de 0.4 en ningún caso, aunque, al considerar únicamente los eventos más próximos a la estación sí se da el patrón que predice el modelo aunque de una forma mucho más moderada que en otros casos.

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 pérdida 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 y las tres estaciones de la costa oeste de Taiwán, 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 las construcciones de las series temporales y la claridad, relevancia y robustez de los resulta-

dos obtenidos, particularmente en los análisis detallados de la serie de Jin et al. (2004) y en las estaciones de Colombia, 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, de forma persistente y casi obsesiva, en los años postreros de su vida. Posiblemente, esta es la conclusión más relevante de esta tesis. 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.CONCLUSIONES

Resumen, conclusiones y futuros trabajos

7.1 Introducción

Desde siempre el hombre ha tratado de controlar, o por lo menos entender los fenómenos naturales, sobre todo los capaces de provocar grandes desastres con la intención de minimizar los daños que conllevan.

Un claro ejemplo es el caso de la meteorología, en el que hemos sido capaces de desarrollar técnicas de predicción a corto plazo para fenómenos que, en principio, se consideran de naturaleza caótica e impredecible. Poco a poco se va aumentando el tiempo desde que podemos afirmar con cierto margen de error, que se va a producir un fenómeno meteorológico importante y éste tiene lugar. Además conocemos los ciclos anuales de la climatología, traducidos en las estaciones del año, y otros patrones de mayor periodo, como los fenómenos de El Niño o La Niña.

El hecho de que estos dos fenómenos, a pesar de que aparentemente no están relacionados, hayan supuesto un enigma por parecer aleatorios e impredecibles, los hace comparables. Esto es, si existen ciclos climáticos y variaciones del clima a nivel global, por qué no ciclos sísmicos al mismo nivel? De hecho, desde que se conoce la tectónica de placas sabemos que, igual que la atmósfera, el sistema que rige los fenómenos sísmicos es un sistema interconectado en todo el planeta, y la existencia de un manto superior fluido, en el que existen células de convección que guían el movimiento de las placas, hace esta hipótesis más que plausible.

En el caso que nos ocupa, el de la sismología, la única previsión fiable y de utilidad es la de la peligrosidad sísmica, que por su carácter probabilista sólo es útil a largo plazo, basándose en periodos de recurrencia de 475 años, es decir, una probabilidad de ocurrencia del 10% en 50 años. De momento, se supone la existencia de ciclos sísmicos y se barajan diferentes teorías a este respecto, aunque se trata solamente de ciclos regionales y de hipótesis no resueltas. Por otro lado, diversos métodos han sido propuestos a lo largo de la historia para prever la actividad sísmica y mitigar así sus efectos, aunque de momento la perspectiva no es muy alentadora.

El interés por la predicción sísmica, por reducir los periodos de retorno con los que se trabaja en la peligrosidad sísmica, la detección de ciclos sísmicos y en definitiva poder predecir con ciertas garantías de éxito la ocurrencia de grandes terremotos ha experimentado un claro resurgir en los últimos años. Con el ánimo de dar un paso más en este sentido, se han aborda-

do en este trabajo varias áreas relacionadas para arrojar un poco de luz a este complejo problema. Un ejemplo de este resurgir es el modelo recientemente propuesto por Aki (2004), la **hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera**, en el que se ha centrado esta tesis y que, sujeto a ciertas modificaciones, se ha ensayado en zonas de distintas características. Dos variables se ven involucradas en este modelo y por ello se han analizado en profundidad: la sismicidad (caracterizando la parte frágil de la litosfera) y la atenuación (caracterizando la parte dúctil de la litosfera).

En primer lugar, con el fin de dotar de un marco histórico y evaluar la situación, se ha realizado un análisis retrospectivo de los estudios relacionados con la predicción sísmica que se han desarrollado hasta la fecha. La documentación es extensa, lo que no es de extrañar debido a los inmensos daños que ha sufrido la humanidad por este tipo de desastres y un instinto de supervivencia y curiosidad innata del ser humano, que ha dado lugar a un gran número de antiguas leyendas, así como a diversos análisis de innumerables precursores de distinta relevancia y fiabilidad. No se resta importancia al impacto y a los efectos sociales que traen consigo las alertas, pues, en ocasiones, una reacción de pánico por parte del público a la posible ocurrencia de grandes amenazas puede ser incluso más perjudicial que el evento en sí. Para ello, se han analizado varios casos, aciertos y fracasos, en predicciones pasadas, comunicadas o no, al gran público. Como decimos, el material disponible es extenso, es un tema de gran interés pero no la meta última de esta tesis, por lo que el análisis se resume en unos pocos ejemplos y una breve discusión de cómo y cuándo han de generarse alertas públicas.

El fin de este trabajo es, como se comenta, arrojar algo de luz y aportar nuestro granito de arena a un problema que en los últimos años, podemos afirmar que se ha convertido en una obligación social de la sismología. Así pues, una vez se ha situado el estudio en su contexto histórico y se ha definido la situación actual, se ha realizado un análisis de la sismicidad y su distribución espacio-temporal a distintos niveles. Ciertos patrones o ciclos se han detectado a nivel regional y local en trabajos previos, pero, dado que la tectónica de placas que rige el fenómeno sísmico es un sistema global, es intuitivo pensar que estos patrones deberían darse a nivel mundial, regional y local. Para ello y con las limitaciones inherentes a los datos disponibles, se analiza la distribución de la actividad y su evolución para la Tierra como un todo. Los resultados, aunque aún difusos creemos que son esperanzadores. No se han detectado patrones claros, pero sí surgen ciertas tendencias destacables. Estas tendencias se hacen más evidentes a nivel regional, al estudiar tres áreas de distintas características: Colombia, Taiwán y la

Península Ibérica. Limitando aún más las áreas de estudio, seleccionando puntos de interés en estas regiones, se lleva el estudio a un nivel local. Se generan series temporales de sismicidad que caracterizan la zona frágil en el marco de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera y se evalúa la existencia de una magnitud característica local.

Se ha analizado además, en estas regiones de interés, la atenuación, a través del valor de la Q de coda y de su variación temporal. Este parámetro da cuenta de las características de la zona y los efectos de sitio sobre las ondas y su forma al llegar a la superficie. Se ha estudiado su variación espacial y su dependencia con la profundidad, confirmando su correlación con la geotectónica local en concordancia con trabajos previos. La variación temporal de la atenuación es un tema más controvertido. Rechazado por unos y aceptado por otros, supone un tema que aún carece del consenso general de la comunidad científica. Se han obtenido series temporales de atenuación que muestran evidencias de variabilidad temporal, que muchas veces aparece relacionada con alteraciones en la actividad sísmica. Las series obtenidas conforman la caracterización de la zona dúctil en el marco de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil.

Combinando estos parámetros se ha puesto a prueba el llamado creep model o la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera propuesto recientemente por Aki (2004). La hipótesis, que se describe con detalle en esta tesis, supone un sistema formado por una parte frágil en la que la acumulación de deformaciones y roturas se produce por la variación de tensiones en la parte dúctil. No es posible tener medidas directas del nivel de tensiones en la litosfera. El núcleo del modelo de fluencia o deformación lenta (creep model) resuelve esta imposibilidad con la hipótesis de que el comportamiento de la parte dúctil se puede caracterizar mediante la atenuación de las ondas de coda, mientras que el comportamiento de la parte frágil se caracteriza mediante el porcentaje de terremotos de magnitud característica que tienen lugar. Además, este modelo propone que, en un estado normal de carga, las tensiones en ambas partes evolucionan de forma similar y por lo tanto las series de atenuación y sismicidad muestran una correlación simultánea, alta y positiva. Cuando se alcanza un estado crítico en la parte frágil, estado que suele preceder a un gran terremoto, ésta no puede seguir la acumulación de tensiones que ocurre a través de la transición dúctil-frágil ya que las propiedades mecánicas del sistema han cambiado. En este punto, la acumulación de tensiones en las dos partes no tiene lugar de forma simultánea rompiéndose la correlación de las series temporales poco tiempo, normalmente uno o dos años, antes de que tenga lugar un gran evento. Esta hipótesis se ha puesto a prueba en estaciones de las redes sísmicas de Colombia y de Taiwán.

Más concretamente, se han estudiado ocho estaciones, tres de ellas en Colombia y cinco en Taiwán. Se ha formulado y aplicado una técnica nueva que permite no sólo analizar valores puntuales de la correlación sino que, además, permite seguir su evolución temporal. Se ha demostrado que la técnica es robusta y fiable y muestra una gran sensibilidad a las variaciones de la correlación cruzada entre las series temporales de atenuación y de sismicidad. A continuación se presenta un breve resumen de los principales resultados y de las conclusiones más relevantes obtenidas a lo largo de esta tesis. Para ello se procede analizando los aspectos más relevantes de los diferentes capítulos en los que se ha estructurado esta memoria, excluyendo los metodológicos; es decir: a) aspectos generales sobre la predicción sísmica, b) estudio de la sismicidad, c) atenuación de coda y d) análisis de correlación predictiva.

7.2 La predicción sísmica: mito del pasado o reto del futuro

Como punto de partida, se han presentado algunos de los métodos que han sido usados a lo largo de la historia para predecir grandes terremotos y varios ejemplos del resultado de su aplicación, tanto en casos de acierto como de fallo. En principio, y como muchos defienden, la falta de éxitos puede mostrar un escenario ciertamente desalentador. Pero, varios factores mitigan este desánimo provocando un renovado interés por el tema de la predicción sísmica en buena parte de la comunidad científica. La evolución de la solidez de las propuestas, exponencial desde aquellas antiguas leyendas hasta multitud de precursores con sólidas bases científicas, es innegable y apunta a un futuro prometedor.

Además, hay que considerar la relativa juventud de la tectónica de placas, que se acepta hace solo unos 50 años, poco a poco se tiene un mayor conocimiento del proceso de ruptura y de la sismogénesis, que da lugar a un mejor entendimiento del funcionamiento de los sistemas de fallas activos. Si bien es cierto que la naturaleza caótica de la deformación y rotura frágil puede dificultar la tarea, los avances en el conocimiento del proceso son cada vez mayores y más rápidos despertando el optimismo. Los modelos que describen los efectos de las tensiones sísmicas y la interacción estática y dinámica entre las fallas mejoran día a día ajustándose cada vez más a la física del fenómeno.

Por otro lado, los avances tecnológicos permiten una significativa mejora en la cantidad, calidad y disponibilidad de los datos geodésicos y sismológicos, así como el aumento en la capacidad de computación. Así, los catálogos sísmicos incorporan cada vez más información y más detallada a partir de redes de alta tecnología cada vez más densas y sensibles. Se detectan

nuevos tipos de señales que dan lugar a mejoras en los modelos existentes y que podrían llegar a usarse como precursores de grandes sismos. Gracias a estas mejoras y al aporte de más y mejores datos, se avanza en el estudio de precursores ya propuestos, mejorando la comprensión de sus causas así como del fundamento físico que los relaciona con el fenómeno sísmico como, por ejemplo, los últimos avances en la detección de pulsos magnéticos, cambios en la conductividad del aire y señales de infrarrojo.

Motivos no faltan para ser optimistas en cuanto a la posibilidad de alcanzar una predicción sísmica fiable en el futuro. Las evidencias experimentales y teóricas apuntan a que, al menos en ciertos casos, algunos grandes terremotos podrán predecirse con altos niveles de probabilidad a corto y a medio plazo. Por todo ello y a pesar de que, hoy por hoy, la mejor forma de mitigar los efectos causados por este tipo de catástrofes sigue siendo la reducción de la vulnerabilidad sísmica, no debemos cejar en el empeño, pues con cada precursor descartado, con cada fallo en la predicción, con cada modelo que no resulte efectivo, estamos más cerca de una meta que recompensará con creces todos los esfuerzos dedicados y frustraciones sufridas.

7.3 Análisis de la sismicidad

Trabajos previos evidencian la existencia de ciclos de actividad a nivel regional y local. Sistemas de fallas que presentan picos de actividad de recurrencia periódica y grandes roturas a lo largo de las que se desplazan los máximos de sismicidad por acumulación de tensiones. Pero, desde que se presenta la tectónica de placas como un sistema interconectado en todo el planeta en los 60, parece razonable que ciclos y patrones tengan lugar también a nivel global. La presunción de existencia de ciclos sísmicos a nivel global y regional no parece infundada, ya que otros estudios muestran tendencias cíclicas para diversos parámetros como la duración del día, la componente Chandler de la rotación terrestre o la gravedad entre otros (Chapanov et al., 2005). Además el ciclo de carga y descarga de tensiones en la litosfera terrestre daría lugar a ciclos sísmicos a nivel regional que podrían superponerse a los anteriores. Dado que los catálogos con los que trabajamos son fiables para las últimas décadas, somos conscientes de que establecer estos ciclos es, a día de hoy, como poco, improbable. Aún así, se ha usado el Centennial Catalog, para escudriñar la distribución espacio-temporal de la actividad sísmica para todo el globo. Después, reduciendo el tamaño de las ventanas espacial y temporal se ha realizado un análisis similar a nivel regional en tres áreas: Colombia, Taiwán y la Península Ibérica. Finalmente, la sismicidad local en el entorno de una estación sísmica se ha usado para caracterizar el comportamien-

to de la zona frágil dentro del marco de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera (Aki, 2004)

En primer lugar, cabe destacar, la importancia del estudio previo al análisis tanto de los datos como de la región. Se le presta especial atención a la calidad y completitud de los catálogos sísmicos, poniendo a prueba la fiabilidad de varios procedimientos para calcular la magnitud mínima para la cual cada catálogo es completo. Además, se proponen dos métodos de regionalización, de forma que las mallas estén compuestas por celdas de igual área y sin solapes que formen un recubrimiento de la región de estudio, sea cual sea su tamaño. Se han diseñado e implementado dos técnicas específicamente para esta tesis. En los casos de estudios a nivel regional, una descripción detallada de la geotectónica de la zona ayuda a contextualizar el análisis de la actividad sísmica y su evolución. Finalmente, a través de figuras de distribución espacial de la sismicidad y, en algún caso, del valor del parámetro b de la relación frecuencia-magnitud de Gutenberg-Richter, se ha intentado identificar patrones espaciotemporales en la actividad sísmica a nivel global y regional.

A nivel global, para tener la certeza de que el catálogo es completo y no caer en errores por la falta de calidad en los datos, el estudio del Centennial Catalog se ve limitado a magnitudes superiores a 5.5. Las zonas de sismicidad entre moderada y baja quedan mal representadas en este catálogo debido a que presentan un escaso número de grandes eventos, con lo que únicamente parecen observarse patrones de variación espacio-temporal en regiones con una actividad muy elevada. El cinturón de Fuego, bordeando el océano Pacífico, es la zona donde se intuyen mejor este tipo de patrones. En efecto, a lo largo del cinturón se aprecia un desplazamiento anti-horario de los picos de actividad presente durante todo el periodo de análisis (1964-2002), destacando aún más en la costa asiática. Esta tendencia persiste en casi toda la costa del Pacífico, salvo en la costa americana, en la que la actividad se ve dominada por brotes y picos aparentemente aleatorios. En el resto de zonas, las limitaciones de magnitud dificultan en gran medida el análisis. Puntos calientes, la dorsal atlántica, la actividad entre las placas de Eurasia y la africana y Eurasia y la placa de la India son otras zonas que destacan en estos mapas de evolución. Al observar los patrones encontrados con más perspectiva, buscando tendencias más globales, encajan en su mayor parte con un patrón de giro de la actividad sísmica de este a oeste en el hemisferio norte. En el hemisferio sur, la actividad es menor y se complica la visualización aunque, de forma más leve se aprecia la tendencia opuesta, es decir, de oeste a este, ambas compatibles con el sentido anti-horario.

Reduciendo el tamaño de la región a analizar y recurriendo a agencias locales es posible incluir terremotos menores en el estudio. Considerando magnitudes mínimas de 2.5 (Taiwán), 3 (Colombia) y 3.5 (Península Ibérica), se aprecian tendencias en todos los casos que, aun sin una gran precisión, suponen un comienzo para este tipo de análisis. Como antes, además de destacar los principales sistemas de fallas y algunos brotes coherentes con la geotectónica regional, patrones regionales con periodos de en torno a 4 años aparecen en las tres regiones, con mayor o menor fuerza según el nivel de actividad y la ventana de magnitud útil. Coincidiendo con las observaciones realizadas a nivel mundial, se repite una tendencia migratoria este-oeste en las tres regiones, sitas en el hemisferio norte, acentuándose en la península Ibérica, la más septentrional. En Taiwán y Colombia esta tendencia se ve suavizada adoptando una forma diagonal, noreste-suroeste en ambos casos. En las tres regiones se analizan con detalle las tendencias de la actividad dentro de estos patrones generales.

Como se ha puesto de manifiesto, las carencias en los datos y por lo tanto la falta de catálogos completos que cubran grandes ventanas de tiempo y magnitud supone una dificultad añadida hoy en día a la hora de localizar patrones a gran escala. Aún así, las observaciones puestas de manifiesto en esta tesis son compatibles con la existencia de ciclos sísmicos a nivel global y regional. Ya es posible apreciar ciertas tendencias que con seguridad se reafirmarán en un futuro, cuando se disponga de datos de la precisión requerida. Las tendencias mostradas a nivel cualitativo suponen una base para desarrollar futuros análisis de la evolución espacio-temporal de la actividad sísmica.

Finalmente, como primer paso para el estudio de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil, se han construido las series temporales de evolución del número relativo de terremotos usando diferentes magnitudes características para tres estaciones en Colombia y cinco estaciones de Taiwán. Es decir se han construido las series temporales de la evolución del porcentaje de eventos de franjas de media unidad de magnitud. De esta forma ha sido posible observar la variación de la sismicidad usando diferentes magnitudes de referencia y establecer, para cada estación, la correspondiente magnitud característica, que ha resultado ser $M_L=4$. Así, La correspondiente serie temporal se ha utilizado para caracterizar el comportamiento de la zona frágil dentro del marco de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera.

7.4 Análisis de la atenuación

La influencia del medio de propagación y los efectos de sitio sobre las ondas y su forma al llegar a la superficie se analiza a través de la atenuación de las ondas de coda. A su vez, en el marco de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil, se supone que este parámetro describe el estado de las tensiones en la parte dúctil de la litosfera. El valor de la Q_0^{-1} a una frecuencia de 1 Hz, mediante el cual se estudia la atenuación, depende en gran medida de la geotectónica local, las heterogeneidades laterales y el número de dispersores presentes en los que sufren dispersiones las ondas sísmicas que llegan al receptor.

La variación espacial y temporal de Q_0^{-1} se ha analizado en las ocho estaciones citadas más arriba. Para ello se ha recopilado una extensa base de datos de formas de onda correspondientes al periodo 1993-2007 para las tres estaciones de Colombia y 1994-2008 para las cinco estaciones de Taiwán. En Colombia se preseleccionaron más de 24000 formas de onda y en Taiwán más de 30000, que correspondían a las zonas y al periodo de estudio. Tras los análisis de calidad y procesamiento de datos, en los que también se rechazaban registros que no cumplían estrictas condiciones de control se han usado 5702 formas de onda, 1916 en Colombia y 3786 en Taiwán. Las estaciones con menos y con más registros son respectivamente TWS1 con 258 formas de onda TWE con 1184, ambas en Taiwán. En promedio se han usado más de 700 formas de onda por estación.

Se ha usado el método de dispersión isótropa simple de Sato (1977) para calcular los valores de Q_0^{-1} , generalización del más ampliamente utilizado modelo de retrodispersión simple (Aki y Chouet, 1975), ya que este último permite el uso de un lapso de tiempo mayor, maximizando el número de sismogramas que satisfacen los requisitos de calidad.

En general, los valores obtenidos de para la Q_0^{-1} en todos los casos muestran un excelente acuerdo con resultados de trabajos anteriores y una buena correlación con la geotectónica local.

En el análisis realizado para las tres estaciones colombianas, se observa una clara dependencia de los valores medios de las series temporales de atenuación con la profundidad. El valor de la atenuación aumenta al disminuir la profundidad, aunque se mantiene la forma de las series, indicando una variabilidad muy similar. Esta similitud se confirma y cuantifica mediante la correlación cruzada de pares de series. Una excepción esperable se produce en el caso de Barichara. Para la serie correspondiente a la profundidad máxima (150 km), coinci-

diendo con el nido sísmico de Bucaramanga la atenuación aumenta. Este incremento en los valores de atenuación se atribuye a un mayor nivel de heterogeneidad lateral y a las características del nido. Además, la forma de la correspondiente serie temporal también es muy diferente, y no está correlacionada con las series obtenidas para otras profundidades.

El caso de Taiwán no permite un análisis tan detallado de la dependencia de las series temporales con la profundidad, aunque las cinco estaciones cubriendo homogéneamente la mitad norte de la isla sí que permiten un análisis de los valores de la atenuación y de la forma de las series temporales en función de la tectónica y la sismicidad locales. Se diferencian dos grupos en función de su localización en función de la geotectónica local, TCU, NST y TWS1 en la costa oeste, con menores tasas de actividad sísmica y TWE y TWB1, en la costa este, sobre el sistema de subducción de Ryukyu, con una elevada sismicidad y alta tasa de heterogeneidad lateral debido a este sistema de subducción. Los valores máximos de atenuación se dan en la costa este, lo que se atribuye a que bajo esta zona domina la subducción y la presencia de grandes heterogeneidades laterales con unas mayores tasas de actividad sísmica, mientras que en la costa oeste domina la actividad cortical siendo una zona de menor sismicidad. A pesar de que, como decimos, no es posible reducir tanto los límites de profundidad sí se ha estudiado una pequeña reducción en los valores de atenuación de 150 a 100km. Con todo, las diferencias en los valores medios no son significativas aunque se detectan dos comportamientos diferenciados. En las estaciones localizadas en la costa oeste, y por lo tanto más alejadas del sistema de subducción, se tienen series de variabilidad temporal similar, que muestran altos valores de correlación cruzada, mientras que en el grupo de estaciones de la costa este las series para distintas profundidades muestran menores valores en la correlación cruzada. La diferencia en la variabilidad temporal no es tan significativa como en el caso del nido sísmico de Bucaramanga en Colombia, lo que se atribuye a que no se trata de un cambio repentino en la geotectónica con la profundidad, si no que la subducción provoca una variación gradual en el nivel de heterogeneidad lateral al variar la profundidad.

Todas estas series representan la caracterización de la zona dúctil en el marco de la hipótesis de la interacción frágil dúctil de la litosfera.

7.5 Interacción frágil-dúctil de la litosfera

La hipótesis de la interacción frágil-dúctil de la litosfera fue propuesta originalmente por Jin y Aki (1989, 1993). Esta hipótesis propone un modelo de interacción entre las partes

frágil y dúctil de la litosfera para explicar la significativa correlación positiva que se observa entre los cambios temporales de la atenuación de coda y la frecuencia de terremotos que ocurren dentro de un determinado rango de magnitudes. Observaciones detalladas de estas series en el sur y el centro de California aportan evidencias sismológicas que apoyan esta hipótesis. Aki (2004) encontró que una perturbación en esta correlación ocurría pocos años antes de que tuvieran lugar los eventos del condado de Kern (1952) y el de Loma Prieta (1989). Jin et al. (2004) obtienen lo mismo para los casos de Landers (1992) y Hector Mine (1999), todos ellos eventos de magnitud superior a 7 en California central y del sur.

En esta tesis se han introducido algunos cambios en la metodología para probar esta misma hipótesis, con el fin de refinar los resultados y aumentar su resolución. En primer lugar, se utiliza el modelo de dispersión isotrópica de Sato (1977) en lugar del modelo de retrodispersión simple (Aki y Chouet, 1975) utilizado en trabajos previos, lo que aumenta el lapso de tiempo útil para el cálculo de la atenuación que puede, de esta forma, comenzar en el inicio de la coda ya a partir del tiempo de llegada de la onda S. Así, es posible considerar formas de onda más cortas que en otro caso, en el que al requerir iniciar el análisis a partir de dos veces el tiempo de viaje de las ondas S, quedarían descartadas. Por otra parte, la calidad de los datos necesarios para este tipo de análisis, que requiere datos de gran precisión sobre sismicidad y un número importante de formas de onda, ha obligado a limitar el estudio a una ventana temporal de 15 años, que es el periodo para el que se dispone de datos en las 8 estaciones donde se ha aplicado el método

Se han determinado los principales parámetros involucrados en la construcción de las series temporales, como el intervalo y el tipo de interpolación aplicada a las series o el tamaño de las ventanas temporales. Finalmente se ha propuesto un procedimiento que requiere cálculos relativamente sencillos y que permite el análisis sistemático y la visualización, no solo de la correlación cruzada entre estas series temporales sino también observar la evolución a lo largo del periodo estudiado optimizando, de esta forma, la detección de pérdidas de correlación que pueden estar relacionados, en determinados casos, con la ocurrencia de un gran terremoto en el área.

En el caso de Colombia, se distinguen dos comportamientos marcadamente diferentes. Por un lado, las estaciones de Tolima y Prado, con actividad predominantemente cortical y por otro Barichara, localizada sobre el nido sísmico de Bucaramanga y por lo tanto caracterizada por una actividad muy profunda y elevada durante todo el periodo. En las dos primeras se

encuentra una relación significativa entre los mínimos de correlación y la ocurrencia de grandes eventos y se aprecia el efecto que la magnitud y la distancia del evento a la estación tienen sobre el parámetro. En los periodos de calma las dos series temporales, la de sismicidad y la de atenuación, recobran la correlación, indicando el restablecimiento de un periodo normal de carga. En el caso de Bucaramanga, la gran cantidad de terremotos que tienen lugar en el nido sísmico, justo bajo la estación, no permite identificar un patrón que caracterice el periodo normal de carga. Se obtienen correlaciones muy bajas; los valores de la correlación máxima se mantienen entre -0.05 y 0.29. Este hecho, en el marco de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil, se atribuye a la inexistencia de periodos de acoplamiento entre las zonas dúctil y frágil, indicando persistencia en una peligrosidad alta de ocurrencia de grandes terremotos en la zona. Con todo, puede también atribuirse a la ausencia de zona de interacción frágil-dúctil, por lo que no regiría esta hipótesis.

En el caso de Taiwán, la hipótesis se ha analizado en 5 estaciones. Los resultados no son tan claros como en el caso de Colombia; lo que se atribuye a la complejidad geotectónica de la isla con importantes zonas de subducción. Posiblemente las zonas de interacción dúctil-frágil en esta región estén poco desarrolladas, incluso puede que no se den en zonas de subducción, lo que inhabilitaría estas regiones para la aplicación de la teoría de la interacción frágil-dúctil. Teniendo en mente esta premisa, no se han observado correlaciones claras entre las series temporales de sismicidad y atenuación. En las estaciones localizadas en la costa oeste, NST, TCU y TWS1, relativamente alejadas de la zona de subducción de Ryukyu, que presenta una sismicidad alta y una importante complejidad geotectónica, ya se tienen serias dificultades en la construcción de las series temporales de sismicidad y atenuación, que resultan altamente heterogéneas con densidad de información muy dispar, lo que las hace difíciles de comparar y dificulta el análisis de correlación. Algunas de estas variaciones de alta frecuencia se han atribuido a la presencia de tendencias y/o patrones evolutivos locales. Por otro lado, las estaciones de la costa este, TWE y TWB1, están situadas justo sobre el sistema de subducción de Ryukyu y la actividad sísmica es muy alta. En estas estaciones, la ocurrencia de sismos de gran magnitud afecta a todo el periodo de análisis y las series temporales de atenuación y sismicidad están mal correlacionadas. Así pues, por una parte, la hipótesis de la interacción frágil-dúctil requiere que las zonas en las que tiene lugar esta interacción entre los procesos de carga/descarga esté bien desarrollada, y por otra, las hipótesis involucradas en la determinación de la atenuación de coda suponen una distribución de dispersores homogénea y dispersión isótropa, condiciones que no se cumplen en zonas caracterizadas por una importante hetero-

geneidad lateral. Todo ello hace que sea esperable que esta hipótesis, tal y como se ha ensayado en trabajos previos y en esta tesis, presente un mal funcionamiento en este tipo de regiones.

Con todo, una de las conclusiones más relevantes de esta tesis es la validez de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil. Los casos de la revisión de las series temporales de Jin et al. (2004) y, globalmente, el estudio de las estaciones colombianas, creemos establecen, sin lugar a dudas, la existencia de una correlación entre las evoluciones temporales de la sismicidad y la atenuación que se rompe antes de la ocurrencia de un gran terremoto. Así pues, la aplicación metódica y sistemática de esta técnica a estaciones sísmicas situadas en zonas cuyas características geológicas y geotectónicas cumplan las hipótesis inherentes a los modelos de dispersión simple de la coda y las propias a la hipótesis de la interacción frágil-dúctil, tiene un poder predictivo que vale la pena no ignorar. Los resultados obtenidos en el marco de esta hipótesis y las observaciones realizadas hasta la fecha aportan evidencias suficientes, más allá de coincidencias por azar. Mejoras en los modelos de atenuación, en los cálculos del factor de calidad de la coda, o separando la atenuación intrínseca y dispersiva, deben enriquecer la construcción y el análisis de las series temporales de atenuación. Mejoras en los modelos de sismicidad han de ayudar también en la definición de las magnitudes características de cada zona y en la construcción de las series de sismicidad. Es decir, somos conscientes de que, aunque nos hallamos ante una potente herramienta que permite monitorizar dos parámetros fundamentales relacionados con la actividad sísmica 'normal' y con la ocurrencia de grandes terremotos, ésta se halla aún en una fase embrionaria. Será necesario mucho más trabajo para desarrollar, consolidar y establecer condiciones y procedimientos para la aplicación y uso generalizado de esta prometedora técnica. Se apuntan a continuación algunas líneas de investigación futura orientadas a este fin.

7.6 Líneas de trabajo e investigación futuras

A lo largo de esta memoria ya han ido surgiendo propuestas para futuros estudios y trabajos que permitan soslayar o disminuir las tasas de subjetividad en la determinación de los parámetros involucrados en los modelos de atenuación y sismicidad y mejorar los modelos que subyacen en el cálculo y análisis de los mismos. En esta sección se sintetizan las principales sugerencias y se organizan de acuerdo a los principales capítulos que hacen referencia al análisis de sismicidad, atenuación y a la correlación entre las series temporales.

7.6.1 Análisis de sismicidad

La búsqueda de tendencias y patrones espacio-temporales evolutivos de la sismicidad de la Tierra a nivel global, se ha basado en el Centennial Catalog, cuya magnitud de completitud está establecida en $M_w = 5.5$. Esta magnitud ha demostrado ser claramente insuficiente para establecer (o descartar) patrones evolutivos concluyentes aunque se intuye una evolución espacio temporal posiblemente compatible con corrientes de los materiales fluidos o elastoplásticos del Manto, que serían comparables a los observados en la atmósfera del planeta. Para dar consistencia científica a esta intuición se necesitan sin duda datos de sismicidad con magnitudes de completitud más pequeñas, digamos del orden de entre 3 y 3.5. Probablemente puede ayudar también en esta tarea el uso de la correlación cruzada aplicada a series temporales de sismicidad en pares de celdas, ya que las tendencias migratorias o patrones de evolución espacio-temporal darían lugar a máximos de correlación para corrimiento temporal no nulo, representativo del tiempo de desplazamiento de la perturbación causante de la actividad sísmica entre los puntos del análisis. Con ello quizás sería posible modelar y cuantificar estas tendencias que sólo hemos podido intuir a partir de imágenes que no permiten, de momento, ir más allá de una interpretación cualitativa.

Por otra parte, se necesitarían también datos e información sobre estos hipotéticos movimientos de grandes masas en el Manto que permitieran correlacionarlos con la ocurrencia de terremotos en la superficie del planeta. Parece obvio que si se dispusiera de sistemas de observación capaces de proporcionar datos e información sobre los principales parámetros físicos del Manto, como por ejemplo presión, temperatura y velocidad, a diferentes profundidades, sería posible elaborar previsiones del “*tiempo*” en el Manto, de forma análoga a como se procede con las previsiones meteorológicas. En resumen, se trata de aumentar la resolución de la información de la sismicidad a nivel global y de mejorar el conocimiento del Manto de la Tierra.

A nivel regional y local se dispone de catálogos de mayor rango de magnitudes de completitud. Su análisis ha permitido también intuir patrones evolutivos espacio-temporales. Sin embargo, se echa en falta un modelo de evolución espacio-temporal global que permita establecer y separar las tendencias regionales/locales de las globales. También es necesario establecer la influencia de la presencia o ausencia de los premonitores y réplicas de los grandes terremotos es decir, establecer técnicas y procedimientos de depuración de catálogos adecuados a cada objetivo estudio. La monitorización de otros parámetros geofísicos medibles

ha de ayudar a establecer correlaciones que permitan corroborar y cuantificar los patrones evolutivos temporales de todos ellos.

Para todo ello puede ser de interés prospectar el uso de las técnicas y métodos usados en la predicción meteorológica y climática del planeta a nivel global, regional y local para la investigación de patrones evolutivos de la sismicidad. Es evidente que en este caso se hace indispensable monitorizar no solo los datos de sismicidad con una muy alta resolución sino también esforzarse en monitorizar otros parámetros que permitan establecer la dinámica del interior de la Tierra en general, y del manto superior en particular.

7.6.2 Análisis de atenuación

Algunos de los aspectos apuntados en el apartado anterior dedicado al análisis de la sismicidad son aplicables en este punto. Contrariamente a la sismicidad, no se dispone de datos continuados de atenuación. Sería bueno promover que los servicios geológicos y las estaciones sísmicas procedieran al cálculo sistemático de determinados parámetros entre los cuales por la sencillez y rapidez de cálculo podrían incluirse el factor de calidad de Q de coda y su dependencia con la frecuencia. El establecimiento de mapas globales, regionales y locales de estos parámetros constituiría un paso importante que abriría nuevas líneas de investigación. Los procedimientos puestos a punto en esta tesis pueden servir de protocolo inicial para definir las zonas de muestreo más convenientes y los rangos de distancia efectiva a utilizar. Sin duda, una mayor densificación de las estaciones sismográficas redundaría en beneficio de la calidad y cantidad de observaciones tanto de sismicidad como de atenuación. Contrariamente a la determinación de hipocentros, no es posible medir la atenuación sísmica a distancia; el establecimiento de redes submarinas en zonas consideradas de especial interés, ayudaría a mejorar la información sobre la evolución espacio temporal de la atenuación a nivel global.

En esta tesis se ha estudiado la evolución de la atenuación a nivel local, entendido como el entorno de estaciones específicas definido por una distancia efectiva y distintas profundidades de muestreo. Para ello se han usado técnicas clásicas basadas en una distribución aleatoria pero homogénea de dispersores y suponiendo dispersión simple e isotropa. El uso de modelos más sofisticados basados en dispersión múltiple u otros métodos que permitan separar las contribuciones intrínseca y dispersiva a la atenuación sísmica total, prometen ampliar el conocimiento y, muy probablemente, mejorar y restringir las condiciones de aplicabilidad de la hipótesis de la interacción frágil-dúctil aplicada a predicción. Para ello, habría que adaptar la

selección de los datos cubriendo los rangos de distancias y tiempos que permitan usar los algoritmos necesarios para la separación de los factores de calidad intrínseco y dispersivo.

Otro aspecto relevante es la homogeneidad lateral. Existen algoritmos relativamente recientes (p.e. Carcolé et al., 2006 y Carcolé y Sato, 2010) que permiten localizar y cuantificar la distribución de dispersores responsables de la coda. La aplicación de estas técnicas ayudaría a cuantificar el nivel de heterogeneidad lateral de las zonas muestreadas por la coda.

7.6.3 Análisis de correlación

Los análisis de correlación son cruciales en la hipótesis de la interacción frágil-dúctil. La construcción de las series temporales es un tema extremadamente delicado. Las series de sismicidad y de atenuación se ven seriamente afectadas por los niveles de actividad sísmica de la zona. La forma en que éstas series se han construido se ha tomado de la literatura pero se intuye que el proceso de construcción es mejorable. Una alternativa es tomar intervalos de tiempo predefinidos y efectuar las medidas dentro de estos intervalos asignando la medida al punto medio del intervalo de medida. Para las cinco estaciones usadas en este estudio, se intuye que un intervalo de tres meses es suficiente y satisfactorio. De esta forma las series temporales de sismicidad y de atenuación se convertirían en series homogéneas. El uso de intervalos de tiempo más extensos (digamos de 6 o más meses) con solapes adecuados puede ser una forma de ampliar el número de puntos, evitando los ceros o valores singulares y conservando la homogeneidad de las series.

Otro aspecto importante es el análisis de errores. Este análisis es también crucial para establecer la significancia estadística de las variaciones temporales observadas y los intervalos de fiabilidad de los resultados obtenidos. Los trabajos en los que se ha basado la metodología usada en este trabajo, no tienen en cuenta esta cuestión. Una forma de introducir este análisis en las series de sismicidad es, por una parte incorporar los parámetros de dispersión de las medidas del tiempo asignado a cada punto de la serie y, por otra parte, tener en cuenta de alguna forma las ponderaciones por los números totales de sismos usados en la elaboración de los porcentajes. También se puede aumentar la densidad de puntos usando solapes de las ventanas de tiempo constante y usar promedios de, al menos, tres valores consecutivos. Esta forma de proceder daría información también sobre la estabilidad o inestabilidad de las variaciones temporales observadas, y en cierto modo supone un suavizado o filtrado de la serie temporal que, como hemos visto en esta tesis, parece mejorar el análisis de correlación. En las series temporales de atenuación también se pueden incorporar las incertidumbres tanto en los

tiempos como en los valores del factor de calidad. En los tiempos incorporando las desviaciones típicas de los valores medios o medianos considerados, en los valores del inverso del factor de calidad incorporando los errores en las determinaciones de los valores individuales de Q_C^{-1} . Sin duda este análisis de errores, así como un análisis de sensibilidad de otros parámetros involucrados como, por ejemplo, la magnitud característica y la distancia efectiva, han de contribuir a dotar a la hipótesis de una mayor robustez, valor y aceptación por la comunidad científica internacional.

También es bueno extender al máximo el periodo cubierto por el análisis. El análisis de correlación global se beneficiaría de la mayor longitud de las series temporales. Extender el periodo hacia atrás en el tiempo se hace difícil o inabordable dada la ausencia de datos instrumentales de formas de onda y a las carencias de calidad de los catálogos de sismicidad histórica. Sin embargo hacia el futuro es conveniente velar por la cantidad y calidad de datos tanto de sismicidad como de atenuación. Es teste sentido sería deseable que los catálogos sísmicos pudieran ser depurados por los mismos observatorios o instituciones responsables de los mismos, casi en tiempo real, para lo cual se haría necesario establecer criterios homogéneos y estandarizados de depurado de catálogos. Análogamente, como ya se ha apuntado más arriba, un depurado de formas de onda de calidad casi en tiempo real puede también ser de enorme ayuda, en particular en este tipo de estudios. En este sentido, ya se han adquirido nuevos datos de las tres estaciones de Colombia para expandir los análisis de las series temporales hasta el año 2011 (incluido) lo que va a permitir extender las series temporales de atenuación entre los años 2007 y 2011. La extensión de las series de sismicidad es más sencilla, a partir de los catálogos disponibles.

En este estudio, de forma coherente con los trabajos previos, se ha analizado el inverso del factor de calidad de ondas de coda a una frecuencia de un HZ. Con todo, el hecho de postular una magnitud característica de zona, que parece depender del tamaño medio de los dispersores o fallas de la zona, nos indica que muy probablemente exista también una frecuencia característica. Se propone como línea de desarrollo futuro incorporar este análisis frecuencial a las series temporales del inverso del factor de calidad de las ondas de coda. Lo que se espera hallar es un aumento de la correlación cuando se sintonice la frecuencia típica del análisis con la magnitud característica de la zona. Tampoco se descarta que aparezcan buenas correlaciones para diferentes magnitudes características y diferentes frecuencias.

Finalmente, hemos observado cómo, en general, las series temporales de atenuación tienen componentes de más alta frecuencia que las de sismicidad. En zonas de subducción este fenómeno parece invertirse siendo más rápidas las variaciones temporales de sismicidad con respecto a las de atenuación. De alguna forma hemos intuido que el suavizado de estas variaciones rápidas de atenuación y de sismicidad, mejoran el análisis de correlación. En este sentido se apunta como línea de trabajo futuro, incorporar análisis en el dominio de la frecuencia y, eventualmente, aplicar a estas series temporales técnicas de análisis y tratamiento de señales, como por ejemplo el filtrado de altas frecuencias. Creemos que este tipo de tratamiento de series temporales puede ayudar a separar las tendencias de variación temporal debidas a fenómenos o procesos regionales o locales de las tendencias correspondientes a fenómenos globales.

7.7 Reflexión final

Finalizamos esta tesis con una reflexión. El motor responsable de la sismicidad son los procesos tectónicos del Manto y de la corteza. Se conoce bien que el manto tiene una naturaleza sólida, dado que transmite bien ondas de cizalla, pero sus materiales tienen propiedades viscoplásticas. Así, también está bien establecido que el manto alberga corrientes internas regidas por la conducción y convección térmicas de la energía generada en el núcleo responsable del calentamiento del interior de la Tierra hasta la corteza y superficie responsables de su enfriamiento. Todo ello se manifiesta en la continua deformación de la superficie de la Tierra responsable de la tectónica de placas. Sin embargo, la cuantificación de la naturaleza de las fuerzas que impulsan los movimientos de las placas, no están bien definida.

La autora de esta tesis no es especialista en el Manto ni en geodinámica del interior de la Tierra pero, a partir de la observación de la variación espacio-temporal de la sismicidad mundial recogida en el *Centennial Catalog* y de las variaciones de sismicidad a nivel regional, ha ido concibiendo la intuición de que la sismicidad mundial global está vinculada a las corrientes del manto superior. La sismicidad global es una manifestación, en la superficie terrestre de la respuesta de la corteza a las corrientes del manto superior. Es decir, la ocurrencia de terremotos a escala mundial, pero también a escala regional y local, parece estar regida, entre otros procesos regionales o locales, fundamentalmente, por estas corrientes en el manto, de la misma manera que la ocurrencia de eventos meteorológicos extremos está regida, entre otros, por fenómenos atmosféricos de alcance global.

En consecuencia, creemos que la evolución espacio-temporal de la sismicidad mundial, regional y local debe ser también estudiada y analizada bajo esta hipótesis siendo un observable más para estudios del modelado del dinamismo del manto superior y para el establecimiento de periodos de peligrosidad incrementada.

8. REFERENCIAS

-
- Abe, K. y Kanamori, H. *Temporal variation of the activity of intermediate and deep focus earthquakes*. J. Geophys. Res. 84 (B7), 1979.
 - Abe, K. y Noguchi, S. *Determination of Magnitude for Large Shallow Earthquakes, 1898-1917*. Phys. Earth Planet. Inter., 32, 45-59, 1983a.
 - Abe, K. y Noguchi, S. *Revision of Magnitudes of Large Shallow Earthquakes, 1898-1912*. Phys. Earth Planet. Inter., 33, 1-11, 1983b.
 - Abubakirov, I. R. y Gusev, A. A. *Estimation of Scattering Properties of Lithosphere of Kamchatka Based on Monte-Carlo Simulaion of Record Envelope of a Near Earthquake*. Phys. Earth Planet. Inter., 64, 1990.
 - Aki, K., y Chouet, L., B., *Origin of Coda Waves: Source, Attenuation and Scattering Effects*. Journal of Geophysical Research, 80, 1975.
 - Aki, K. *Correlogram Analysis of Seismograms by Means of a Simple Automatic Computer*. J. Phys. Earth. 4, 1956.
 - Aki, K. *Analysis of the Seismic Coda of Local Earthquakes as Scattered Waves*. J. Geophys. Res., 74, 1969.
 - Aki, K. *Scattering and Attenuation*. Bull. Seism. Soc. Am, 72, 1982.
 - Aki, K. *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., 219 pp. 2003.
 - Aki, K., *A New View of Earthquakes and Volcano Prediction*, Earth Planets Space, 2004.
 - Albarello, D., Camassi, R., Rebez, A. *Detection of space and time heterogeneity in the completeness of a seismological catalog by statistical approach: An application to the Italian area*. Bull. Seism. Soc. Am. 91 (6), 2001.
-

- Allen, C. R. *Responsibilities in Earthquake Prediction*. Bulletin of the Seismological Society of America, 66. 1976.
- Alvarado, M. M. *Encuadre paleográfico y geodinámico de la Península Ibérica*. Libro Jubilar de J. M. Ríos. Geología de España. Tomo I. Inst. Geol. Min. España. Madrid, pp. 9-55, 1983.
- Angelier, J., Chu, H.-T., y Lee, J.-C.. *Shear concentration in a collision zone: Kinematics of the Chihshang Fault as revealed by outcrop-scale quantification of active faulting, Longitudinal Valley, eastern Taiwan*. Tectonophysics, 274, 117– 143, 1997.
- Antolik, M., R. M. Nadeau, R. C. Aster, and T. V. McEvelly, *Differential analysis of coda Q using similar microearthquakes in seismic gaps, part 2, Application to seismograms recorded by the Parkfield high resolution seismic network*, Bull. Seismol. Soc. Am., 86, 890-910, 1996.
- Aster, R. C., G. Slad, J. Henton, and M. Antolik, *Differential analysis of coda Q using similar microearthquakes in seismic gaps, part 1, Techniques and application to seismograms recorded in the Anza seismic gap*, Bull. Seismol. Soc. Am., 86, 868-889, 1996.
- Bak, P., Tang, C. y Wiesenfeld, K. *Self-Organized Criticality*. Phys. Rev., A38, 1988.
- Bak, P. y Tang, C. *Earthquakes as a Self-Organized Critical Phenomenon*. J. Geophys. Res., 94, 1989.
- Bak, P., Christensen, K., Danon, L. y Scanlon, T. *Unified Scaling Law for Earthquakes*. Phys. Rev. Lett. 88, 178501, 2002.
- Ben-Zion, Y. y Lyakhovskiy, V. *Analysis of Aftershocks in a Lithospheric Model with Seismogenic Zone Governed by Damage Rheology*. Geophys. J. Int. 165, 197-210. Doi:10.1111/j.1365-246x.2006.02878.x. 2006
- Bisztricsany, E. A. *A New Method for the Determination of the Magnitude of Earthquakes*. Geofiz. Kolem, 7.2, 1958.
- Bleier, T., Freund, F., *Earthquake Alarm*, IEEE Spectrum, 2005.
- Bleier, T., Dunson, C., Alvarez, C., Freund, F. y Dahlgren R. *Correlation of pre-earthquake electromagnetic signals with laboratory and field rock experiments*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 2010.
- Boinet, T., Bourgeois, J., Mendoza, H. y Vargas, R. *La falla de Bucaramanga (Colombia): su función durante la orogenia andina*. Geol. Norandina, 11, pp. 3-10, 1989.
- Born y Wolf. *Principles of Optics*. Ed. Pergamon Press. 3rd Ed. Oxford. 1965.
- Boshi, E., Gasperini, P. y Mulargia, F. *Forecasting where Larger Crustal Earthquakes Are Likely to Occur in Italy in the Near Future*. Bull. Seism. Soc. Am., 85, 1995.
- Bowman, J. R. *A seismicity precursor of a sequence of Ms 6.3-6.7 midplate earthquakes in Australia*. Pure appl. Geophys., 149, 61-78, 1997.
- Burridge, R. Y Knopoff, L. *Model and Theoretical Seismicity*. Bull. Seismol. Soc. Am. 53, 921-932. 1967.
- Canas, J. A., De Miguel, F., Vidal, F. y Alguacil, G. *Anelastic Rayleigh Wave Attenuation in the Iberian Peninsula*. Geophys. J., 95, 2, 1988.

- Canas, J. A., Pujades, L. G., Badal, J., Payo, G., De Miguel, F., Vidal, F., Alguacil, G., Ibáñez, J. y Morales, J. *Lateral Variation and Frequency Dependence of Coda-Q in the Southern Part of Iberia*. Geophys. J. Int., 107, 1991.
- Canas, J. A. y Pujades, L. G. *The Valencia Through: Coda-Q*. Tectonophysics, 203, 1992.
- Canas, J. A., Ugalde, A., Pujades, L. G., Cariacedo, J. C., Soler, V. y Blanco, M. J. *Intrinsic and Scattering Seismic Wave Attenuation in the Canary Islands*. J. Geophys. Res., 103, 1998.
- Cao, A. M. y Gao, S. S. *Temporal variation of seismic b-values beneath northeastern Japan island arc*. Geophys. Res. Lett. 29 (9), 2002.
- Capote, R., Martínez-Díaz, J. J., Tsige, M. y Villamar, P. *El marco tectónico de la sismicidad en el área de Sarria-Triacastela-Becerreá (provincia de Lugo)*. I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. CDROM ISBN: 84-95172-10-0. 1999.
- Carcolé, E., Ugalde, A. y Vargas, C. *Three-dimensional spatial distribution of scatterers in Galeras volcano, Colombia*. Geophys. Res. Lett. 33 (8). 2006.
- Carcolé, E. y Sato, H. *Spatial distribution of scattering loss and intrinsic absorption of short period S waves in the lithosphere of Japan on the basis of the Multiple Lapse Time Window Analysis of Hi-net data*. Geophys. J. Int. 180, 268-290, 2010.
- Chapanov, Y., Vondrák J., Gorshkov, V., Ron C. *Six-year cycles of the Earth rotation and gravity*. Reports on Geodesy, No. 2(73), pp. 221–230. 2005.
- Chen, K. C., Shin, T. C. y Wang, J. H. *Estimates of coda Q in Taiwan*. Proc. Geol. Soc. China, 32, 339-353, 1989.
- Chen, P. y Nuttli, O. W. *Estimates of magnitudes and short period wave attenuation of Chinese earthquakes from modified Mercalli intensity data*. Bull. Seism. Soc. Am., 74, 957-968. 1984.
- Chernov, L. A. *Wave Propagation in a Random Medium*. Ed. Mc.Graw-Hill, New York. 1960.
- Chouet, B. *Temporal Variation in the Attenuation of Earthquake Coda near Stone Canyon, California*, Geophys. Res. Lett. 6, 1979.
- Choukronne, P. (1992). *Tectonic Evolution of the Pyrenees*. Annu. Rev. Earth Planet Sci., 20, pp. 143-158. 1992.
- Christensen, K., Danon, L., Scanlon, T., Bak, P. *Unified scaling law for earthquakes*. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A. 992509–2513, 2002.
- Chung, J. K., Chen, Y. L. y Shin, T. C. *Spatial distribution of coda Q estimated from local earthquakes in Taiwan area*. Earth, Planets and Space, 61, 1077-1088, 2009.
- Corral, A. *Local distributions and rate fluctuations in a unified scaling law for earthquakes*. Phys. Rev., E 68, 035102, 2003.
- Corral, A. *Long-term clustering, scaling, and universality in the temporal occurrence of earthquakes*. Phys. Rev. Lett. 92, 108501, 2004.

- Corral, A. *Dependence of Earthquake Recurrence Times and Independence of Magnitudes on Seismicity History*. Tectonophysics, 424, 177-193, 2006.
- Corral, A., Christensen, K. *Comment on "Earthquakes Descaled: On Waiting Time Distributions and Scaling Laws"*. Phys. Rev. Lett. 96, 109801. 2006
- Correig, A. M., *Ocurrencia y Predicción de Terremotos. Bases Teóricas*, Física de la Tierra, vol. 18, 2006.
- Dainty, A. y Toksöz, M. N. *Elastic Wave Scattering in a Highly Scattering Medium, a Diffusion Approach*. J. Geophys. Res., 43, 1977.
- Dainty, A. y Toksöz, M. N. *Seismic Coda in the Earth and the Moon: a Comparison*. Phys. Earth Planet. Inter., 26, 1981.
- Dainty, A., Toksöz, M. N., Anderson, K. R., Pines, P. J., Nakamura, Y. Y. y Latham, G. *Seismic Scattering and Shallow Structure of the Moon in Oceanus Procellarum*. Moon, 9, 1974.
- Davidsen, J., Goltz, C. *Are seismic waiting time distributions universal?* Geophys. Res. Lett. 31, L21612, 2004.
- Didon, J., Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. *Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar*. Bull. Soc. Geol. France 7, 15, pp. 77-105, 1973.
- Dieterich, J.H. *Time-Dependent Friction as a Possible Mechanism for Aftershocks*. J. Geophys. Res. 77, 3771-3781. 1972.
- Dieterich, J.H. *A Constitutive Law for Earthquake Production and its Application to Earthquake Clustering*. J. Geophys. Res. 99, 2601-2618. 1994.
- Dimate, C., L. Rivera, A. Taboada, B. Delouis, A. Osorio, E. Jimenez, A. Fuenzalida, A. Cisternas, y I. Gomez, (2003). *The 19 January 1995 Tauramena (Colombia) earthquake: geometry and stress regime*. Tectonophysics, 363, 159-180., 2003.
- Dominguez, S., Avouac, J. P. y Remi, M. *Horizontal coseismic deformation of the 1999 Chi-Chi earthquake measured from SPOT satellite images: Implications for the seismic cycle along the western foothills of central Taiwan*. J. Geophys. Res., 108, B2, 2003.
- Duque-Caro, H. *The Choco Block in the northwestern corner of South America: structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications*. J. South Am. Earth Sci., 3, pp. 71-84, 1990.
- Ellsworth, W. L., Matthews, M. V., Nadeau, R. M., Nishenko, S. P., Reasenber, P. A. y Simpson, R. W. *A Physically-Based Earthquake Recurrence Model for Estimation of Long-Term Earthquake Probabilities*. Proceedings of the Second Joint Meeting of the UJNR Panel on Earthquake Research, Geographical Survey Institute, 1998.
- Engdahl, E.R., R. van der Hilst, y R. Buland, *Global teleseismic relocation with improved travel times and procedures for depth determination*, Bull. Seismol. Soc. Am., 88, 722-743, 1998.

- Engdahl, E. R. Y Villaseñor, A. *Global Seismicity: 1900-1999*. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, y C. Kisslinger (editors), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, A, 41, 665-690, Academic Press, 2002.
- Faenza, L., Marzocchi, W., Boschi, E., *A Non-parametric Hazard Model to Characterize the Spatio-Temporal Occurrence of Large Earthquakes; an Application to the Italian Catalogue*. *Geophysical Journal International*, 155, 2003.
- Fedotov, S. A., *Regularities of the Distribution of Strong Earthquakes in Kamchatca, the Kurile Islands, and North-East Japan*, Inst. Fiz. Zemli, Akad. Nauk SSSR, 1965.
- Fehler, M., Hosiba, M., Sato, H. y Obara, K. *Separation of Scattering and Intrinsic Attenuation for the Kanto-Tokai Region, Japan, Using Measurements of S-Wave Energy vs. Hypocentral Distance*. *Geophy. J. Int.* 108, 1992.
- Franco, E., Regifo, F., Llanos, D., Pérez, J., Bedoya, N., Bermúdez, M. L., Martínez, S., Duarte, J., Rengifo, R. y Ojeda, A. *Sismicidad registrada por la red sismológica nacional de Colombia durante el tiempo de operación: Junio 1993 hasta Agosto de 2002*. Primer Simposio Colombiano de Sismología. Avances de la Sismología en los últimos veinte años. Bogotá, 2002.
- Frankel, A. y Wennerberg, L. *Energy-Flux Model of the Seismic Coda: Separation of Scattering and Intrinsic Attenuation*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1987.
- Freymueller, J., Kellog, J., y Vega, V. *Plate Motions in the North Andean Region*. *J. Geophys. Res.*, 98, pp. 21853-21863, 1993.
- Gao, L. S., Biswas, N. N., Lee, L. C. y Aki, K. *Effects of Multiple Scattering on Coda Waves in Three Dimensional Medium*. *Pure Appl. Geophys.*, 121, 1983a.
- Gao, L. S., Biswas, N. N., Lee, L. C. y Aki, K. *Comparison of the Effects Between Single and Multiple Scattering on Coda Waves for Local Earthquakes*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1983b.
- Geller, R. J., Jackson, D. D., Kagan, Y. Y. y Mulgaria, F., *Earthquakes Cannot Be Predicted*. *Science* 275, 1997.
- Gombert, J. *Seismicity and detection/location threshold in the southern Great Basin seismic network*. *J. Geophys. Res.* 96 (B10), 1991.
- Gori, P. L. *The Social Dynamics of a False Earthquake Prediction and the Response by the Public Sector*. *Bulletin Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, n. 4, 1993.
- Gusev, A. A. y Abubarikov, I. R. *Monte-Carlo Simulation of Record Envelope of Near Earthquake*. *Phys. Earth Planet. Inter*, 49, 1987.
- Gutenberg, B. y Richter, C. F. *Frequency of earthquakes in California*. *Bull. Seism. Soc. Am.* 34, 1944.
- Gutenberg, B. y Richter, C. F., *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena* (2nd Ed.). Princeton University Press, Princeton, 1954.

- Guzmán, J., Franco, G., Ochoa, M., Paris, G. y Taboada, A. *Evaluación neotectónica, Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa del Cabal*, CARDER, Pereira, Col., 1998.
- Habermann, R. E. *A test of two techniques for recognizing systematic errors in magnitude estimates using data from Parkfield, California*. Bull. Seism. Soc. Am., 76, 1986.
- Habermann, R. E. *Seismicity rate variations and systematic changes in magnitudes in teleseismic catalogs*. Tectonophysics 193, 1991.
- Hainzl, S., Zöller, G. y Kurths, J. *Similar Power Laws For Fore and Aftershock Sequences in a Spring-Block Model for Earthquakes*. J. Geophys. Res. 104, 7243-7253. 1999.
- Harvey, D. y Hansen, R. *Contributions of IRIS data to nuclear monitoring*. IRIS Newsletter 13, 1. 1994.
- Hatai, S. y Abe, N., *The responses of the catfish, Parasilurus Asotus, to earthquakes*, Proc. Imper. Acad. Japan, 8, 1932.
- Hatai, S., Kokubo, S., and Abe, N. *The earth currents in relation to the responses of the catfish*, Proc. Imper. Acad. Japan, 8, 1932.
- Herraiz, M. y Mézcua, J. *Application of Coda Wave Analysis to Microearthquakes Analog Data*. Ann. Geophys, 2, 1984.
- Herrmann, R. B. *Q Estimates Using the Coda of Local Earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1980.
- Hiramatsu, Y., Hayashi, N. and Furumoto, M. *Temporal changes in coda Q^{-1} and b value due to the static stress change associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake*, J. Geophys. Res., 105, 6141-6151, 2000.
- Hoshiaba, M. *Simulation of Multiple Scattered Coda Wave Excitation Based on the Energy Conservation Law*. Phys. Earth Planet. Inter., 67, 1991.
- Hoshiaba, M., Sato, H. y Fehler, M. *Numerical Basis of the Separation of Scattering and Intrinsic Absorption From Full Seismogram Envelope – A Monte-Carlo Simulation of Multiple Isotropic Scattering*. Pap Geophys. Meteorol., 42, Meteorol. Res. Inst. of Japan. 1991.
- Hsu, Y.-J., Simons, M., Yu S.-B., Kuo, L.-C. y Chen H.-Y. *A two-dimensional model for interseismic deformation of the Taiwan mountain belt*. Earth and Planetary Science Letters, 211, pp. 287-294, 2003.
- Ishimoto, M. y Iida, K. *Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently*. Bull. Earthquake Res. Inst. 17, 1939.
- Ito, K. y Matsuzaki, M. *Earthquakes as a Self Organized Critical Phenomena*. J. Geophys. Res. 95, 6853-6860. 1990.
- Jackson, D. D. y Kagan, Y. Y. *Reply*. J. Geophys. Res., 1993.
- Jin, A. y Aki, K. *Temporal Change in Coda-Q Before the Tangshan Earthquake of 1976 and the Haicheng Earthquake of 1975*. J. Geophys. Res. 91, 1986.
- Jin, A. y Aki, K. *Spatial and Temporal Correlation between Coda Q and Seismicity in China*. Bull. Seism. Soc. Amer. 78, 2, 1988.

- Jin, A. y Aki, K. *Spatial and Temporal Correlation between Coda Q and Seismicity and Its Physical Mechanism*. J. Geophys. Res., 1989.
- Jin, A. y Aki, K., *Temporal Correlation between Coda Q and seismicity Evidence for a Structural Unit in the Brittle-Ductile Transition Zone*. J. Geodynamics 1993.
- Jin, A., Aki, K., Liu, Z., Keilis-Borok, V. I., *Seismological Evidence for the Brittle-Ductile Interaction Hypothesis on Earthquake Loading*. Earth Planets Space, 56, 2004.
- Jin, A. y Aki, K., *High-resolution maps of coda Q in Japan and their interpretation by the brittle-ductile interaction hypothesis*. Earths Planets Space, 57, 403-409. 2005.
- Jhonston, A. C. *Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions II. Historical seismicity*. Geophysical Journal International. 125, pp 639-678. 1996.
- Jordan, T. H. *Earthquake Predictability, Brick by Brick*. Seism. Res. Lett., vol 77, n. 1, 2006.
- Kagan, Y. Y. *Likelihood Analysis of Earthquakes Catalogues*. Geophys. J. Int., 106, 1991.
- Kagan, Y. Y. y Jackson, D. D. *Long-Term Probabilistic Forecasting of Earthquakes*. J. Geophys. Res., 99, 1994.
- Kagan, Y. Y. y Jackson, D. D. *Probabilistic Forecasting of Earthquakes*. Geophys. J. Int., 143, 2000.
- Kagan, Y. Y. *Accuracy of modern global earthquake catalogs*. Phys. Earth Planet. Inter. 135, 2003.
- Kanamori, H., *The Nature of Seismicity Patterns Before Large Earthquakes*. In *Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Ser.*, ed. P. G. Richards, D. W. Simpson, 4, Washington DC: Am. Geophys. Union. 1981.
- Kashara, K., *Earthquake Mechanics*. Cambridge/New York/Melbourne: Cambridge University Press. 1981.
- Keilis-Borok, V. I. *Intermediate-Term Earthquake Prediction*. Proc. Natl. Acad. Sci. USA 93, 1996a.
- Keilis-Borok, V. I. *Non-Seismological Fields in Earthquake Prediction Research*. In: Lighthill, J. (Ed.), A Critical Review of VAN. World Scientific, Singapore, 1996b.
- Keilis-Borok, V. I., Ismail-Zadeh, A., Kossobokov, V. y Shebalin, P. *Non-Linear Dynamics of the Lithosphere and Intermediate-Term Earthquake Prediction*. Tectonophysics, 338, 2001.
- Keilis-Borok, V. I. y Soloviev, A. A., *Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction*. Springer. Heidelberg, 2003.
- Kelleher, J. A., *Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some Predictions*. Journal of Geophysical Research, 77, 1972.
- Kelleher, J. A., Sykes, L. R. y Oliver, J. *Possible Criteria for Predicting Earthquake Locations and their Applications to Mayor Plate Boundaries of the Pacific and Caribbean*. Journal Of Geophysical Research, 79, 1973.
- Kellogg, J., y Vega, V. *Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity*. Geol. Soc. Amer. Special Paper. 295, pp. 75-90, 1995.

- Kopnichev, Y. F. *The Role of Multiple Scattering in a Formation of a Seismogram's Tail*. Izv. Acad. Sci. USSR, Phy. Slid Earth., Engl. Trans., 13, 1977.
- Lee, W.H.K., Meyers, H. y Shimazaki, K. (Eds.) *Historical Seismograms and Earthquakes of the World*. Academic Press, San Diego. 1988.
- Lee, W. H. K. (Editor). *Realtime Seismic Data Acquisition and Processing*, Second Ed., IASPEI Software Library, Seismological Society of America. 1994.
- Lee, W. H. K., T. C. Shin, and T. L. Teng. *Design and implementation of earthquake early warning systems in Taiwan*, in Proc. 11th World Conf. Earthquake Eng., Acapulco, Mexico, 23–28 June, Paper 2133. 1996.
- Lee, W. H. K., and T. C. Shin. *Realtime seismic monitoring of buildings and bridges in Taiwan*, in *Structural Health Monitoring*, F. K. Chang (Editor), Technomic Pub. Co., Lancaster, Pennsylvania, 777–787. 1997.
- Lin, A. T., Watts, A. B. y Hesselbo, S. P. *Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region*. Basin Research, 15, pp. 453-478, 2003.
- Loevenbruck, A., Cattin, R., Le Pichon, X., Courty, M.-L. y Yu, S.-B. *Seismic cycle in Taiwan derived from GPS measurements*. Comptes rendus De L'Academie Des Sciences, 333, pp. 57-64, 2001.
- López-Fernández, C., Pulgar, J. A., Gallart, J., Glez-Cortina, J. M., Díaz, J. y Ruíz, M. *Sismicidad y tectónica en el área de Becerreá-Triacastela (Lugo, NO España)*. Geogaceta, 36, pp 51-54. 2004.
- Londoño, B. J. M., *Temporal changes in coda Q at Nevado del Ruiz volcano, Colombia*, J. Volcanol. Geotherm. Res., 73, 129– 139, 1996.
- Londoño, B. J. M., Sánchez, A. J. J., Toro, E. L. E., Cruz, F. G. and Bohórquez, O. P. *Coda Q before and after the eruptions of 13 November 1985, and 1 September 1989, at Nevado del Ruiz volcano, Colombia*, Bull. Volcanol., 59, 556–561, 1998.
- Martínez-Díaz, J. J., Capote, R., Tsige, M., Martín-González, F., Villamor, P. e Insua, J. M. *Interpretación de las series sísmicas de Lugo (1995 y 1997): un caso de triggering en una zona continental estable*. Revista de la Sociedad Geológica de España, 15, pp. 195-209. 2002.
- Martínez Solares, J. M. *Los efectos en España del terremoto de Lisboa*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid. 756 pp. 2001.
- Matsu'ura, R. S. *Precursory quiescence and recovery of aftershock activity before some large aftershocks*. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo, 61, 1-65, 1986.
- Matsushima S. *On the Flow and Fracture of Igneous Rocks and on the Deformation and Fracture of Granite under High Confining Pressure*. Disaster Prevention Res. Inst. Kyoto Univ., Bull. No. 36, 1960.
- McCann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R., Krause, J., *Seismic Gaps and Plate Tectonics: Seismic Potential for Major Boundaries*. Pageoph, 117, 1979.
- McGuire, R. K., *Seismic Hazard and Risk Analysis*. Earthquake Engineering Research Institute (EERI), Oakland, 2004.

- Michael, A. J. y Jones, L. M. *Seismicity Alert Probabilities at Parkfield, California, Revisited*. Bull. Seism. Soc. Am., 88, 1998.
- Mitchell, B. J. Y Cong, L. *Lg coda Q and its relation to the structure and evolution of continents: A global prospective*. Pure Appl. Geophys. 153, 655-663. 1998.
- Mogi, K., *Secuencial Ocurrences of Recent Great Earthquakes*. J. Phys. Earth 16, 1968
- Mogi, K., *Earthquake Prediction*, 1985.
- Moncayo, E., Vargas, C. Y Durán, J. *Temporal variation of coda-Q at Galeras volcano, Colombia*. Earth Sci. Res. J. 8 (1) 19-24, 2004.
- Newmann, W. L., Gabrielov, A., Turcotte, D. L. *Nonlinear Dynamics and Predictability of Geophysical Phenomena*. Geophysical Monograph Series 83 American Geophysical Union, Washington DC, 1994.
- Nishenko, S. P., *Seismic Potential for Large and Great Interplate Earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian Margins of South America: A Quantitative Reappraisal*. J. Geophys. Res., 98, 1985.
- Nishenko, S. P. y Buland, R. A. *A Generic Recurrence Interval Distribution for Earthquake Forecasting*. Bull. Seism. Soc. Am., 77, 1987.
- Nordquist, J.N., *Theory of the Largest Values Applied to Earthquake Magnitudes*. Trans. Am. Geophys. Union, 26, 1945.
- Nur, A. y Booker, J.R. *Aftershocks Caused by Pore Fluid Flow?* Science, 175, 885-887. 1972.
- Ogata, Y. *Statistical Models for Earthquake Occurrences and Residual Analysis for Point Processes*. J. Am. Stat. Ass., 83, 1988.
- Ogata, Y. *Space-Time Point-Process Models for Earthquake Occurrences*. Ann. Inst. Statist. Math., 50, 1998.
- Omori, F. *On aftershocks of earthquakes*. J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 7, 11-200. 1895.
- Ortiz Gallardo de Villarroel, I. F. *Lecciones entretenidas y curiosas physico-astroológico-meteorológicas sobre la generación, causas y señales de los terremotos y especialmente de las causas, señales y varios efectos del sucedido en España, en el día primero de noviembre del año pasado de 1755. (1756)*. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos (Madrid), vol 43, Facsímil de la 1ª edición de 1976, 1992.
- Paris, G. y Romero, J. *Fallas activas en Colombia: Mapa neotectónico preliminar*. Bol. Geol., 34, INGEOMINAS, Bogotá, 42 pp., 1994.
- Papazachos, B. C. *A Time and Magnitude Predictable Model for Generation of Shallow Earthquakes in the Aegean Area*. Pure Appl. Geophys., 138, 1992
- Peng, J. Y., Aki, K., Chouet, B., Johnson, P., Lee, W. H. K., Marks, S., Newberry, J. T., Ryall, A. S., Stewart, S. W. y Tottingham, D. M. *Temporal Change in Coda Q Associated with the Round Valley, California, Earthquake of November 23, 1984*. J. Geophys. Res. 92, B5, 1987.
- Perez, O. J. *Revised World Seismicity Catalog (1950-1997) for Strong ($M_s \geq 6$) Shallow ($h \leq 70\text{Km.}$) Earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Am. 89, 1999.

- Pérez, O. J. y Scholz, C. H. Heterogeneities of the Instrumental Seismicity Catalog (1904-1980) for Strong Shallow Earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am. v. 74, no 2; p. 669-686. 1984.
- Phillips, W. y Aki, K. Site Amplification of Coda Waves from Local Earthquakes in Central California. Bull. Seism. Soc. Am., 76, 1986.
- Posadas, A., Hirata, T. y Vidal, F. Information Theory to Characterize Spatiotemporal Patterns of Seismicity in the Kanto Region. Bull. Seism. Soc. Am., 92, 2002
- Proakis, J. G. y Manolakis, D. G. Tratamiento digital de señales. Principios, algoritmos y aplicaciones. Prentice Hall. 1997.
- Pujades, L. G. Distribució de Q de Coda a la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Barcelona, 1987.
- Pujades, L. G., Canas, J.A., Egózcue, J. J., Puigví, M. A., Pous, J., Gallart, J. Lana, X. y Casas, A. Coda Q Distribution in the Iberian Peninsula. Geophys. J. Int., 100, 1990.
- Pujades, L. G., Ugalde, A. Canas, J. A., Navarro, M., Badal, F. J. y Corchete, V. Intrinsic and Scattering Attenuation from Observed Coda Q Frequency Dependence. Application to the Almeria Basin (South-eastern Iberian Peninsula). Geophys. J. Int., 129, 1997.
- Pulido, N. Seismotectonics of the Northern Andes (Colombia) and the Development of Seismic Networks. Bull. Int. Inst. Seismol. Earthq. Eng. Special Ed., pp 69-76, 2003.
- Raleigh, C. B., Bennett, G., Craig, H., Hanks, T., Molnar, P., Nur, A., Savage, J., Scholz, C., Turner, R., y Wu, F. Prediction of the Haicheng Earthquake. EOS, 58, 1977.
- Rautian, T. G. y Khalturin, V. I. The Use of Coda for Determination of the Earthquake Source Spectrum. Bull. Seism. Soc. Am., 1978.
- Rikitake, T. Earthquake Prediction, 1976.
- Rikitake, T. Predictions and Precursors of Mayor Earthquakes, 2001.
- Roeloffs, E. Y Quilty, E. Water level and strain changes preceding and following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California, earthquake. Pure appl. Geophys., 149, 21-60. 1997.
- Roeloffs, E. Y Langbein, J. The Earthquake Prediction Experiment at Parkfield, California. Rev. Geophys. 32, 315-336. 1994.
- Rueda, J. y Mezcua, J. Sismicidad, sismotectónica y peligrosidad sísmica en Galicia. Instituto Geográfico Nacional. Pub. Técnica nº 35. 2001.
- Rydelek, P.A. y Sacks, I. S. Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity. Nature 337, 1989.
- Rydelek, P. A. y Sacks, I. S. Comment on "Seismicity and detection/location threshold in the southern Great Basin seismic network" by Joan Gomberg. J. Geophys. Res. 97 (B11), 1992.
- Sarker, G. y Abers, G. A. Comparison of seismic body wave and coda wave measures of Q. Pure Appl. Geophys., 153, 665-683. 1998.

- Sato, H. *Energy Propagation Including Scattering Effects. Single Isotropic Scattering Approximation*. J. Phys. Earth. 25, 1977a.
- Sato, H. *Single Isotropic Scattering Model Including Wave Conversions Simple Theoretical Model of the Short Period Body Wave Propagation*. J. Phs. Earth., 25, 1977b.
- Sato, H. *Temporal Change in Scattering and Attenuation Associated with the Earthquake Occurrence – A Review of Recent Studies on Coda Waves*. Pure Appl. Geophys., 126. 1988.
- Sato, H. y Fehler, M. *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth*. Springer-Verlag, 1998.
- Scheimer, J. y Landers, T. E. *Short-Period Coda of a Local Event at Lasa, Seismic Discrimination*. Semi-annu. Tech. Sum., 42. Lincoln Lab., Mass. Inst. Of Technol., Cambridge, 1974.
- Scholz, C. H., Dawers, N. H., Yu, J. Z. y Anders, M. H. *Fault Growth and Fault Scaling Laws: Preliminary Results*. J. Geophys. Res., 98, 1993.
- Semyenov, A. N., *Variations in the Travel Time of Transverse and Longitudinal Waves before Violent Earthquakes*. Izv. Acad. Sci. USSR (Phys. Solid Earth) 4, 1969.
- Seno, T. *The instantaneous rotation vector of the Phillipine Sea plate relative to the Eurasian plate*. Tectonophysics, 42, pp. 209-226, 1977.
- Sereno, T. J. Jr. y Bratt, S. R. *Seismic detection capability at NORESS and implications for the detection threshold of a hypothetical network in the Soviet Union*. J. Geophys. Res. 94 (B8), 1989.
- Shcherbakov, R. y Turcotte, D.L. *A Damage Mechanics Model for Aftershocks*. Pure Appl. Geophys. 161, 2379. Doi: 10.1007/s00024-004-2570-x. 2004.
- Shi, Y. y Bolt, B. A. *The standard error of the magnitude-frequency b-value*. Bull. Seism. Soc. Am. 72, 1982.
- Shimazaki, K., y Nagata, T., *Time-Predictable Recurrence Model for Large Earthquakes*. Geophys. Res. Lett., 7, 1980.
- Shin, T.-C. *Progress summary of the Taiwan strong motion instrumentation program*. Symposium on the Taiwan Strong Motion Instrumentation Program, Taipei, Taiwan. 1993
- Shin, T.-C., K. W. Kuo, W. H. K. Lee, T. L. Teng, and Y. B. Tsai. *A preliminary report on the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake*, Seism. Res. Lett. 71, no. 1, 24–30. 2000.
- Shyu, J. B. H., Sieh, K. y Chen Y.-G. *Tandem suturing and disarticulation of the Taiwan orogen revealed by its neotectonic elements*. Earth Planet. Sci. Lett., 233, pp. 167-177, 2005.
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Avouac, J.-P., Chen, W.-S. y Chen, Y.-G. *Millenial slip rate for the Longitudinal Valley fault from river terraces: Implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan*. J. Geophys. Res., VOL.111, B08403, 2006.
- Singh, S. *Regionalization of Crustal Q in the Continental United States*. Ph. D. Thesis, St. Louis University. St. Louis (Mo), 1981.

- Singh, S. y Herrmann, R. B. *Regionalization of Crustal Coda Q in the Continental United States*. J. Geophys. Res., 88, 1983.
- Soloviev, S. L. *Seismicity of Sakhalin*. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokio Univ., 43, 1965.
- Soriau, A. y Pauchet, H. *A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications*. Tectonophysics, 290, pp. 221-244. 1998.
- Sornette, D. y Sammis, C. G. *Complex Critical Exponents from Renormalization Group Theory of Earthquakes: Implication for Earthquake Prediction*. J. Phys., 15, 1995.
- Spence, W., Herrmann, R. B., Johnston, A. C. Y Reagor, G. *Responses to Iben Browning's Prediction of a 1990 New Madrid, Missouri, Earthquake*. U.S. Geological Survey Circular 1083, 248 p. 1993.
- Stevens, J. D. *An Association of Circumstance: The 1990 Browning Earthquake Prediction and the Center for Earthquake Research and Information*. Int. J. Mass Emerg. Disasters, 11, 1993.
- Stock, C. y Smith, E. G. C. *Adaptive Kernel Estimation and Continuous Probability Representation of Historical Earthquake Catalogs*. Bull. Seism. Soc. Am., 92, 2002.
- Sykes, L. R., *Aftershock Zones of Great Earthquakes, Seismicity Gaps, and Earthquake Prediction for Alaska and the Aleutians*. Journal of Geophysical Research, 79, 1971.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., y Rivera, C. *Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia)*. Tectonic., 19, 5, pp. 787-813, 2000.
- Taylor, D. A., Snoke, J. A., Sacks, I. S. y Takanami, T. *Nonlinear frequency magnitude relationship of the Hokkaido corner, Japan*. Bull. Seism. Soc. Am. 80, 1990.
- Teng, T. A. *Some recent studies on groundwater radon content as an earthquake precursor*. J. Geophys. Res. 85, 3089-3099. 1980.
- Terada T., *Luminous Phenomena Accompanying Destructive Sea Waves*. Bulletin Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1934.
- Tsujiura, M. *Spectral Analysis of the Coda Waves from Local Earthquakes*. Bull. Earth. Res. Inst., Tokio Univ., 1978.
- Tsukuda, T. *Coda-Q Before and After the 1983 Misasa Earthquake of M6.2, Tottori Prefecture, Japan*. Pure Appl. Geophys. 128, 1988.
- Tsumura, K. *Determination of Earthquake Magnitude from Total Duration of Oscillation*. Bull. Earth. Res. Inst., Tokio Univ., 1967.
- Turcotte, D. L. *Scaling in Geology: Landforms and Earthquakes*. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 92, 1995.
- Turcotte, D. L. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. 2nd Ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1996.
- Turcotte, D. L. *Seismicity and Self-Organized Criticality*. Phys. Earth Planet Inter. 111, 1999.
- Ugalde, A. *Atenuació sísmica intrínseca i dispersiva a partir d'ones de coda. Aplicació a la conca d'Almeria, les Illes Canàries i l'Nordest de Veneçuela*. Tesis Doctoral. UPC. Barcelona. 1996.

- Ugalde, A., Pujades, L. G., Canas, J. A. y Villaseñor, A. *Estimation of the Intrinsic Absorption and Scattering Attenuation in North-Eastern Venezuela (South-Eastern Caribbean) Using Coda Waves*. Pure Appl. Geophys., 153, 1998.
- Ugalde, A., Vargas, C. A., Pujades L. G. y Canas, J. A. *Seismic Coda Attenuation After the 6.2Mw Armenia (Colombia) of January 25, 1999*. Journal of Geophysical Research, 107 B6, 2002.
- Utsu, T., *Seismic Activity and Seismic Observation in Hokkaido in Recent Years*. Rep. Coord. Comm. Earthquake Predict, 2, 1970.
- Utsu, T., Ogata, Y. y Matsu'ura, R.S. *The Centenary of the Omori Formula for a Decay Law of After-shock Activity*. J. Phys. Earth, 43, 1-33. 1995.
- Utsu, T. *Statistical Features of Seismicity. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part B*, 719-7332. 2002.
- Vargas, C. A., Ugalde, A., Pujades, L. G., y Canas, J. A. *Spatial Variation of Coda-Wave Attenuation in Northwestern Colombia*. Geophysical Journal International, 158, 2004.
- Vere-Jones, D., *Stochastic Models for Earthquake Occurrence (with Discussion)*, J. R. Stat. Soc., B32, 1970.
- Vergara, H., Taboada, A., Romero, J., Paris, G. y Castro, E. *Principales fuentes sismogénicas de la región central de Colombia*. Mem. VII Cong. Col. Geol., 13 pp., 1996.
- Vergés, J. y Sàbat, F. *Constraints on the western Mediterranean kinematics evolution along a 1000km transect from Iberia to Africa*. Geological Society Special Publication, on the Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. (B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath y M. Séranne, eds), 152, pp. 63-80, 1999.
- Wallace, R. E. y Teng, T. L. *Prediction of the Sungpan-Pingwu Earthquakes, August 1976*. Bull. Seism. Soc. Am., 70, n. 4, 1980.
- Wakita, H., Nakamura, Y., y Sano, Y. *Short-term and intermediate-term geochemical precursors*. Pure appl. Geophys. 126, 267-278.1988.
- Wang, C. Y., *Calculations of Q_s and Q_p using the spectral ratio method in the Taiwan area*. Proc. Geol. Soc. China, 31, 81-89., 1988.
- Wang, K., Chen, Q.-F., Sun, S., Wang, A. *Predicting the 1975 Haicheng Earthquake*. Bull. Seism. Soc. Am., 96, n. 3, 2006.
- Wesley, M. P. *Difussion of Seismic Energy in the Near Range*. J. Geophys. Res., 70, 1965.
- Wiemer, S. y Wyss, M. *Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogues. Examples from Alaska, the western United States and Japan*. Bull. Seism. Soc Am. 90 (4), 2000.
- Willemann, J. y Storchak, D. A. *Data Collection at the International Seismological Centre*. Seism. Res Lett., 72, 2001.
- Woessner, J. y Wiemer, S., *Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and its Uncertainty*. Bulletin of the Seismological Society of America, 95, 2005.

- Working Group on California Earthquake Probability. *Earthquake Probabilities in the San Francisco Bay Region: 2000-2030- A Summary of Findings*, Open-File Report, USGS, 1999.
- Wu, K. T., Yue, M. S., Wu, H. Y., Chao, S. L., Chen, H. T., Huang, W. Q., Tien, K. Y. and Lu, S. D. *Certain characteristics of the Haicheng earthquake (M=7.3) sequence*. In *Evaluation of proposed earthquake precursors* (ed. M. Wyss) (AGU, Washington, DC, pp. 12-14. 1991.
- Wu, R. S. *Multiple Scattering and Energy Transfer of Seismic Waves, Separation of Scattering Effect from Intrinsic Attenuation, I, Theoretical Modeling*. Geophys. J R. Astr. Soc., 82, 1985.
- Wu, Y. M., T. C. Shin, C. C. Chen, Y. B. Tsai, W. H. K. Lee, and T. L. Teng. *Taiwan rapid earthquake information release system*, Seism. Res. Lett. 68, 931–943. 1997.
- Wu, Y. M., Hsiao, N. C., Teng, T. L., and Shin, T. C. *Near Real-Time seismic damage assessment of the rapid reporting system*, TAO 13(3), 313–324. 2002.
- Wyss, M., *Second Round of Evaluations of Proposed Earthquake Precursors*. Pure and Applied Geophysics, 149 (1997)
- Wyss, M., *Why is Earthquake Prediction Research not Progressing Faster?* Tectonophysics, 338, 2001.
- Yu, S.-B. y Liu. C.-C. *Fault creep on the central segment of the Longitudinal Valley fault, eastern Taiwan*. Proc. Geol. Soc. China, 32, pp. 209-231, 1989.
- Yu, S.-B., Chen, H.-Y. y Kuo, L.-C. *Velocity field of GPS stations in the Taiwan area*. Tectonophysics, 274, pp. 41-59, 1997.
- Zaliapin, I. Gabriellov, A. y Keilis-Borok, V., *Multiscale Trend Analysis*. Fractals, 2004
- Zaliapin, I. in, A., Liu, Z, Aki, K. y Keilis-Borok, V. *Temporal (Un)Correlations Between Coda Q and Seismicity: Multiscale Trend Analysis*. Pure Appl. Geophys, 162, 2005
- Zeng, Y. *Theory of Scattered P and S Waves Energy in a Random Isotropic Scattering Medium*. Bull. Seism. Soc. Am., 83, 1993.
- Zeng, Y., Su, F. y Aki, K. *Scattered Wave Energy Propagation in a Random Isotropic Scattering Medium, I, Theory*. J. Geophys. Res., 96, 1991.
- Zöller, G., Hainzl, S., Ben-Zion, Y. y Holschneider, M. *Earthquake Activity related to Seismic Cycles in a Model for Heterogeneous Strike-Slip Fault*. Tectonophysics, 423, 137-145. 2006.
- Zúñiga, F. R. y Wiemer, M. *Seismicity patterns: Are they always related to natural causes?* Pure Appl. Geophys. 155, 1999.
- Zúñiga, F. R. y Wyss, M. *Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: Their evaluation through b-value estimates*. Bull. Seism. Soc. Am. 85 (6), 1995.

9. ANEXO A

Métodos de regionalización

9.1 Introducción

Se presentan dos métodos para regionalizar una Tierra esférica. Las condiciones que se buscan para la regionalización son: 1) que las celdas cubran todo el área, 2) que no haya solapamiento entre celdas, 3) que sean de igual área y de igual ángulo sólido, 4) que su tratamiento sea sencillo y computacionalmente asequible.

9.2 Método 1

El primer método que se propone, se basa en la generación de celdas cuadradas contiguas que cubren la superficie a estudiar y la subdividen en zonas de igual superficie. Para ello se siguen los siguientes pasos: 1) generación de la celda individual 2) propagación de la regionalización de acuerdo a meridianos y paralelos y 3) ajuste de las coordenadas de las celdas para evitar intersecciones no nulas o zonas sin cubrir.

9.2.1 Fundamento Matemático

Sean P y Q dos puntos de la superficie de la Tierra que definen un círculo máximo con centro en el centro de la Tierra. Sea O este punto. Así pues los puntos P, Q y O son los datos del problema. Aunque el procedimiento que aquí se describe es totalmente general, eventualmente, y en nuestro caso, consideraremos un meridiano, de forma que P y Q tienen una longitud común y latitudes diferentes. La Figura 9.1 muestra el esquema del procedimiento. La definición de la celda se basa en generar el punto medio O' . Una vez conocido este punto podemos definir los puntos P' y Q' mediante:

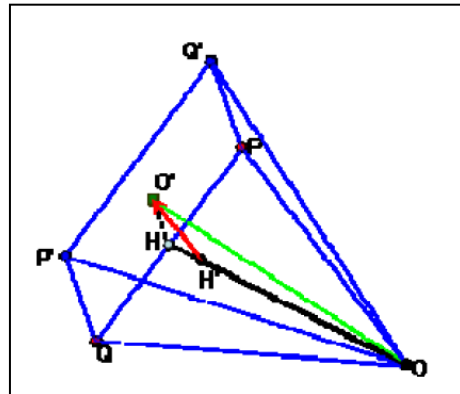


Figura 9.1: Esquema del procedimiento de generación de una celda en el 'Método 1'.

$$\begin{aligned} P' &= 2O' - P \\ Q' &= 2O' - Q \end{aligned} \quad (9.1)$$

Así pues, todo el problema se reduce a hallar O' . Podemos poner que:

$$\begin{aligned} O' &= H' + \overline{H'O'} \\ H' &= O + \overline{OH} \end{aligned} \quad (9.2)$$

De forma que el problema se reduce a hallar el punto H' y los vectores $\overline{H'O'}$ y $\overline{OH'}$. Consideremos el triángulo OPH ; se verifica que:

$$\begin{aligned}\overline{PH} &= \frac{\overline{PQ}}{2} \\ \overline{OH} &= \sqrt{\overline{OP}^2 - \overline{PH}^2}\end{aligned}\quad (9.3)$$

Consideremos ahora el triángulo OHO' ;

Se cumple que: $\overline{PH} = \overline{HO'} = \overline{PQ}/2$; y la altura vale: $\overline{OO'} = \sqrt{\overline{OH}^2 - \overline{HO'}^2}$;

Por otra parte, los triángulos $OO'H$ y $OO'H'$ son semejantes ya que tienen los ángulos iguales. En efecto, $OHO' = OO'H$ pues sus lados son perpendiculares entre sí, $O'OH = O'OH'$ pues se trata de un ángulo común y los ángulos $OO'H = OH'O'$ son rectos. Esta semejanza de triángulos permite poner la siguiente relación:

$$\overline{OH'} = \frac{\overline{OO'}}{\overline{OH}} \overline{OO'} \quad (9.4)$$

Además, considerando la semejanza de los triángulos $O'HH'$ y $OO'H$, podemos poner: $\overline{O'H'} = \frac{\overline{O'H}}{\overline{OH}} \overline{OO'}$; de esta forma y finalmente, podemos definir los puntos H' y O' a partir de O mediante las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned}H' &= O + \frac{\overline{OH}}{|\overline{OH}|} \overline{OH'} \\ O' &= H' + \frac{\overline{OP} \times \overline{OQ}}{|\overline{OP} \times \overline{OQ}|} \overline{O'H'}\end{aligned}\quad (9.5)$$

Con lo que el uso de la ecuación (9.1) nos permite resolver el problema de generación de una celda cuadrada. La Figura 9.2 muestra el procedimiento de generación de las dos celdas simétricas respecto a los dos puntos de partida. Las celdas construidas se usan para cubrir el área con las propiedades que se han descrito más arriba. La zona a cubrir se define mediante la longitud mínima (*lonmin*), la latitud mínima (*latmin*), el número de intervalos de longitud a cubrir (*nlon*), el número de intervalos a cubrir en latitud (*nlat*) y el tamaño de estos incrementos, que deben coincidir, ya que estamos definiendo una malla de celdas cuadradas (*deltalon=delta-lat*). La zona queda entonces definida mediante los puntos (*lonmin*, *latmin*) y (*lonmax*, *latmax*), donde *lonmax* y *latmax* se calculan mediante *lonmax=lonmin+(nlon-1)*deltalon* y *latmax=latmin+(nlat-1)*delta-lat*. Valores típicos del tamaño del intervalo son 1° o 0.5° de latitud, que corresponden a 111.11 Km. y 55.55 Km. respectivamente.



Figura 9.2: Esquema de generación de celdas. A partir de dos puntos situados sobre un círculo máximo se obtienen en cuatro puntos con los que se definen dos celdas simétricas.

Para ilustrar el proceso hemos regionalizado la Península Ibérica, para lo cual se toman los siguientes datos:

$$\begin{aligned}lonmin &= -9^\circ \\latmin &= 35^\circ \\nlon &= 12 \\nlat &= 10 \\deltalon &= deltalat = 1^\circ\end{aligned}$$

Con lo que el área cubierta por la malla es la que queda encerrada entre los paralelos 35° y 44° y los meridianos -9° y 2° ; En realidad la malla cubre esta zona pero no coincide con ella, debido a que las celdas son de igual área y no están definidas mediante incrementos de latitud y longitud. El proceso de generación de la malla se inicia en la latitud mínima y en la longitud media, para evitar al máximo las distorsiones de las celdas al avanzar hacia longitudes crecientes y decrecientes. A partir de este punto medio se generan celdas sucesivas, primero para longitudes decrecientes, hasta alcanzar o rebasar la longitud mínima y después se repite el proceso hacia el otro lado. Una vez generada la primera fila de celdas, el proceso itera para latitudes crecientes hasta alcanzar o sobrepasar la latitud máxima. La Figura 9.3 muestra un ejemplo de generación de una malla correspondiente a la Península Ibérica.

La malla resultante consta en este caso de 9 filas y 12 columnas, con un total de 108 celdas. Por construcción, todas las celdas cubren áreas iguales, sin embargo se genera cierto solapamiento entre ellas, por lo que no se cumple la condición que buscábamos de celdas disjuntas.

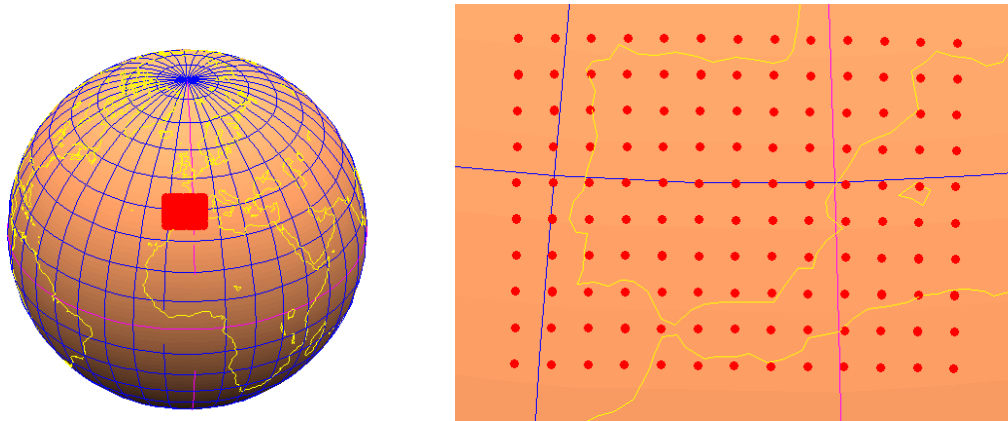


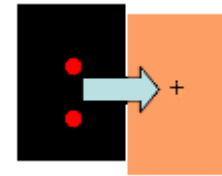
Figura 9.3: Esquema del procedimiento de generación de una malla. Se ha diseñado la malla para cubrir la Península Ibérica. Se han usado los siguientes parámetros: $lonmin=-9^\circ$, $latmin=35^\circ$, $deltalon=1^\circ$, $nlon=12$, $nlat=10^\circ$; resultando una malla de 9 filas y 12 columnas con 108 celdas. El color cian muestra el meridiano cero.

Al conservar estrictamente las áreas y al ser independiente el procedimiento de generación de las diferentes filas de la malla, para una columna dada, las coordenadas de los vértices inferiores de cada fila no coinciden exactamente con las coordenadas de los vértices superiores de las celdas de la fila inmediatamente inferior. Para evitar esta distorsión, el programa corrige asignando a los vértices comunes de la malla, el punto medio de los vértices generados de forma independiente. Como se verá, la corrección es mínima, de forma que las áreas de todas las celdas resultantes son prácticamente iguales, y ahora sí que se garantiza el recubrimiento de la zona mediante celdas sin solapamiento. La Figura 9.4 muestra este procedimiento.

Para el caso que aquí se presenta a modo de ejemplo, la superficie ocupada por cada celda referida a la esfera de radio unidad es $s=2.4242 \times 10^{-5} u^2$, que para una Tierra esférica de radio medio $R=6371$ Km. es de $S=4\pi R^2 s=12365$ Km² que equivale a la superficie de un cuadrado plano de 111.20 Km. de lado.

Una vez efectuada la corrección que se ha explicado en el apartado anterior, la superficie unitaria de la celda más pequeña (en el ejemplo que nos ocupa) es de $2.4129 \times 10^{-5} u^2$ mientras que la de la celda más grande es de $2.4241 \times 10^{-5} u^2$ que, para una Tierra esférica de radio medio $R=6371$ Km., corresponden respectivamente a 12307 Km² y 12364 Km² que, a su vez, corresponden a cuadrados planos de lados 110.94 Km. y 111.19 Km.

Figura 9.4: Esquema del procedimiento de corrección de los puntos del as celdas de la malla que no coinciden. Se asigna el punto medio a los dos puntos de celdas contiguas.



El valor medio de las superficies de las celdas después de la corrección es de $2.4202 \times 10^{-5} \text{ u}^2$, 12344 Km^2 , correspondiente a un cuadrado plano de lado 111.104 Km . Para acabar de comprender el alcance de las variaciones en la superficie cubierta por las celdas se han calculado las diferencias entre las superficies de las celdas antes y después de efectuar la corrección, además de las diferencias de las superficies de las celdas corregidas respecto a su valor medio. Para esta comparación se ha usado la siguiente expresión:

$$Diff(ncel) = 1000 \frac{A_{cel} - A_{celc}}{A_{cel}} \quad (9.6)$$

Donde A_{cel} es la superficie de la celda sin corregir y A_{celc} es la superficie de la celda corregida. La Figura 5 muestra estas diferencias. Si exceptuamos las filas primera y última, las máximas desviaciones se dan en los extremos, esto es en las columnas 1 y 12, casos en los que la diferencia es inferior al 5 por mil, en el resto de casos es siempre del orden del 3 por mil o inferior.

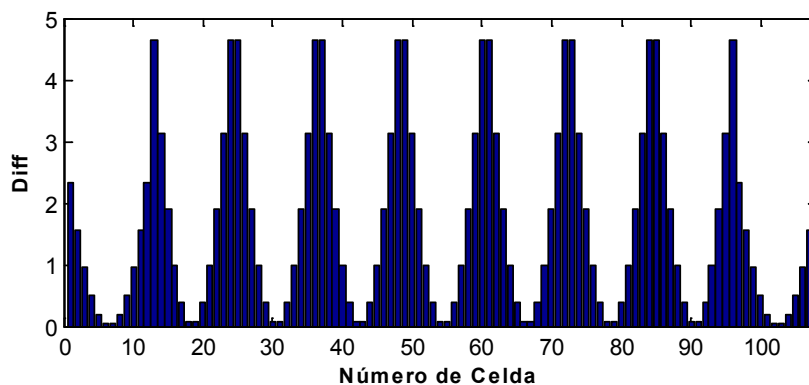


Figura 9.5: Diferencias, en tanto por mil, entre las superficies de las celdas originales y las correspondientes a las celdas corregidas.

Un procedimiento análogo nos permite analizar las diferencias entre de las áreas de las distintas celdas corregidas. Mediante la siguiente ecuación comparamos el área cubierta por cada celda con la superficie media de todas las celdas corregidas.

$$Diff(ncel) = 1000 \frac{A_{celc} - A_{media}}{A_{media}} \quad (9.7)$$

Donde A_{celc} es la superficie de la celda una vez realizada la corrección y A_{media} es el valor medio de la superficie de todas las celdas corregidas. La Figura 9.6 muestra estas diferencias. Evidentemente las máximas diferencias se dan en las mismas celdas que en la Figura 9.5.

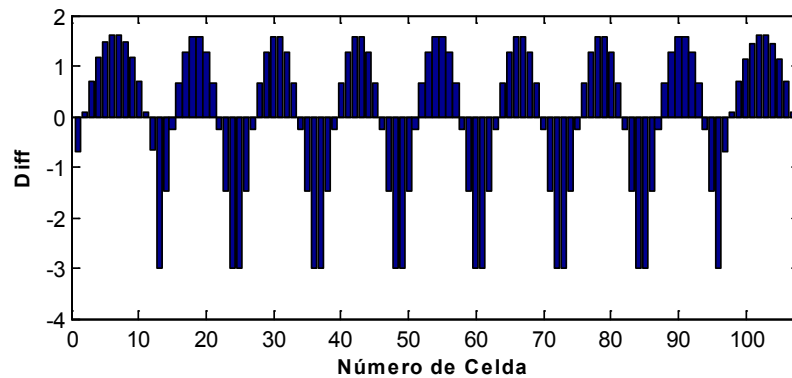


Figura 9.6: Diferencias en tanto por mil, entre las superficies de las celdas corregidas y la superficie media de las celdas.

Ahora la diferencia máxima es del orden del 3 por mil en las celdas de las columnas extremas (1 y 12) mientras que en las intermedias es inferior al 2 por mil. Hemos analizado las correcciones que se efectúan sobre las latitudes y longitudes de los vértices de las celdas: las correcciones máximas en longitud son siempre inferiores a 0.3 milésimas de grado y el latitud inferiores a 3 milésimas de grado. De hecho, para apreciar estas diferencias hay que dar un formato de salida de al menos 4 cifras decimales.

Todo esto nos lleva a concluir que el algoritmo desarrollado va a constituir una excelente herramienta para la regionalización, siempre que el área a analizar no sea excesivamente grande.

9.3 Método 2

La regionalización anterior es adecuada para regiones pequeñas o medianas. Esto es para estudios a nivel local o incluso regional, pero presenta problemas para efectuar análisis a nivel global, debido a que el solapamiento de las celdas al alejarnos de la longitud central considerada es cada vez mayor, y al hacer la corrección que se ha mencionado para evitar este problema, las diferencias en las áreas de las celdas aumentan. Por ello cuando queremos anali-

zar zonas que abarcan mucha distancia en longitud nos vemos obligados a buscar un método alternativo para hacer la regionalización.

A continuación se presenta un método que utiliza como base la proyección acimutal de Lambert. Una de las principales ventajas de esta proyección es que conserva el área de las zonas proyectadas, a pesar de distorsionar la forma.

9.3.1 Fundamento matemático

Proyectamos la esfera S sobre el plano P, tangente a la esfera en el punto O (ver Figura 9.7). Sea PN cualquier punto de la superficie de la esfera, distinto de la antípoda de O, A. Sea d la distancia entre los puntos O y PN, la proyección da lugar a un punto PN' sobre el plano P a una distancia d de O.

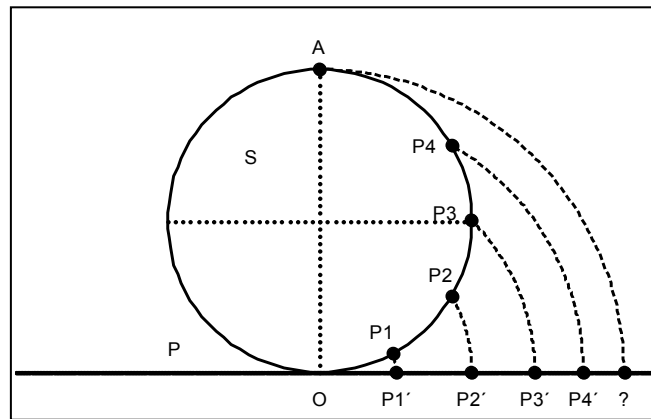


Figura 9.7: Esquema de la proyección de Lambert de los puntos de la superficie de la esfera S sobre el plano P.

De otra manera, hay un círculo único centrado en O y perpendicular al plano P, que pasa por PN y que corta al plano P en dos puntos, el más cercano a PN será PN'. La antípoda del punto tangente al plano, A, queda excluida de la proyección ya que el círculo no es único. El punto O se proyecta sobre sí mismo.

Así, si consideramos una esfera de radio unidad centrada en (0,0,0), y el plano tangente al punto (0,0,-1), la transformación, en coordenadas cartesianas, (x,y,z) en la esfera; (X,Y) en el plano, se realiza bajo las siguientes ecuaciones:

$$(X, Y) = \left(\sqrt{\frac{2}{1-z}} x, \sqrt{\frac{2}{1-z}} y \right) \tag{9.8}$$

$$(x, y, z) = \left(\sqrt{1 - \frac{X^2 + Y^2}{4}} X, \sqrt{1 - \frac{X^2 + Y^2}{4}} Y, -1 + \frac{X^2 + Y^2}{2} \right)$$

En coordenadas esféricas en la esfera (ϕ, θ) y polares en el plano (R, Θ):

$$(R, \theta) = (2 \cos\left(\frac{\phi}{2}\right), \theta) \quad (9.9)$$

$$(\phi, \theta) = (2 \arccos\left(\frac{R}{2}\right), \theta)$$

En coordenadas cilíndricas en la esfera (r, θ, z) y polares en el plano (R, θ) :

$$(R, \theta) = (\sqrt{2(1+z)}, \theta) \quad (9.10)$$

$$(r, \theta, z) = \left(R \sqrt{1 - \frac{R^2}{4}}, \theta, -1 + \frac{R^2}{2} \right)$$

Debido al aumento de la distorsión de forma según nos alejamos del punto centro de la proyección, la regionalización se hará en dos partes una para cada hemisferio tomando como centro los polos.

La regionalización requiere generar una malla de celdas de igual área que no se superpongan. Al tratarse de una proyección que conserva las áreas podemos hacer la malla sobre la propia proyección y luego llevarla a la esfera. Se genera la malla siguiendo el siguiente procedimiento:

Sea un círculo de radio unidad, se divide en n coronas circulares de radios máximo y mínimo:

$$r_{imax} = i/n \quad (9.11)$$

$$r_{imin} = (i-1)/n$$

El área de cada una de esas coronas será:

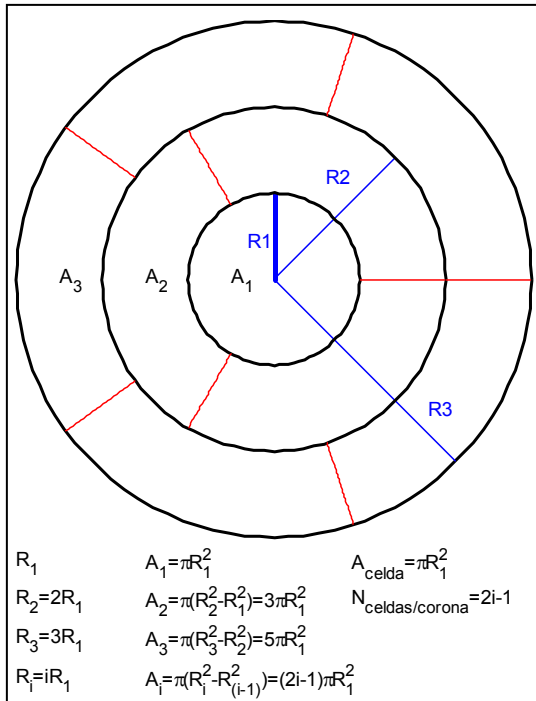
$$A_i = \pi r_{imax}^2 - \pi r_{imin}^2 = \pi \left(\left(\frac{i}{n}\right)^2 - \left(\frac{i-1}{n}\right)^2 \right) \quad (9.12)$$

$$A_i = \pi \left(\frac{2i-1}{n^2} \right)$$

Así, para que el tamaño de las celdas sea constante, dividimos cada corona circular en $(2i-1)$ celdas, con lo que el área de la celda será:

$$A_{celda} = \pi/n^2 \quad (9.13)$$

Generalizando, para regionalizar un círculo de radio R dividido en n coronas circulares, los parámetros toman los siguientes valores:



$$\begin{aligned}
 r_{\text{imax}} &= Ri/n \\
 r_{\text{imin}} &= R(i-1)/n \\
 A_i &= \pi r_{\text{imax}}^2 - \pi r_{\text{imin}}^2 = \pi R^2 \left(\frac{2i-1}{n^2} \right) \quad (9.14) \\
 N_{\text{celdas/corona}} &= 2i-1 \\
 A_{\text{celda}} &= \pi R^2 / n^2
 \end{aligned}$$

Figura 9.8: Generación de celdas de igual área en una superficie circular.

Como ejemplo, se muestra en la Figura 9.9 y la Figura 9.10 la regionalización realizada para cada uno de los hemisferios siguiendo este procedimiento y la proyección de la misma sobre la superficie de la Tierra (considerando ésta esférica). En cada una de las celdas aparece el número de terremotos de magnitud superior a 5.5 durante el periodo 1964-2001 según el Centennial Catalogue, ventana para la cual este catálogo es completo.

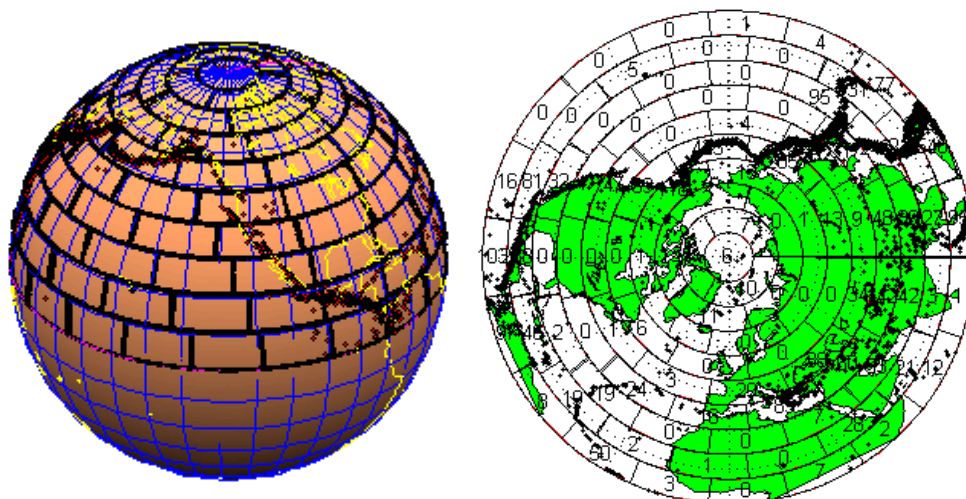


Figura 9.9: Ejemplo de regionalización para el hemisferio norte, considerando 10 coronas circulares. Los terremotos representados se han extraído del Centennial Catalogue, ocurridos entre los años 1964-2001 y con magnitudes superiores a 5.5

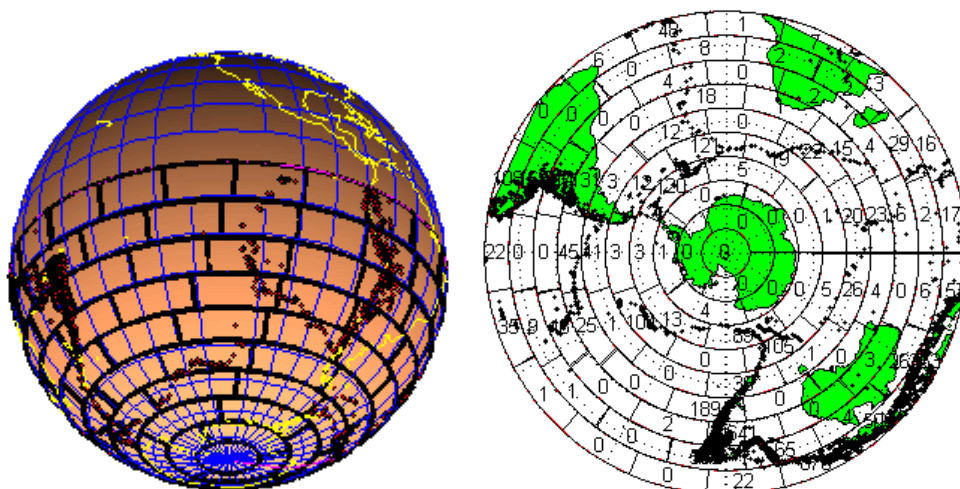
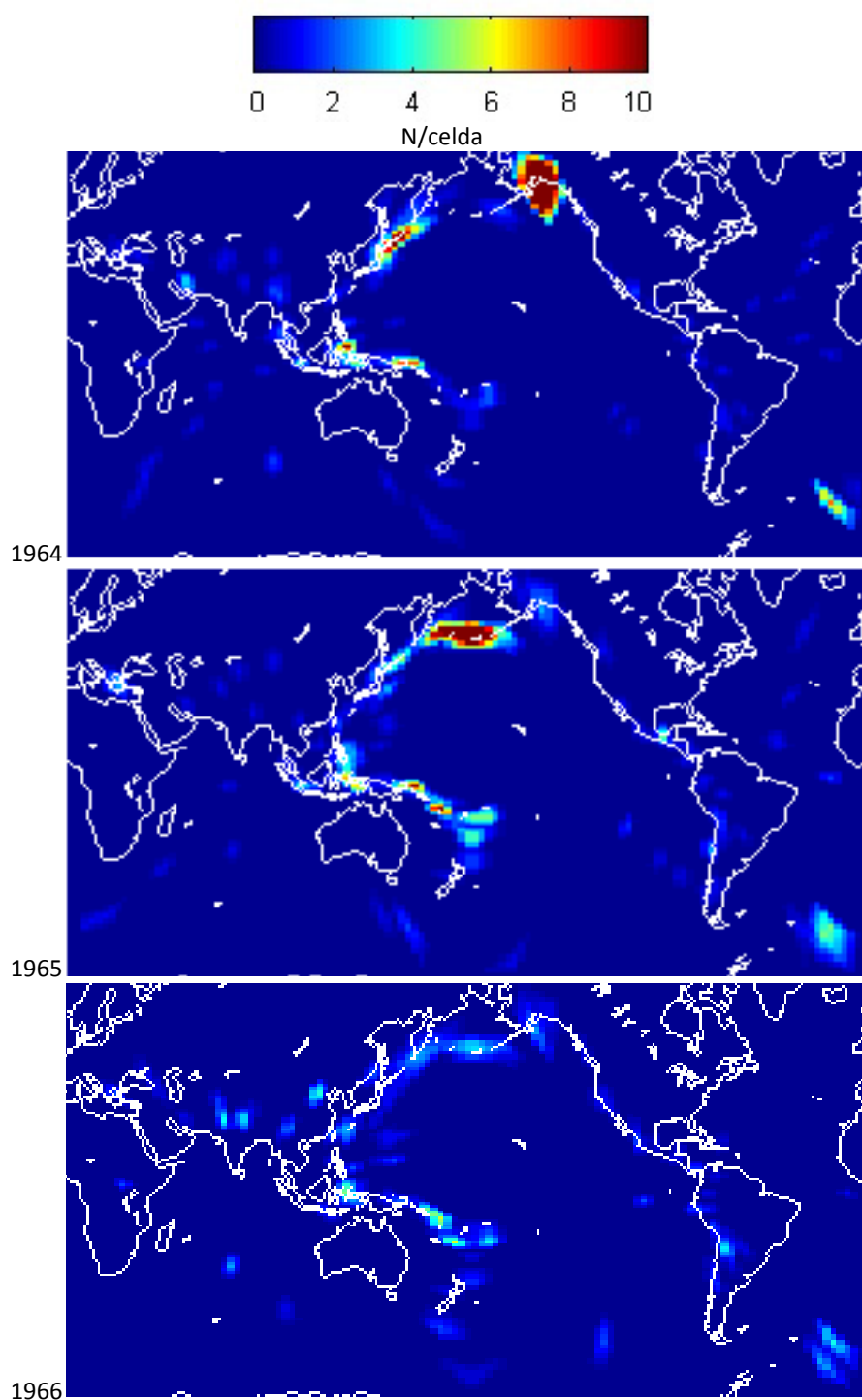


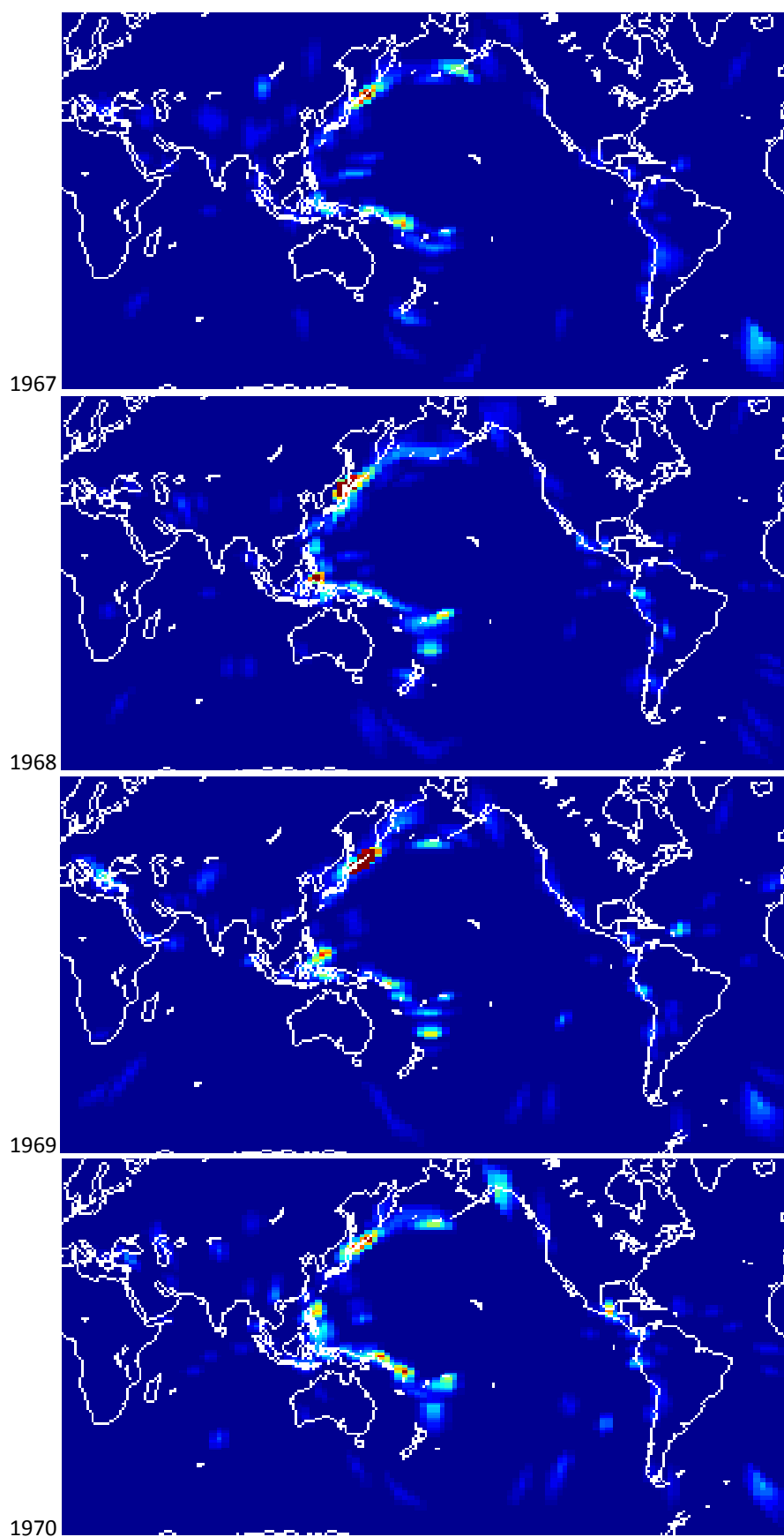
Figura 9.10: Ejemplo de regionalización para el hemisferio sur, considerando 10 coronas circulares. Los terremotos representados se han extraído del Centennial Catalogue, ocurridos entre los años 1964-2001 y con magnitudes superiores a 5.5.

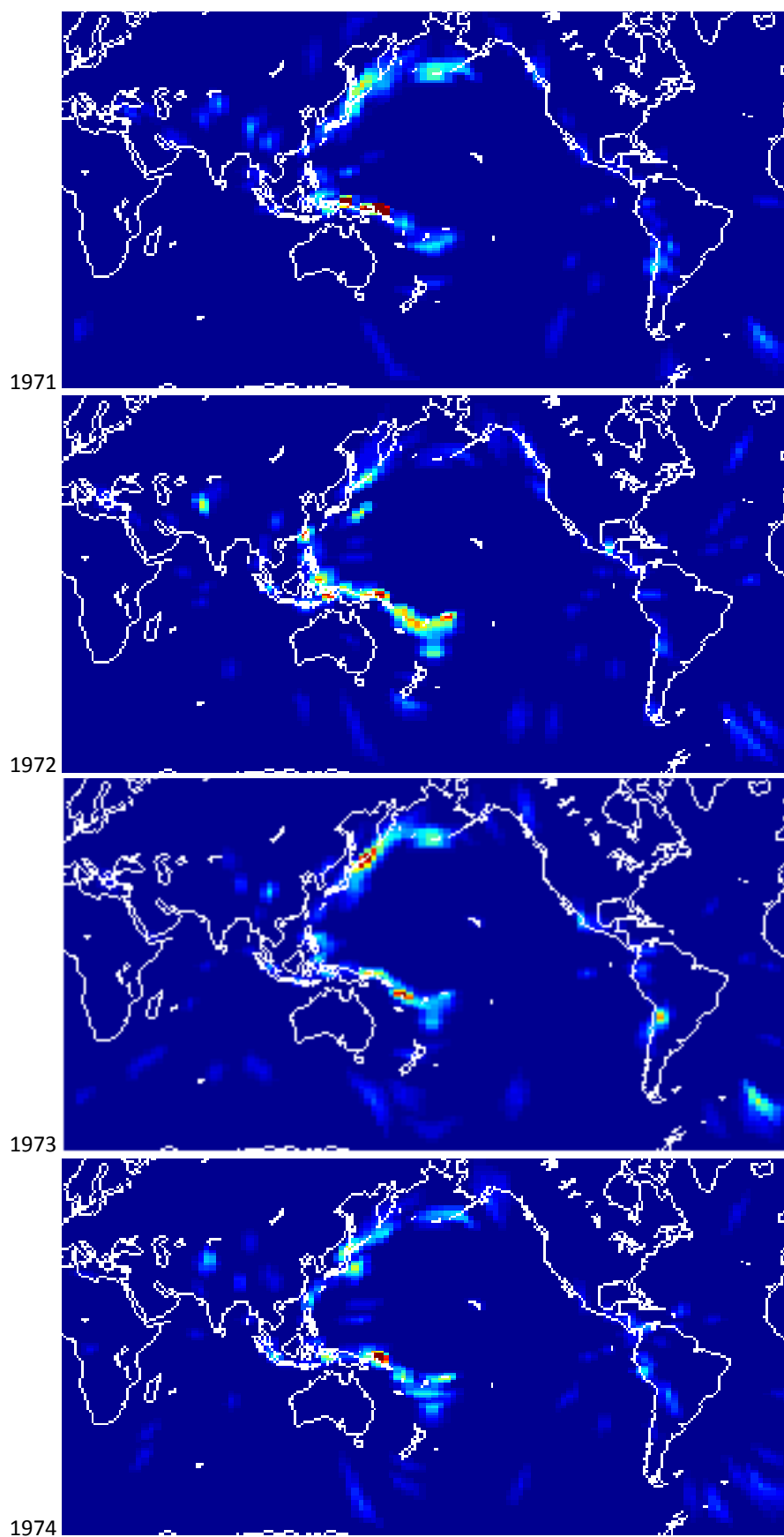
10. ANEXO B

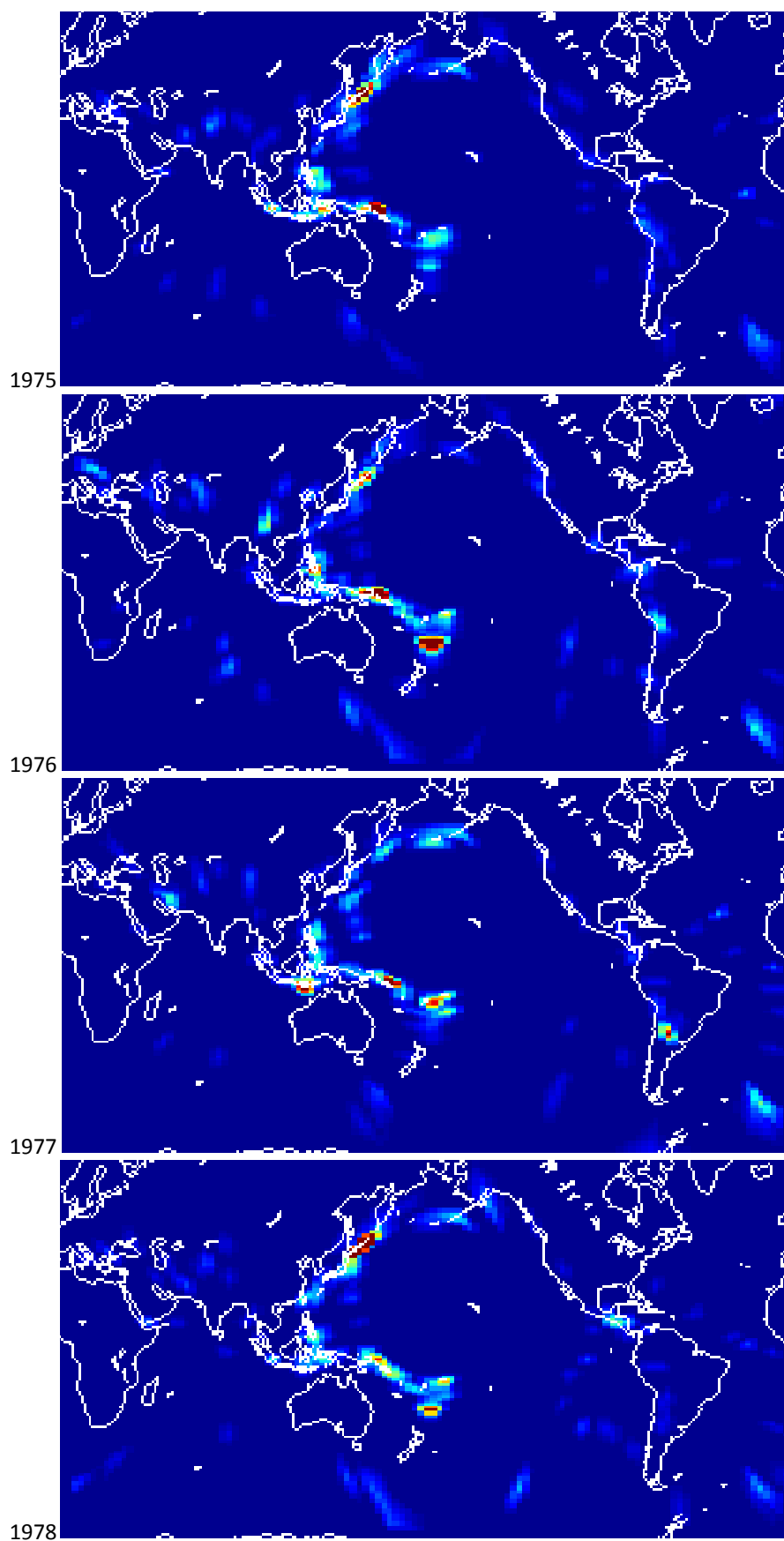
**Figuras de evolución: sismicidad mundial
y regional**

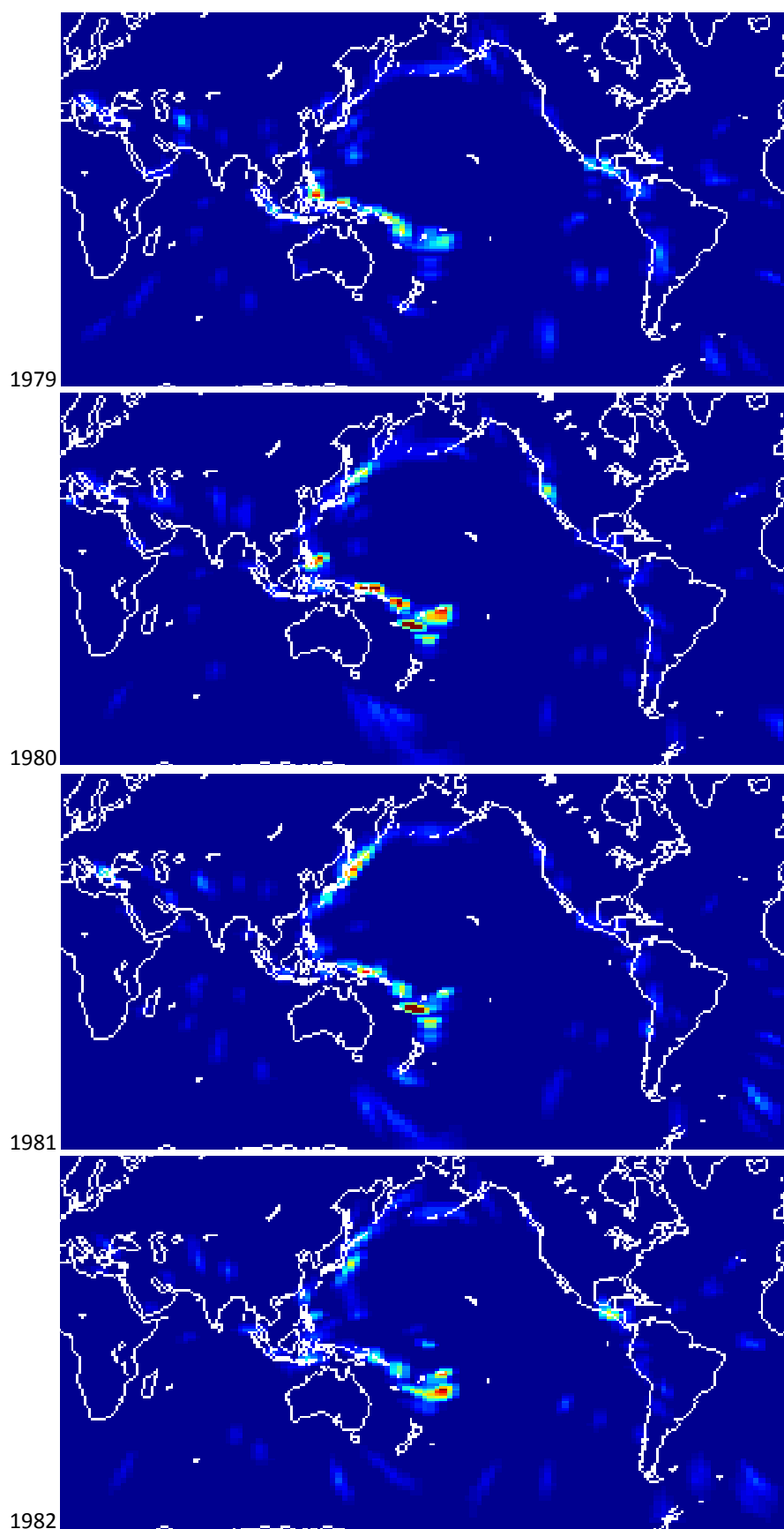
10.1 Análisis Mundial

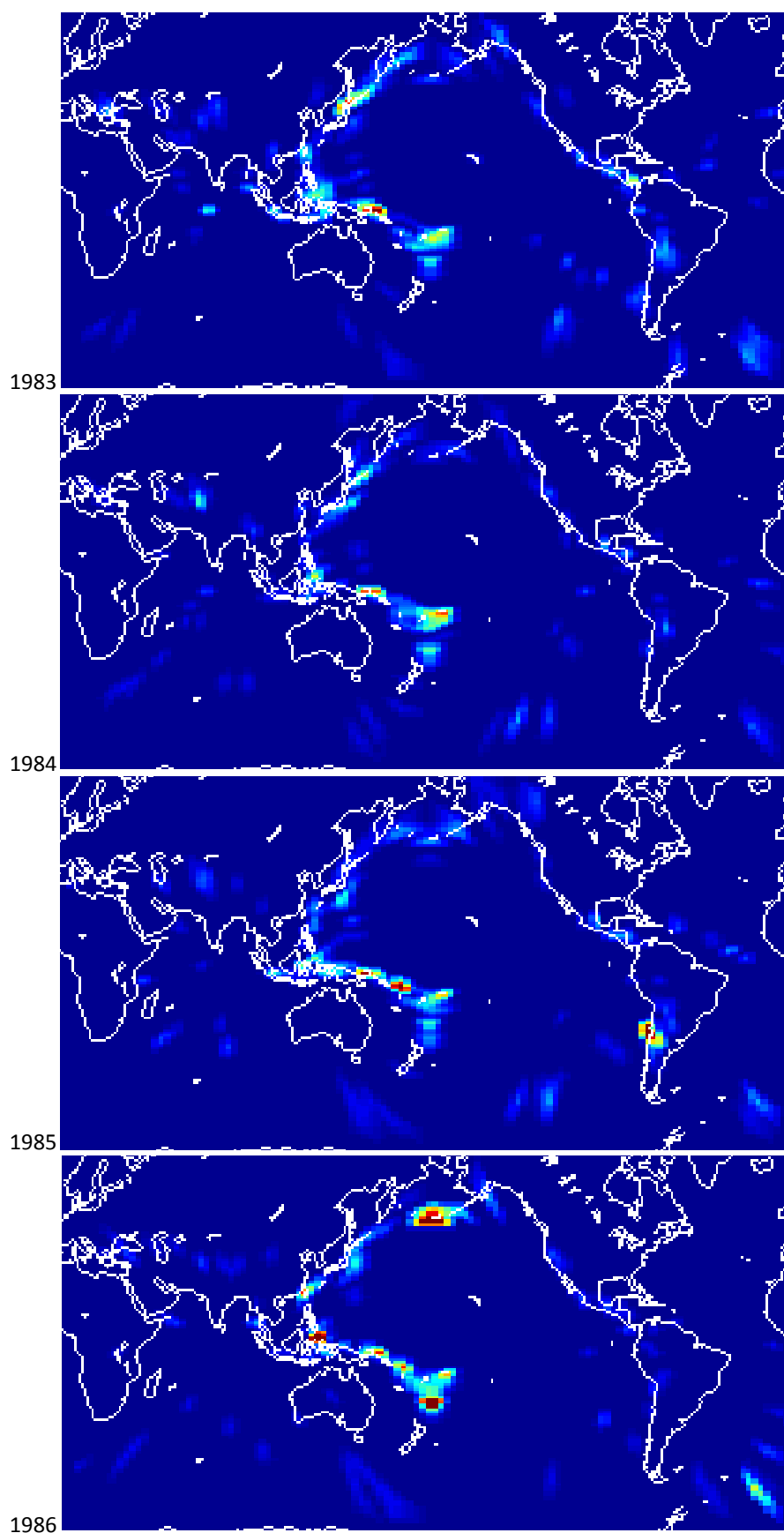


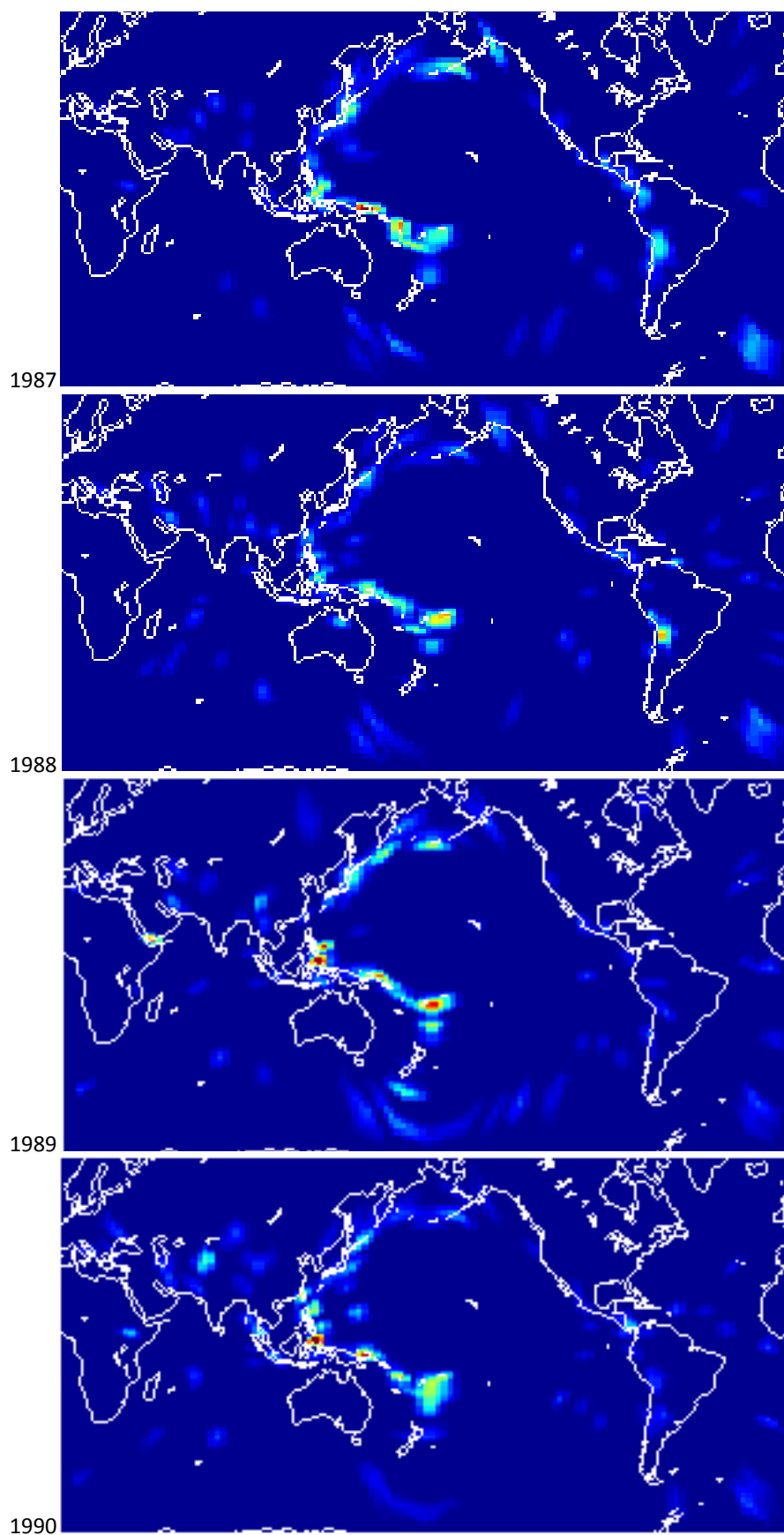


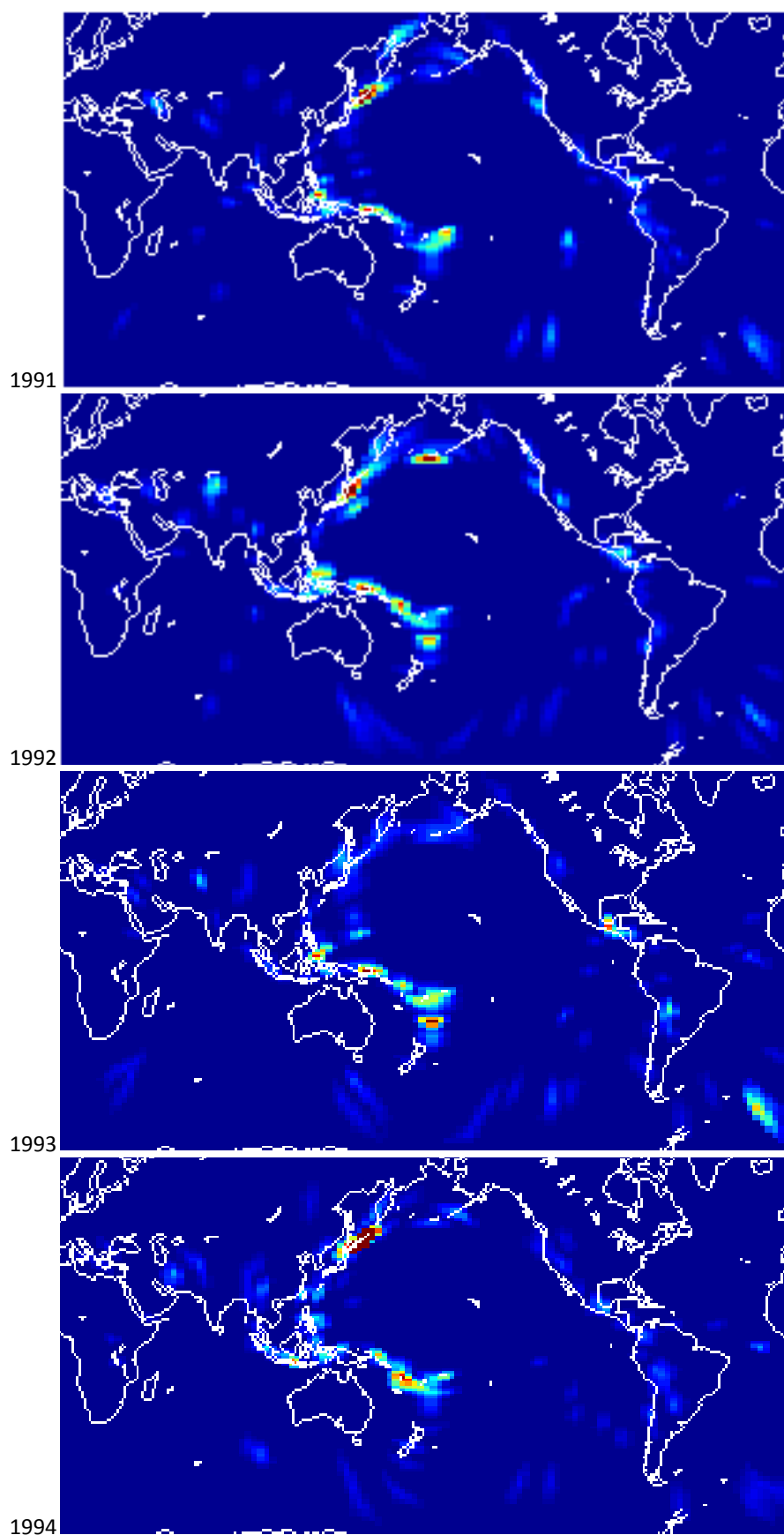


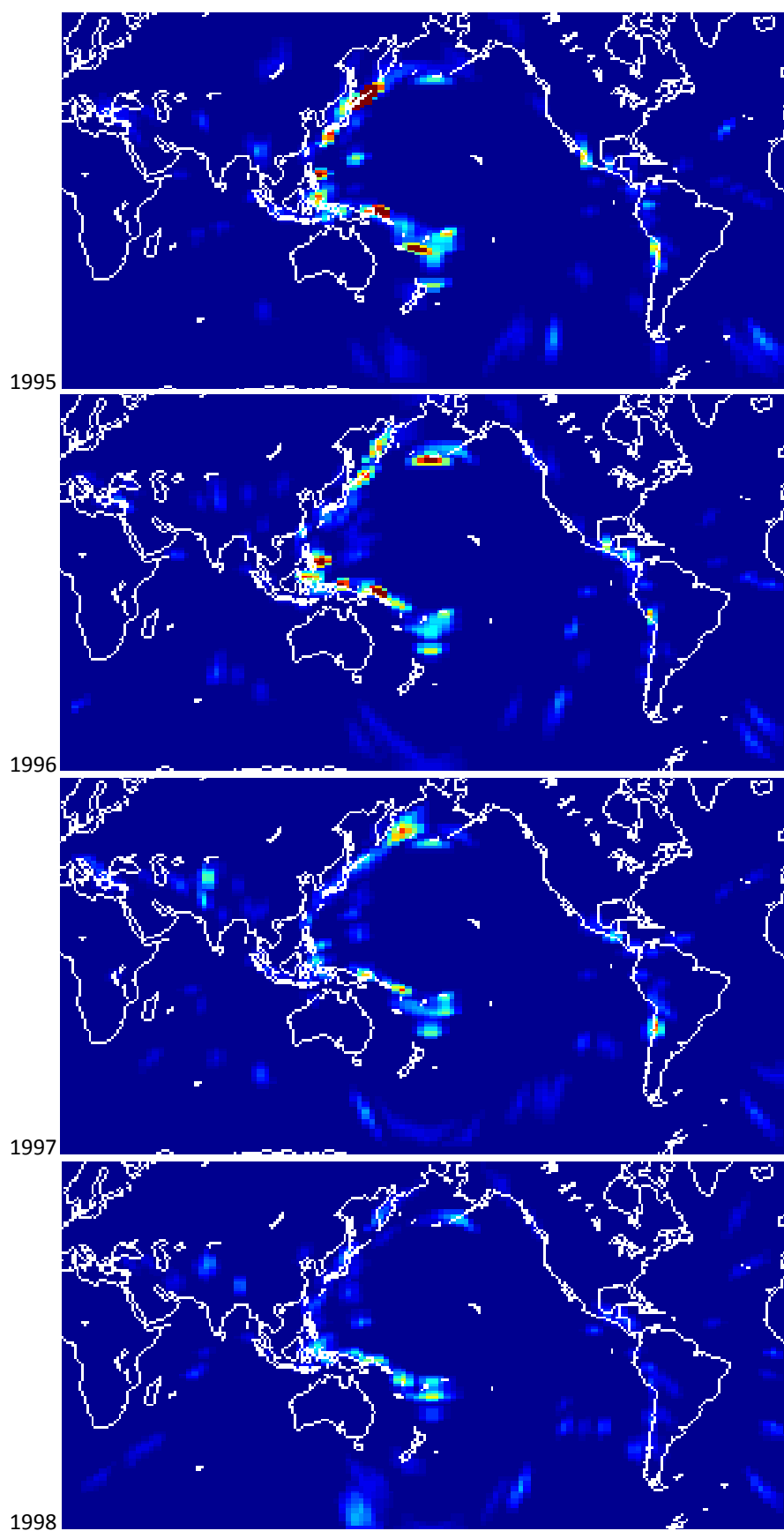


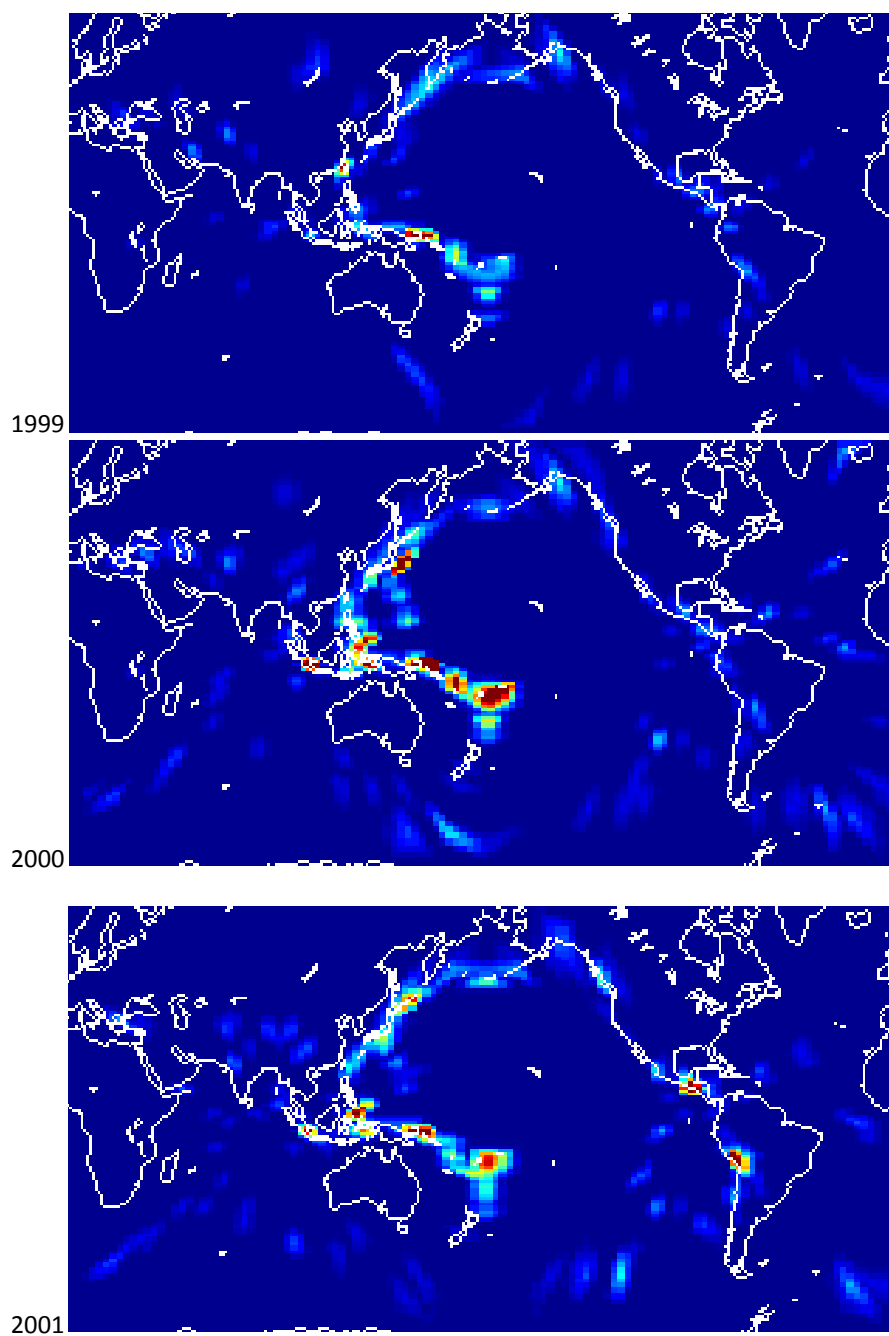








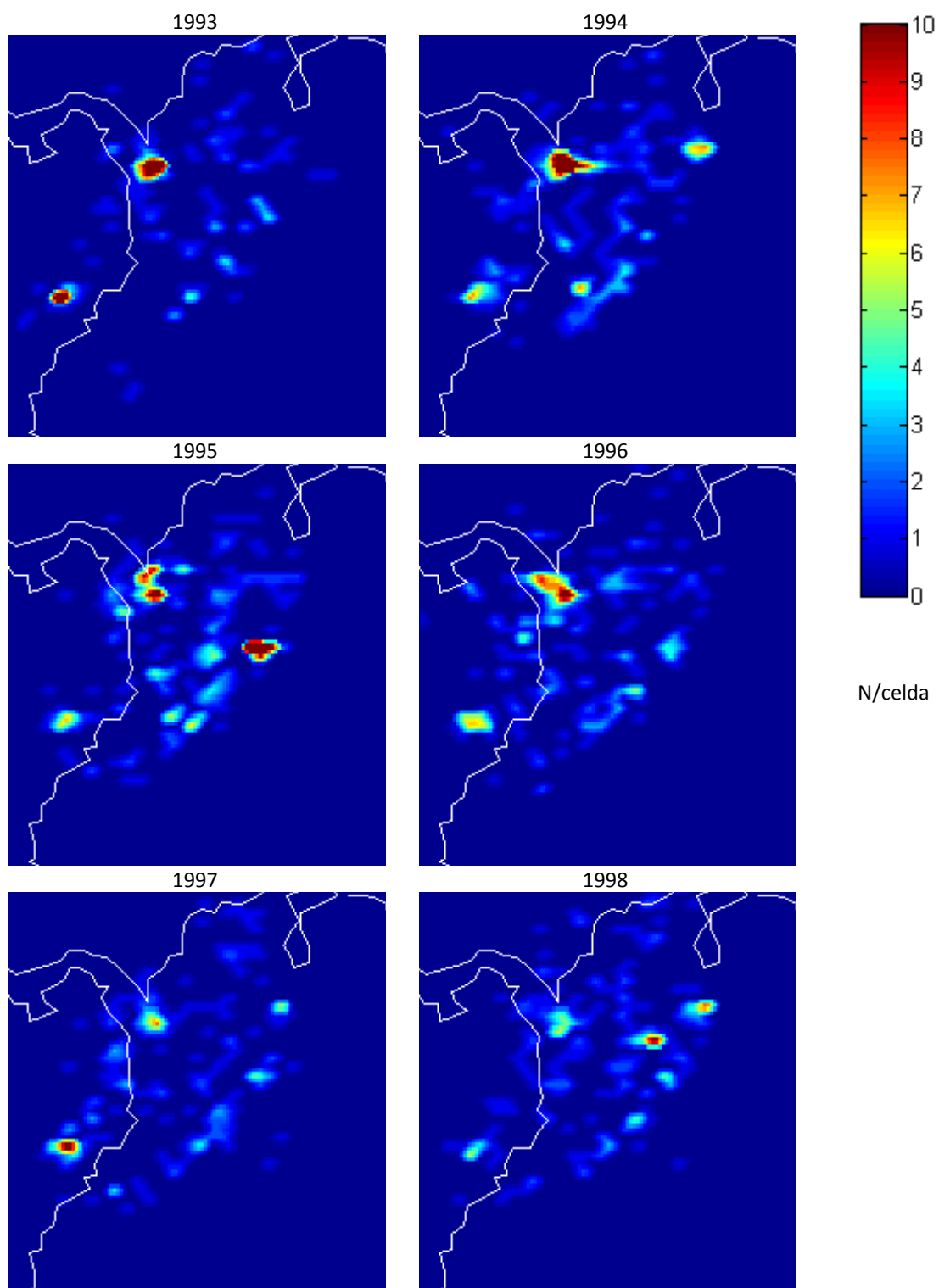


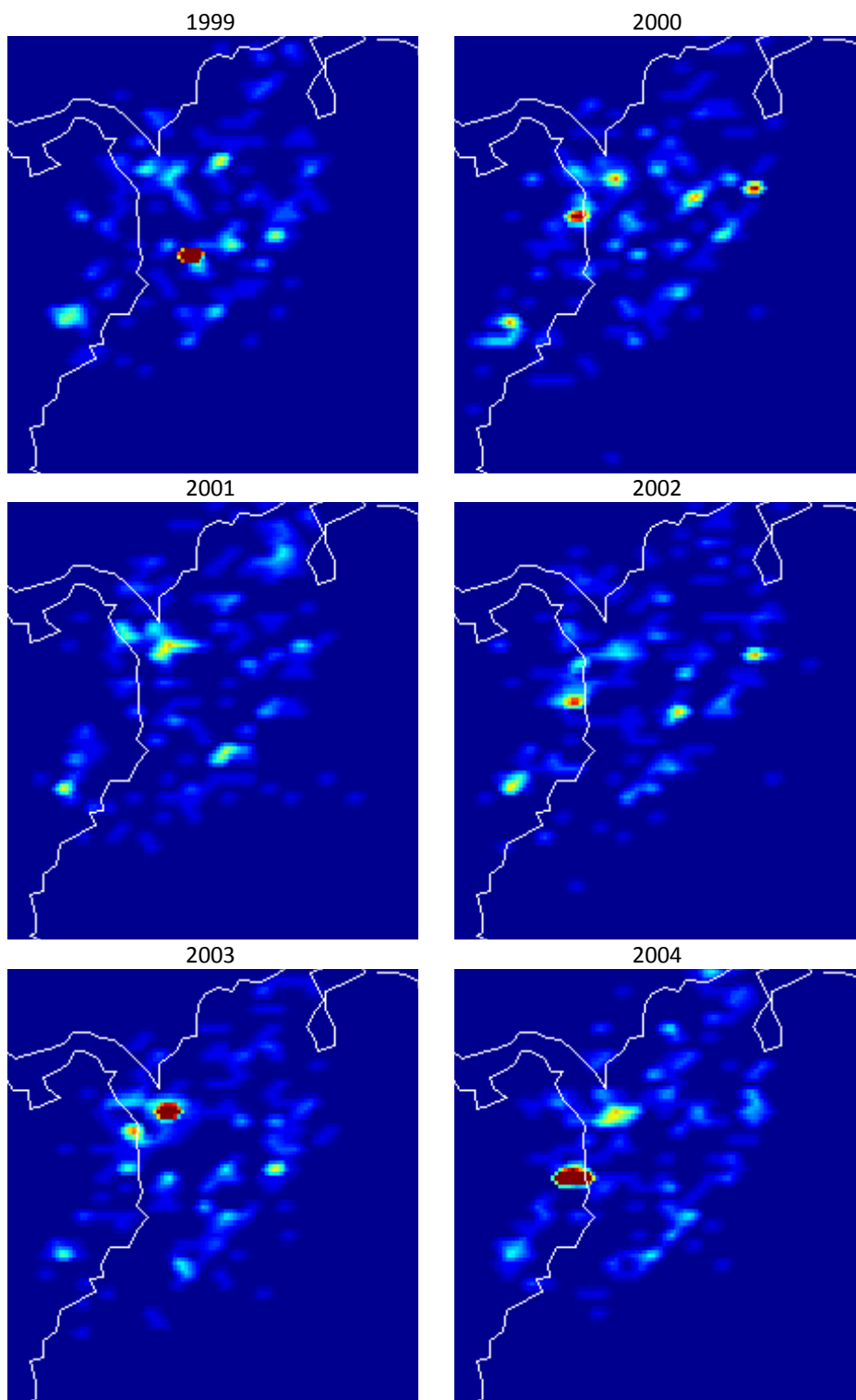


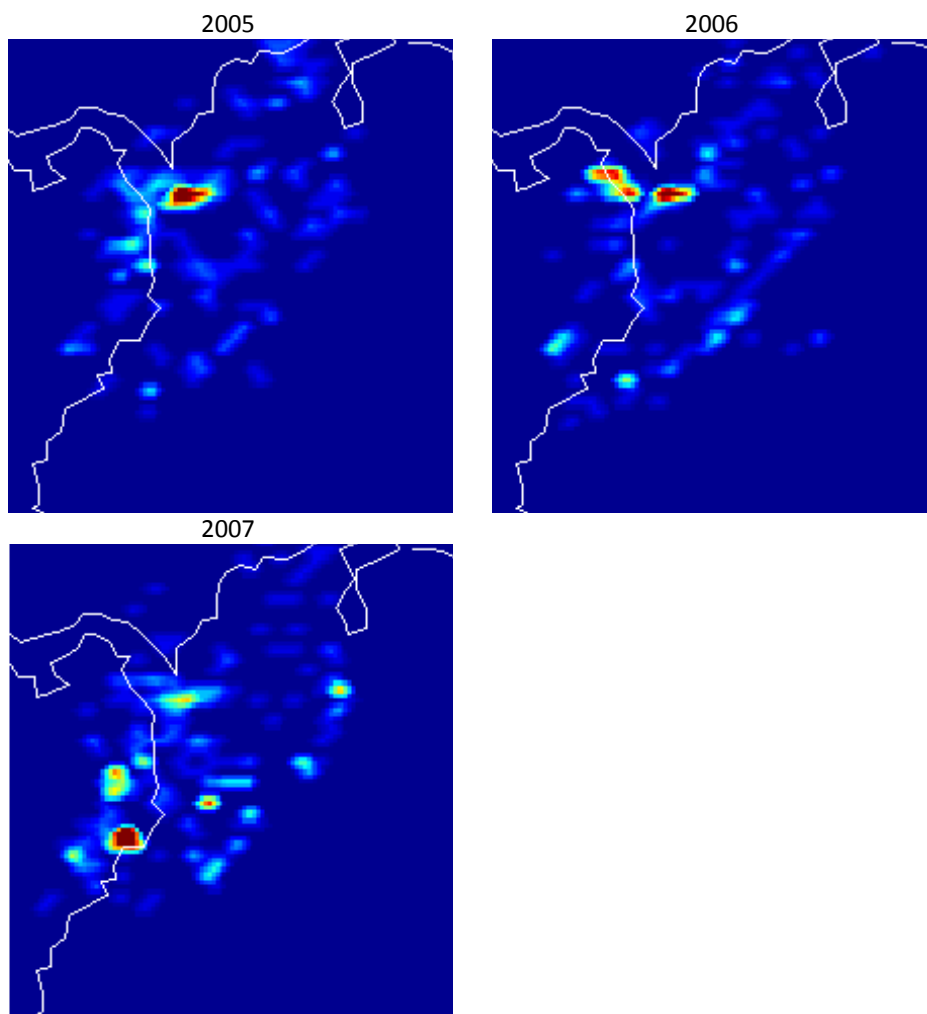
10.2 Análisis Regional

10.2.1 Colombia

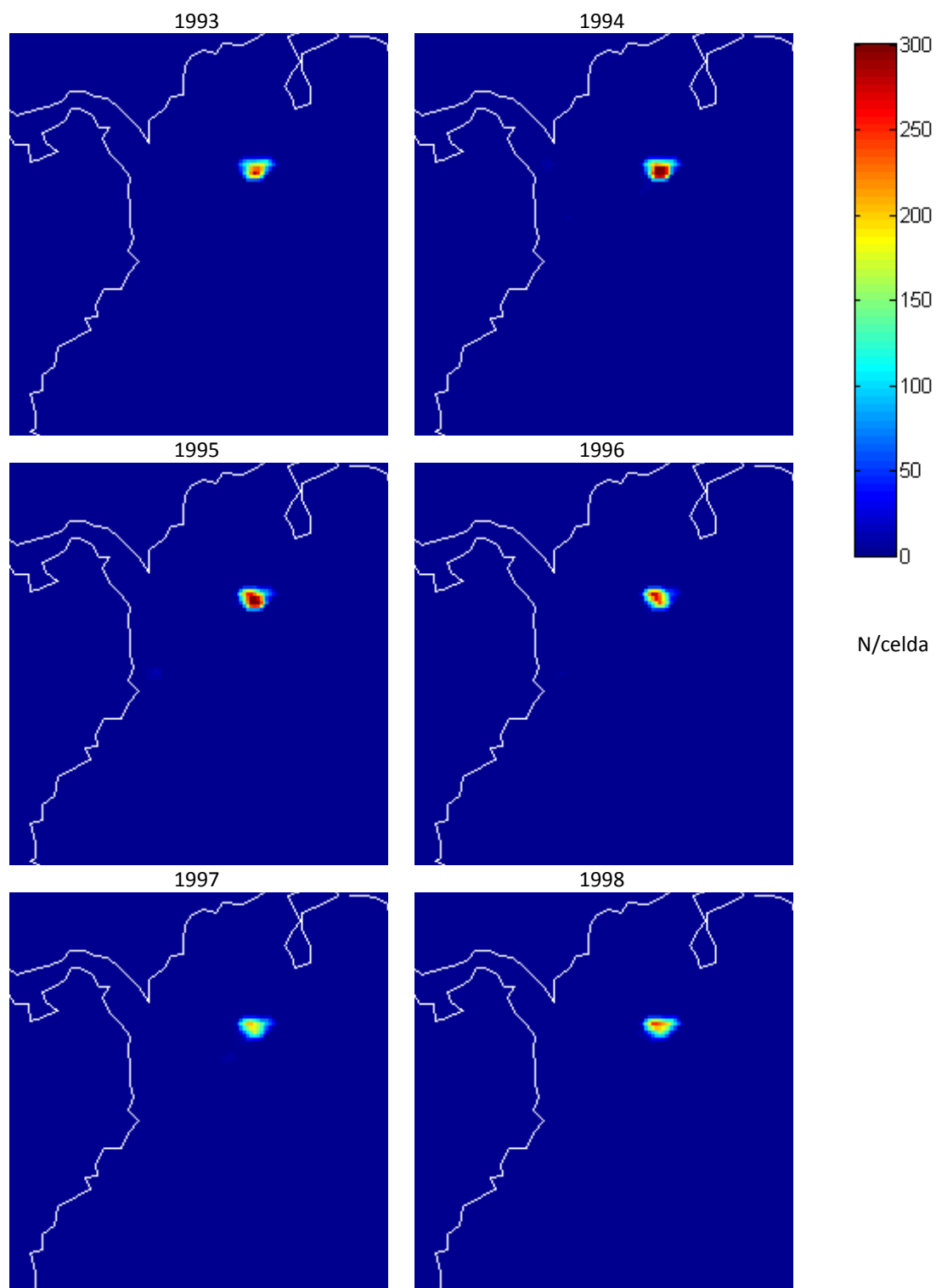
Actividad Superficial

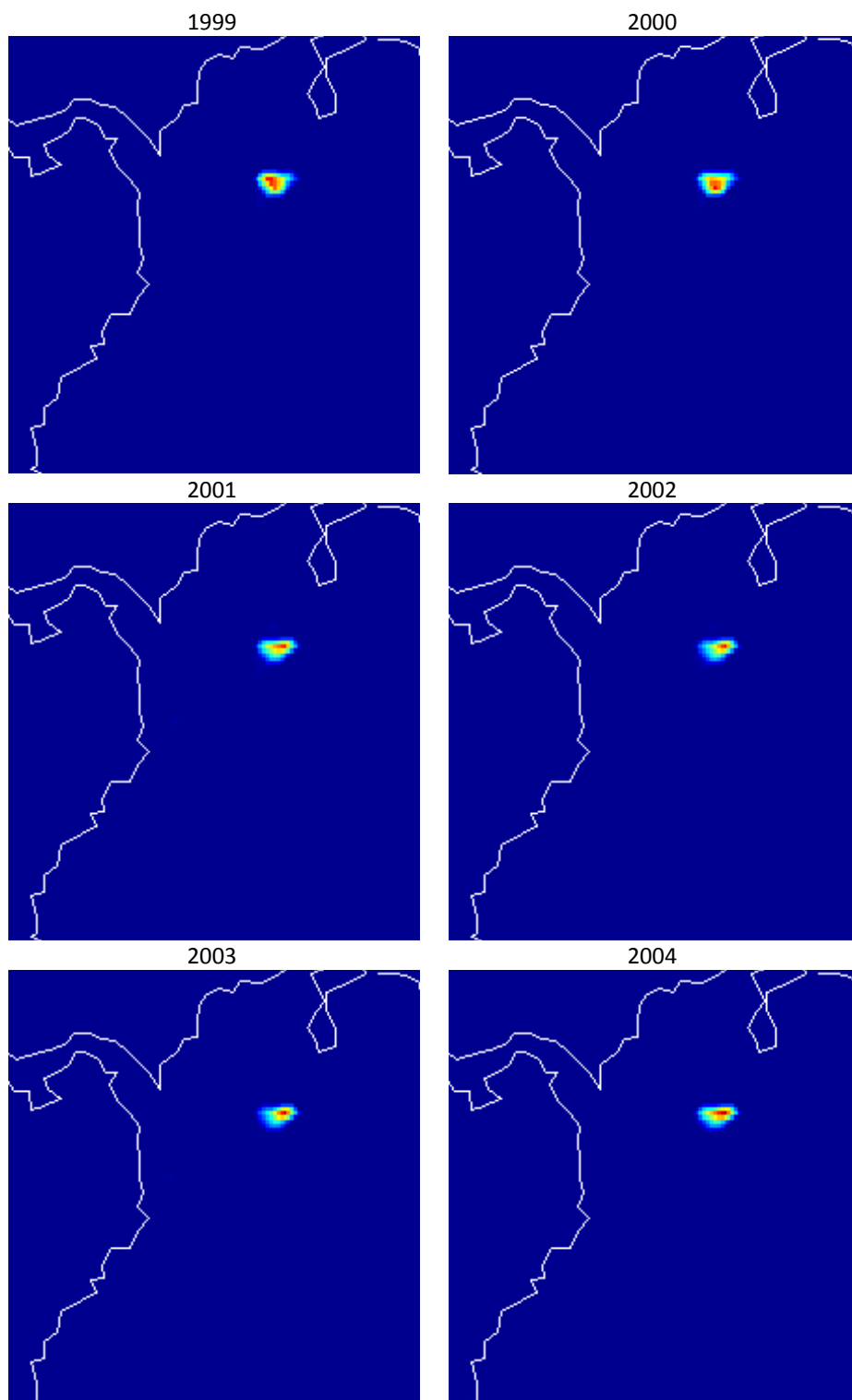


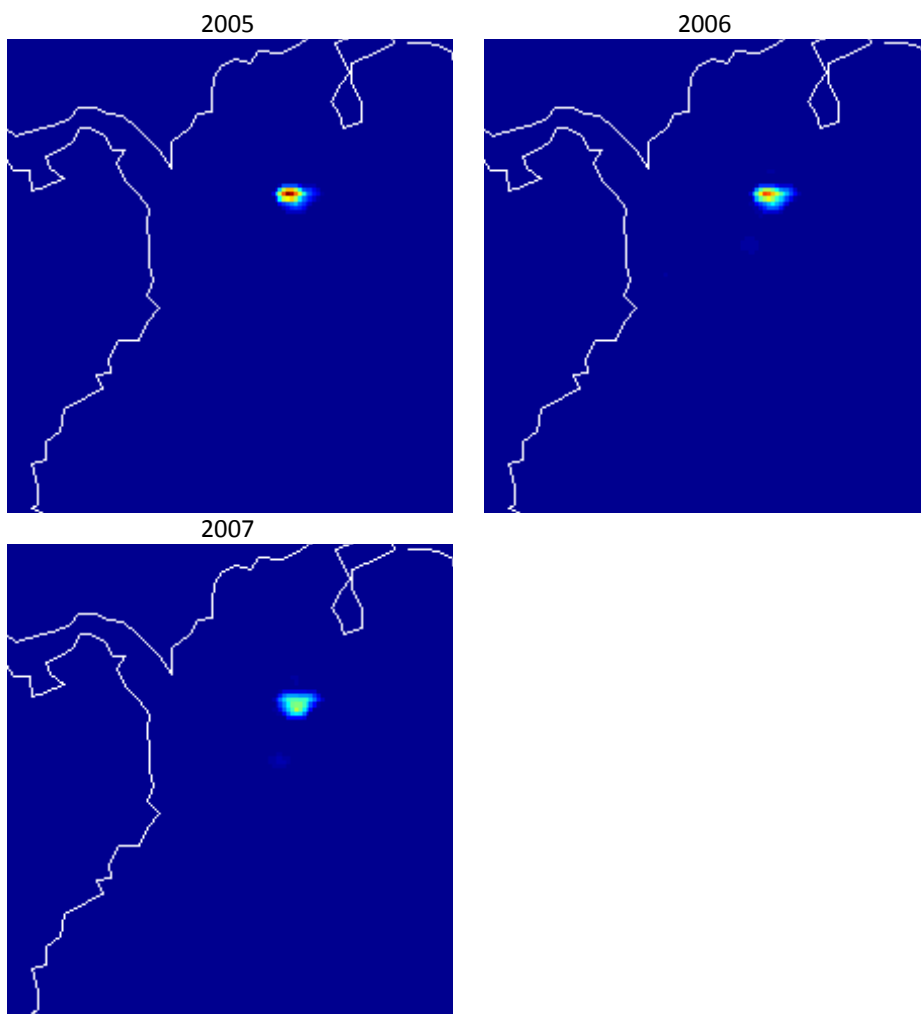




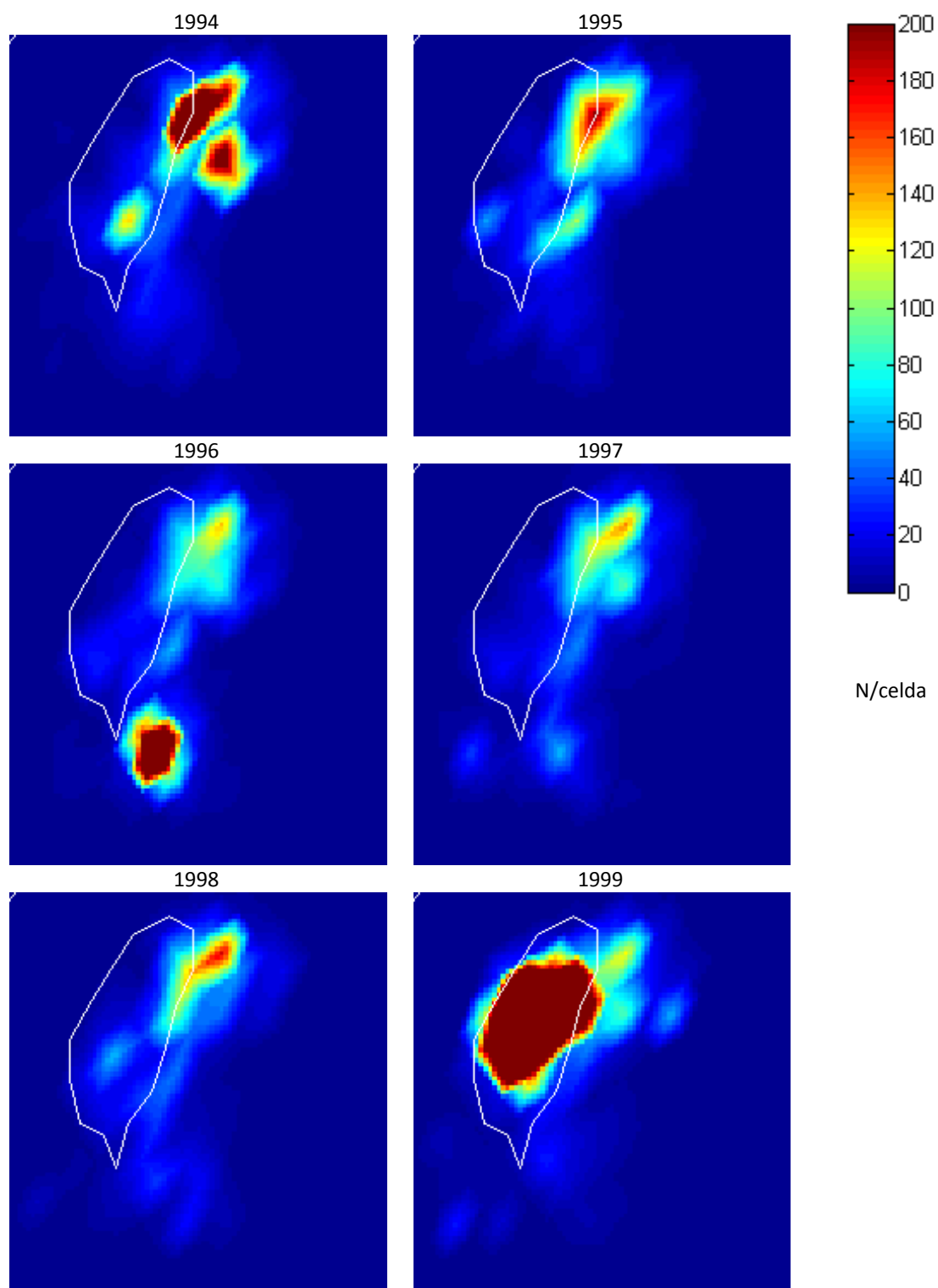
Actividad Profunda

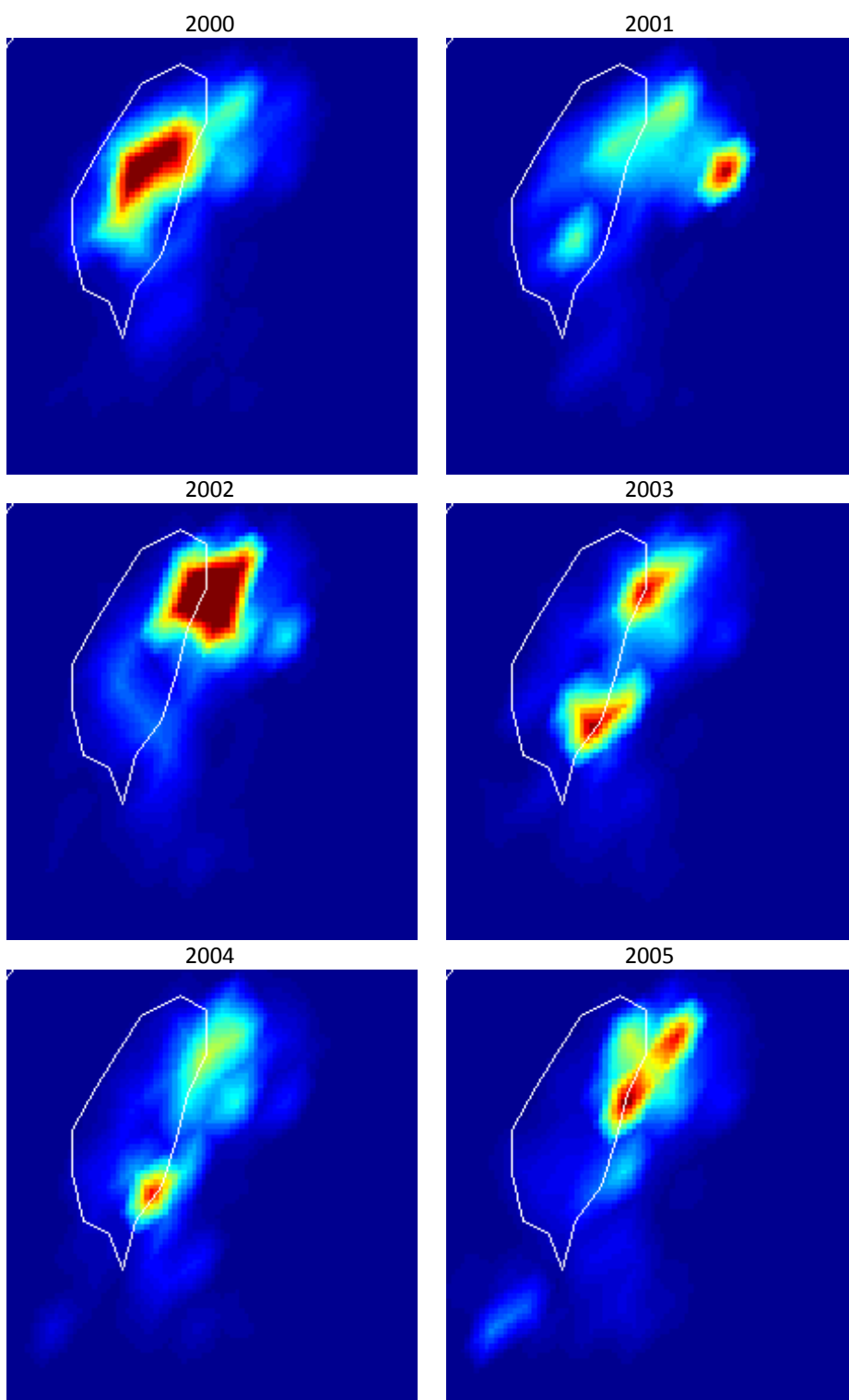




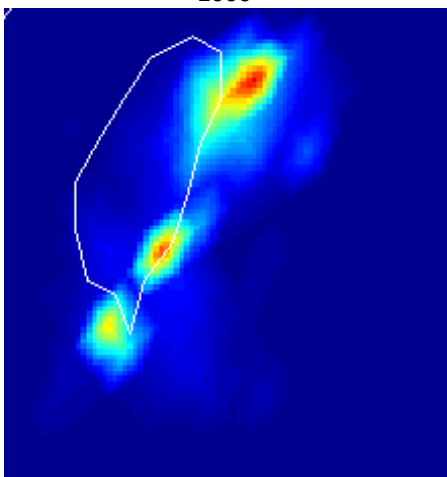


10.2.2 Taiwan

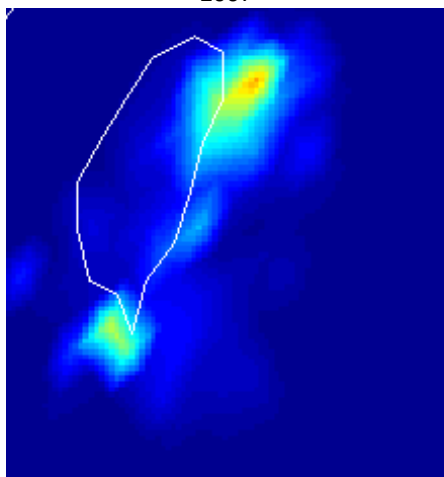
Actividad total



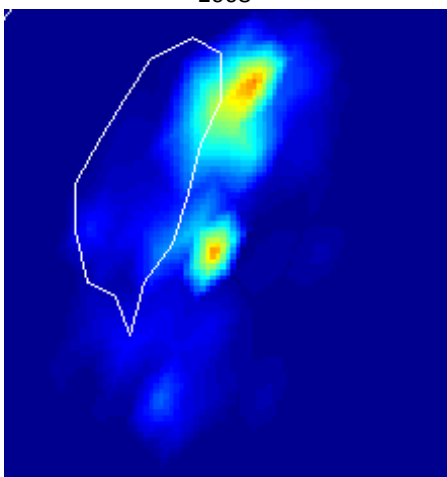
2006



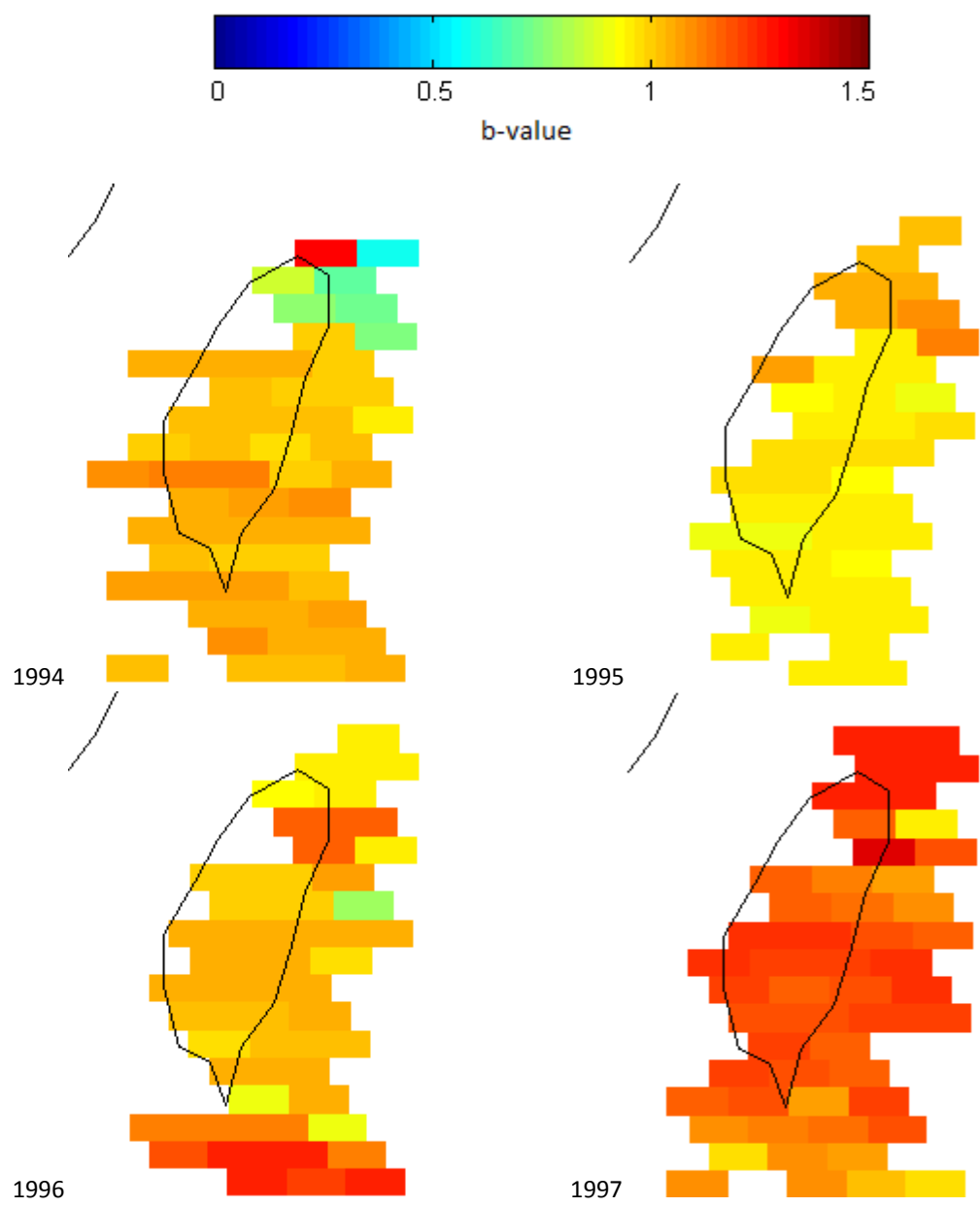
2007

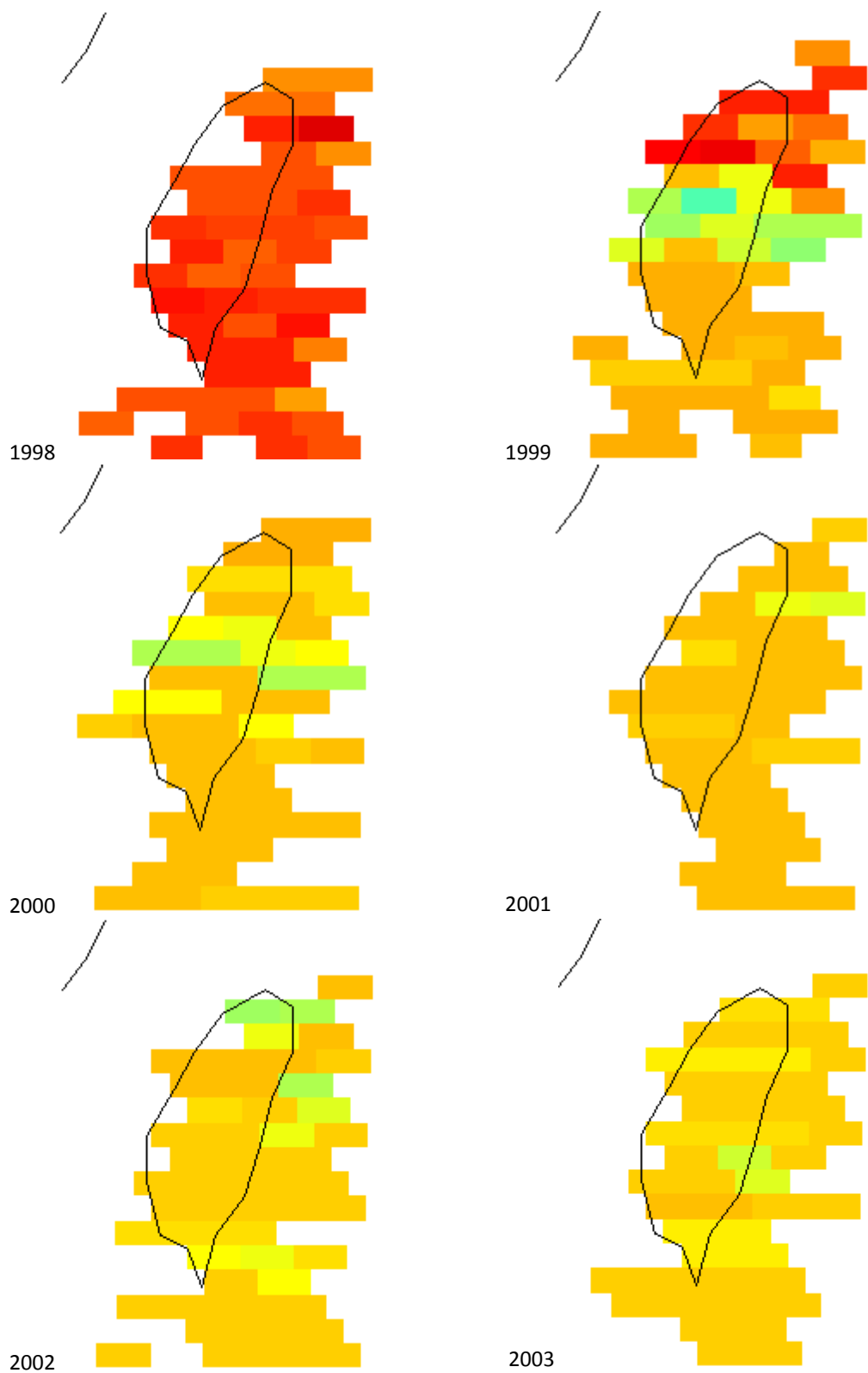


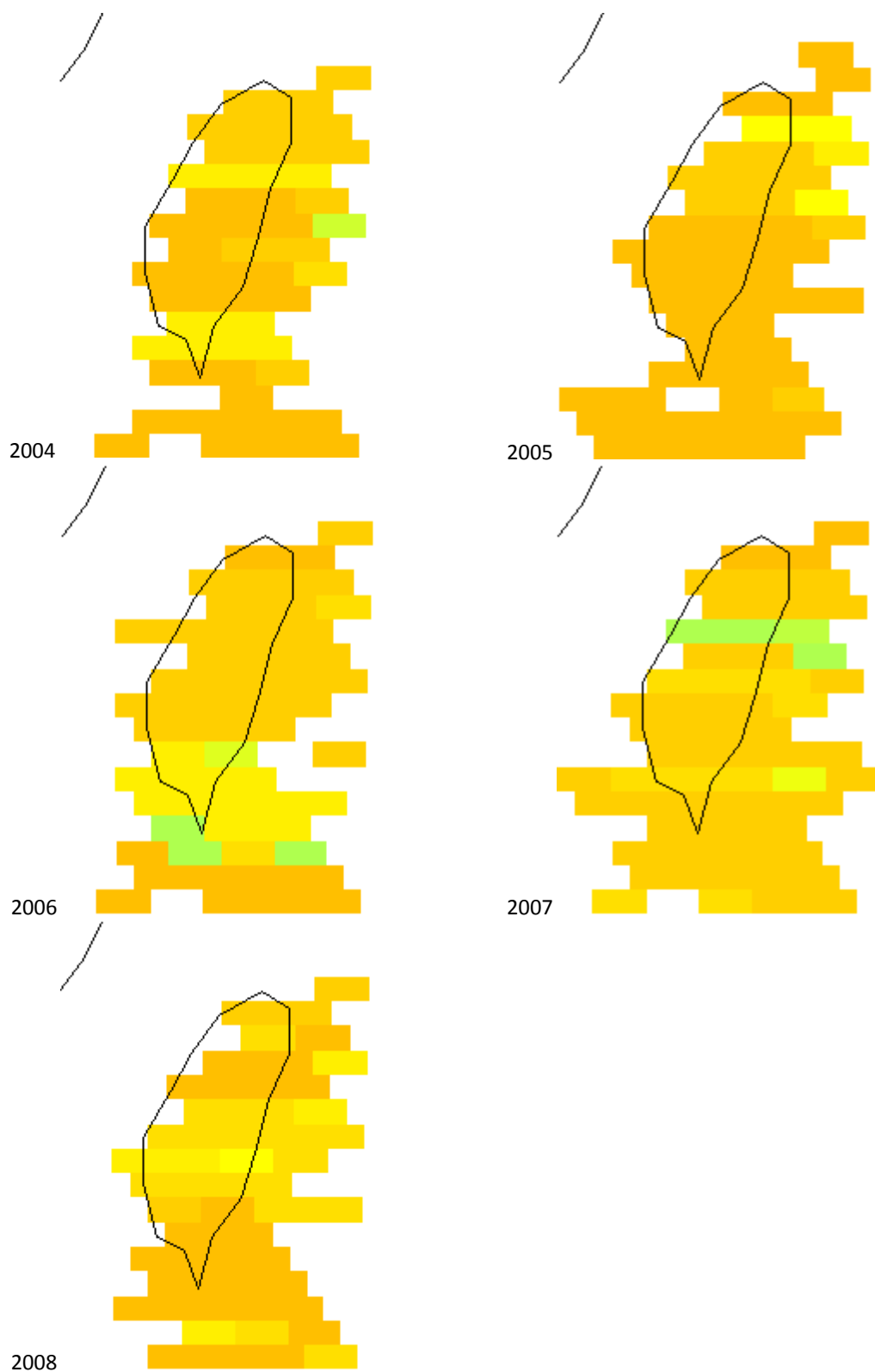
2008



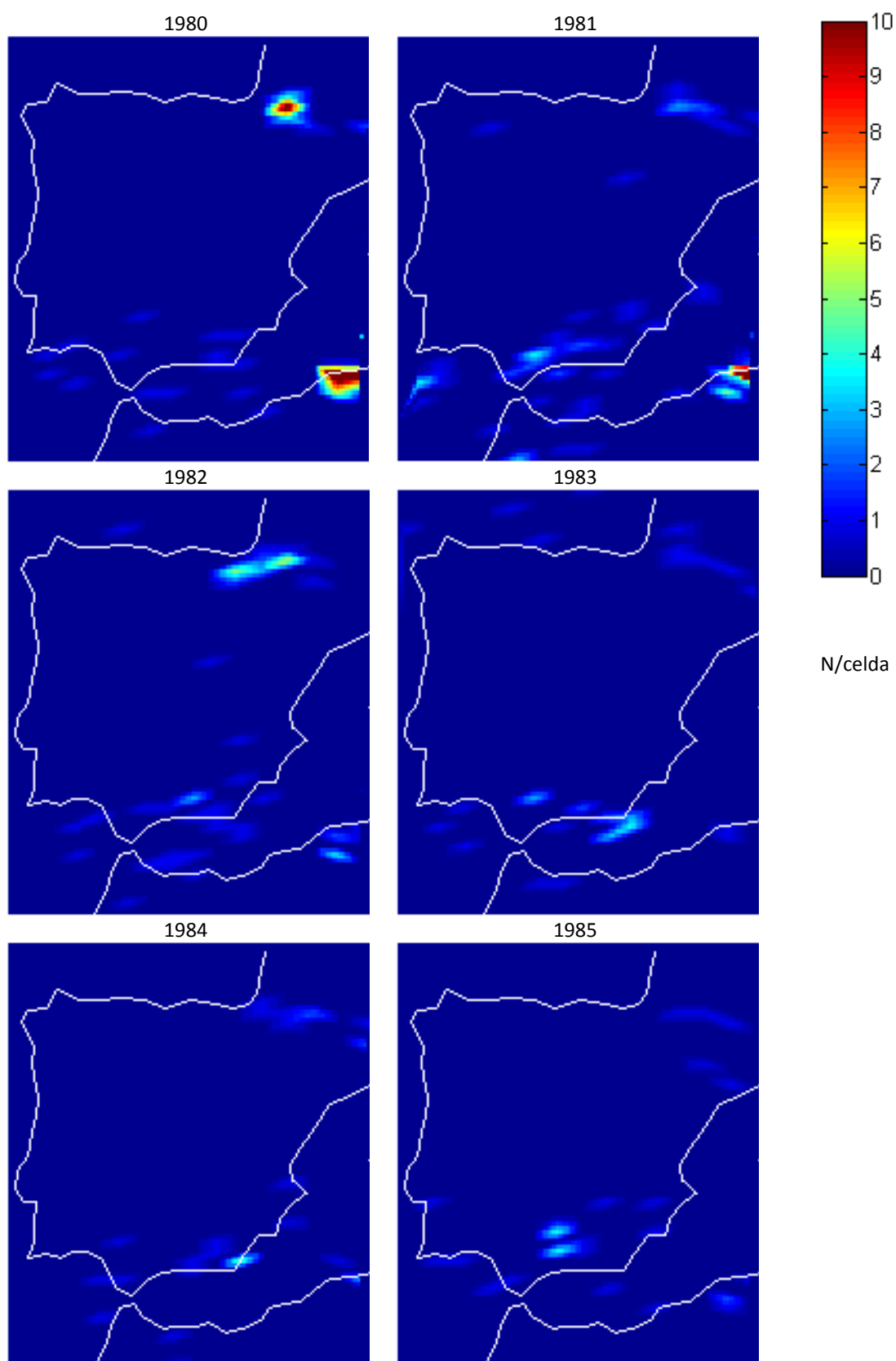
Distribución espacio-temporal del parámetro b

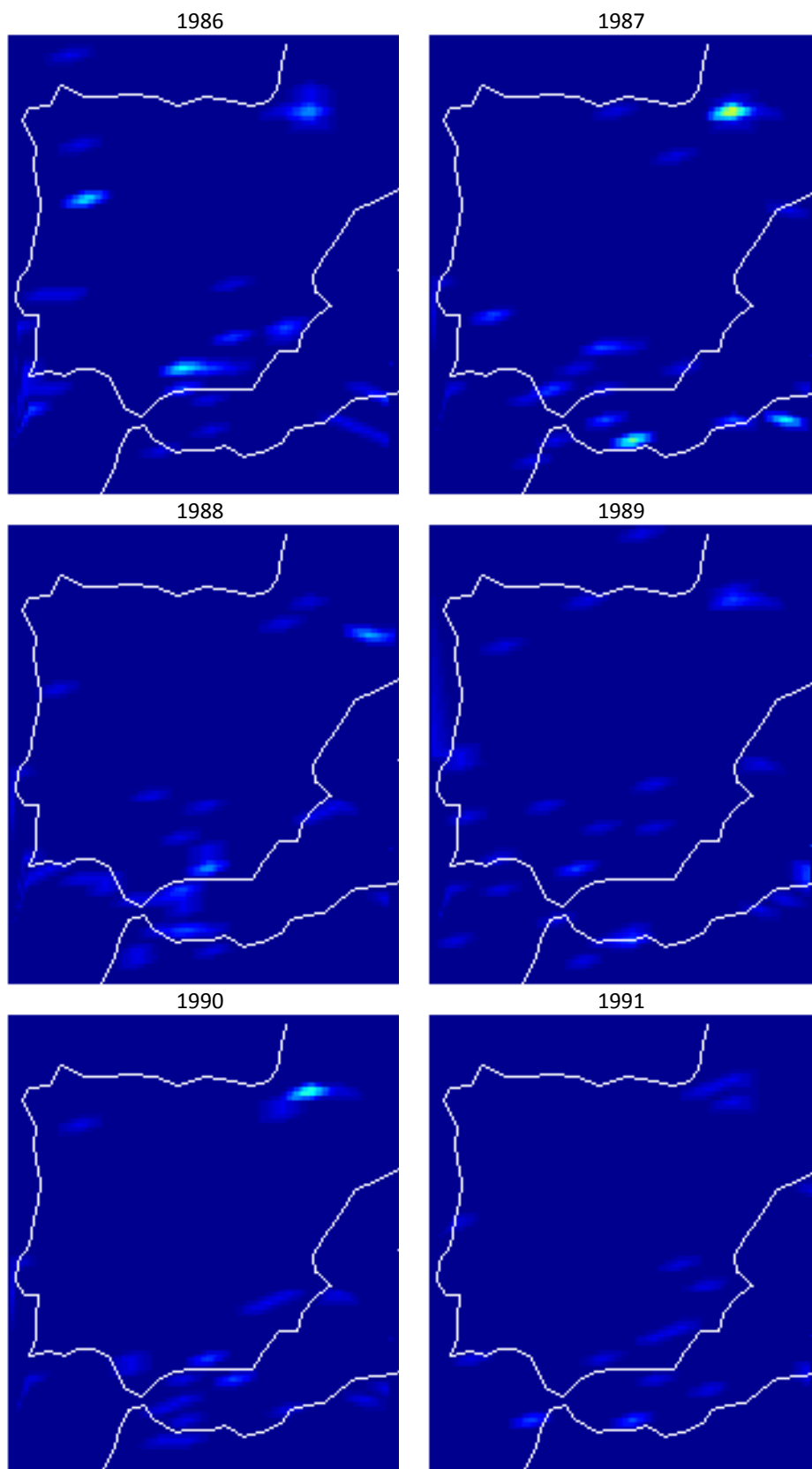


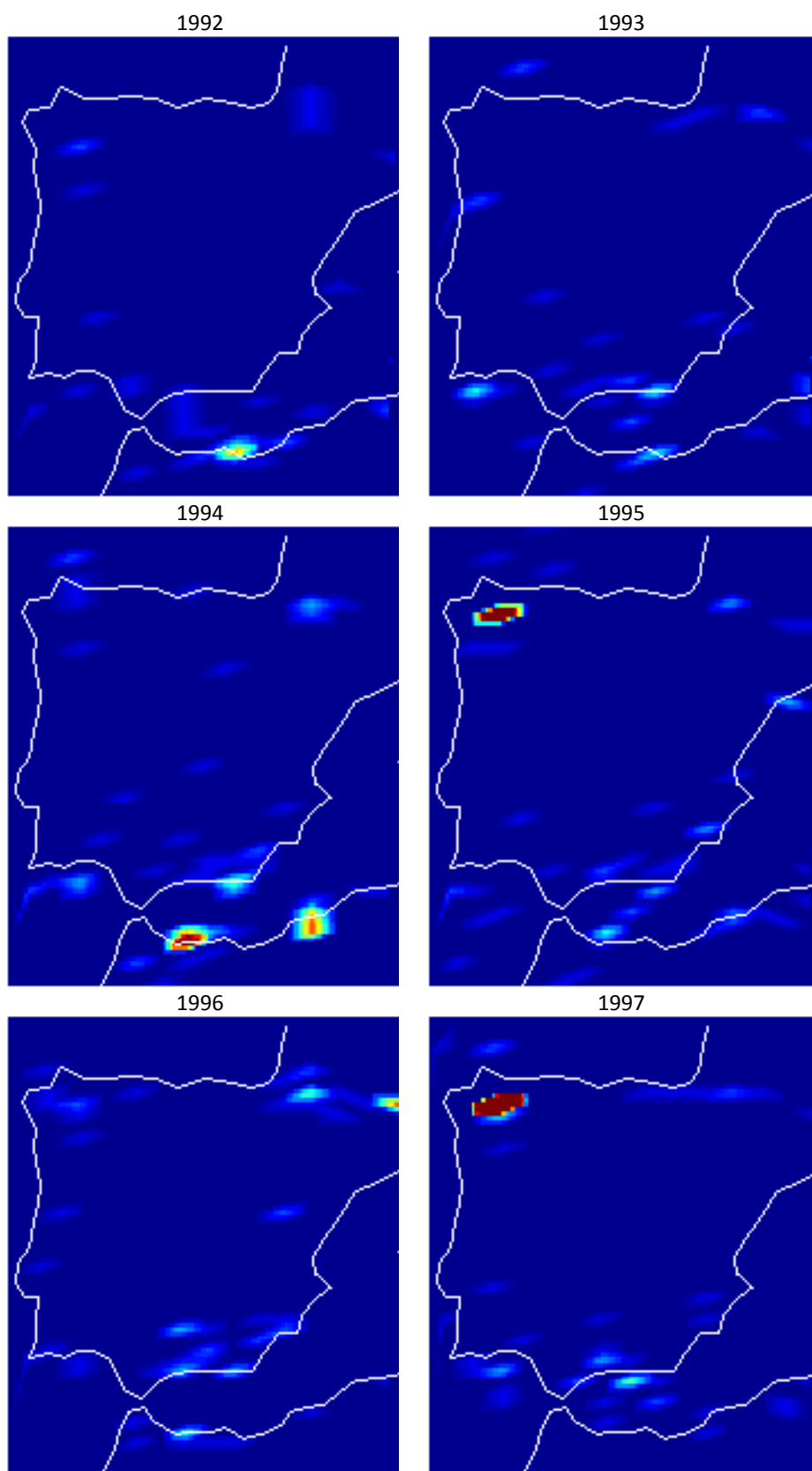


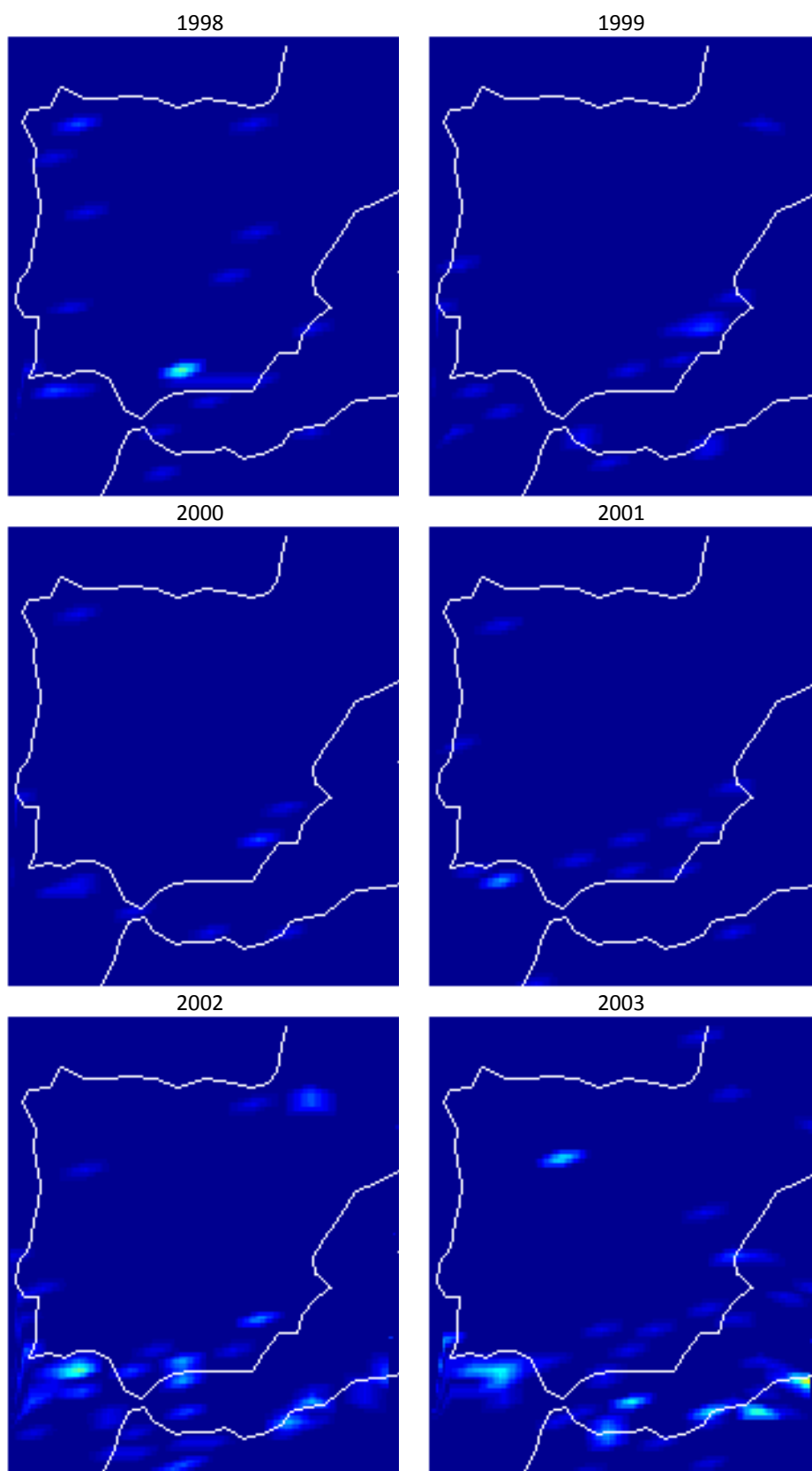


10.2.3 Península Ibérica

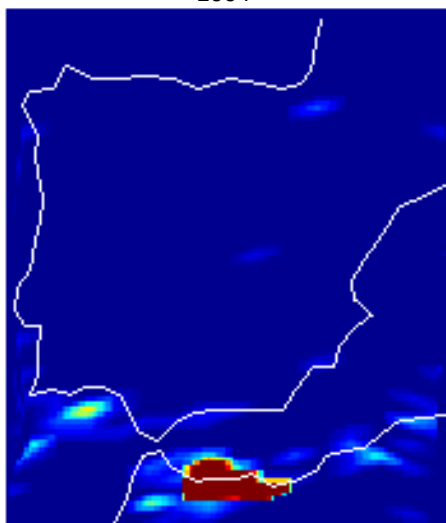




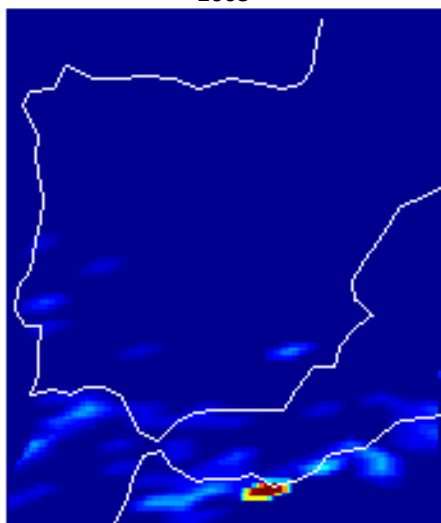




2004



2005



2006

