

T 8/121

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 15/01/03
ENTRADA NUM. 71

CARACTERIZACIÓN ENTRÓPICA
DE LA
PROPAGACIÓN SÍSMICA DE LA PENÍNSULA IBÉRICA
Y
EL ÁREA SISMOGENÉTICA DE ANDALUCÍA ORIENTAL.
APLICACIÓN A LA OBTENCIÓN DE MAPAS
PROBABILÍSTICOS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA.

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
N.º Documento 614982523
N.º Cópia 16247735

UNIVERSIDAD DE GRANADA
23 DIC. 2002
COMISION DE DOCTORADO

Juan Luis González Wandosell
Departamento de Física Teórica y del Cosmos
Instituto Andaluz de Geofísica

Universidad de Granada
Diciembre de 2002

CARACTERIZACIÓN **E**NTRÓPICA
DE LA
PROPAGACIÓN **S**ÍSMICA DE LA **P**ENÍNSULA **I**BÉRICA
Y
EL **Á**REA **S**ISMOGENÉTICA DE **A**NDALUCÍA **O**RIENTAL.
APLICACIÓN A LA OBTENCIÓN DE MAPAS
PROBABILÍSTICOS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA.

Juan Luis González Wandosell

**Departamento de Física Teórica y del Cosmos
Instituto Andaluz de Geofísica**

**Universidad de Granada
Diciembre de 2002**

CARACTERIZACIÓN **E**NTRÓPICA
DE LA
PROPAGACIÓN **S**ÍSMICA DE LA **P**ENÍNSULA **I**BÉRICA
Y
EL **Á**REA **S**ISMOGENÉTICA DE **A**NDALUCÍA **O**RIENTAL.
APLICACIÓN A LA OBTENCIÓN DE MAPAS
PROBABILÍSTICOS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA.

Juan Luis González Wandosell

**Departamento de Física Teórica y del Cosmos
Instituto Andaluz de Geofísica**

Universidad de Granada
Diciembre de 2002

Memoria de la Tesis Doctoral presentada por D. Juan Luis González Wandosell, licenciado en Ciencias Físicas, para la obtención del Título de Doctor en Ciencias Físicas por la Universidad de Granada, dentro del programa de doctorado *Geofísica, Astrofísica y Partículas*, impartido por el Departamento de Física Teórica y del Cosmos de la Universidad de Granada.

Directores:

Profesor Dr. Antonio Miguel Posadas Chinchilla^(1, 2)
Profesor Dr. Francisco Vidal Sánchez^(2, 3)

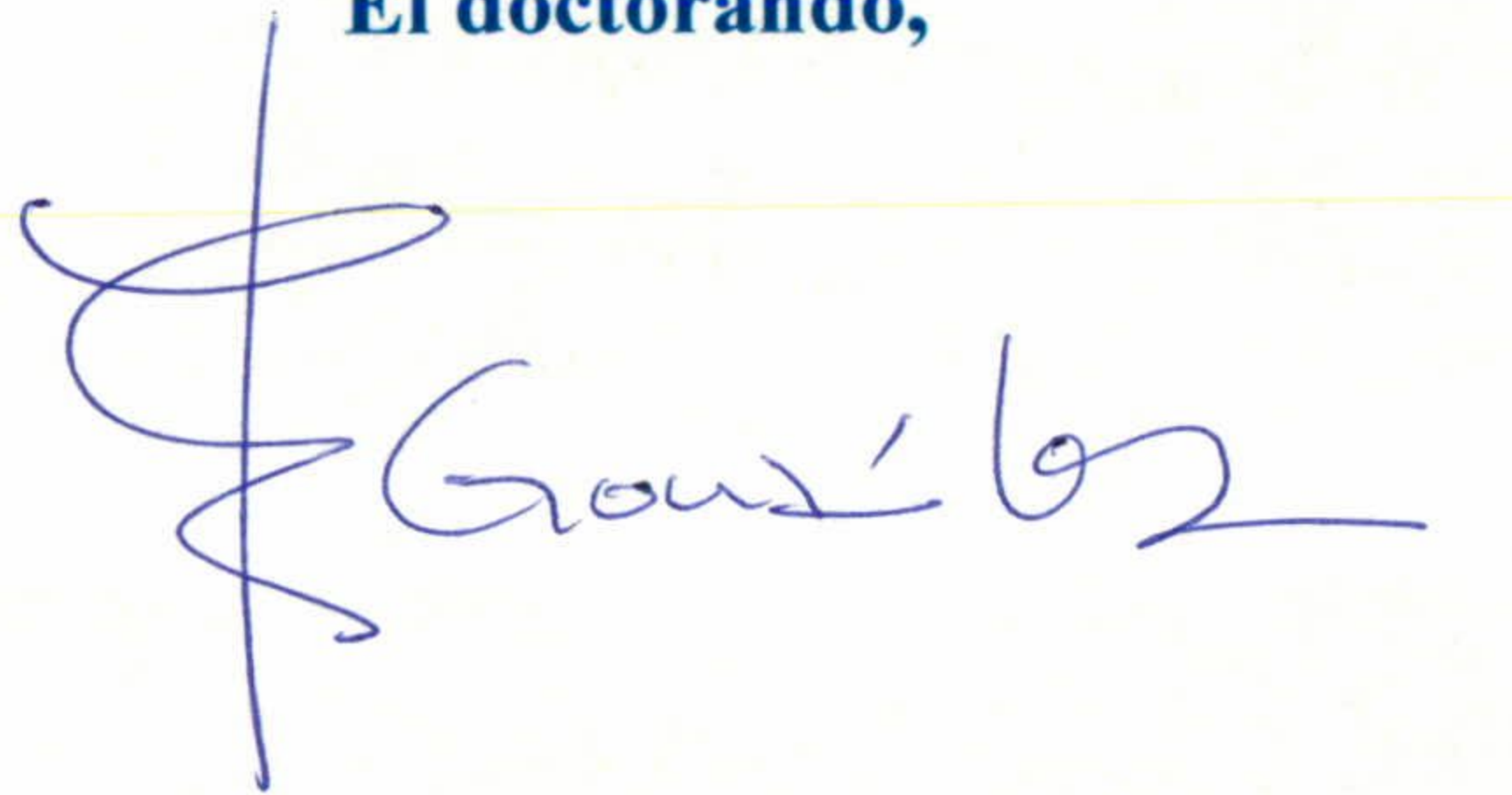
1. Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, España.
2. Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos.
3. Departamento de Física Teórica y del Cosmos. Universidad de Granada, España.

CARACTERIZACIÓN ENTRÓPICA DE LA PROPAGACIÓN SÍSMICA DE LA
PENÍNSULA IBÉRICA
Y
EL ÁREA SISMOGENÉTICA DE ANDALUCÍA ORIENTAL.
APLICACIÓN A LA OBTENCIÓN DE MAPAS PROBABILÍSTICOS DE
PELIGROSIDAD SÍSMICA.

Departamento de Física Teórica y del Cosmos
Instituto Andaluz de Geofísica

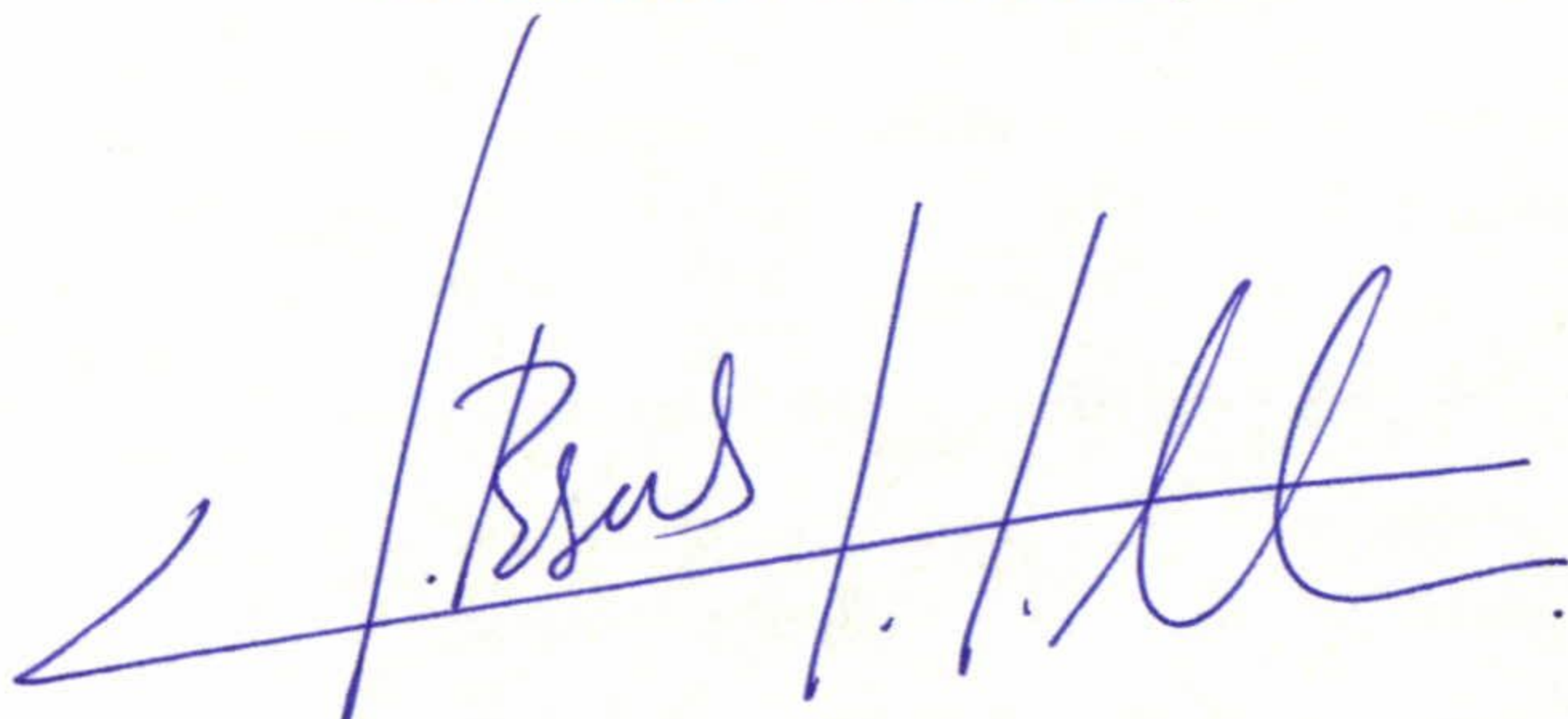
Memoria de la Tesis Doctoral presentada por D. Juan Luis González Wandosell, licenciado en Ciencias Físicas, para la obtención del Título de Doctor en Ciencias Físicas por la Universidad de Granada, dentro del programa de doctorado *Geofísica, Astrofísica y Partículas*, impartido por el Departamento de Física Teórica y del Cosmos de la Universidad de Granada.

El doctorando,



D. Juan Luis González Wandosell

El director de la Tesis,



D. Antonio Miguel Posadas Chinchilla

El director de la Tesis,



D. Francisco Vidal Sánchez

A mi familia

Agradecimientos

Quiero expresar mi más sincera gratitud a todas aquellas personas que han hecho posible que este trabajo salga adelante.

Un agradecimiento muy especial para el Profesor Dr. D. Antonio M. Posadas Chinchilla, por su continuo apoyo y su inestimable ayuda en forma de trabajo, sugerencias y correcciones, y por la extraordinaria paciencia mostrada conmigo, instruyéndome en el manejo de programas que han sido necesarios para la confección de este trabajo, no habiendo supuesto nunca la distancia que nos separaba motivo alguno para no trabajar estrechamente.

Al Dr. D. Francisco Vidal Sánchez, por el interés que ha mostrado en este trabajo, valorándole el tiempo dedicado a pesar de lo absorbente de su cargo como Subdirector General de Geodesia y Geofísica del Instituto Geográfico Nacional.

Al catedrático de Física de la Universidad de Almería, D. Javier de las Nieves, y a los doctores D. Francisco Luzón, D. Javier Batlles Garrido y D. Víctor Corchete, por sus constantes muestras de apoyo.

A mi hijo Luis, por ser mi principal instructor en el manejo de Power Point y por su inestimable ayuda en la confección del capítulo de referencias bibliográficas, y a todos los demás miembros de mi entorno familiar, por el tiempo que he tenido que quitarles.

Esta Memoria de Tesis Doctoral ha sido parcialmente financiada por el Proyecto de Investigación REN2001-2418-C04-02/RIES del Ministerio de Ciencia y Tecnología y por el Grupo de Investigación "Geofísica Aplicada" RNM194 de la Junta de Andalucía.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN.....	1
LA ENTROPÍA COMO MEDIDA DEL INTERCAMBIO DE INFORMACIÓN ENTRE ESTADOS	7
Introducción: entropía e información.....	9
La entropía de una distribución de estados	13
Propiedades fundamentales de la entropía.....	14
Entropía conjunta y entropía condicional	16
La información mutua entre estados	18
Reglas de cadena. Desigualdad de Jensen y consecuencias	20
Proceso de datos y pérdida de información	27
El Segundo Principio de la Termodinámica y la Teoría de la Información	30
Resumen y conclusiones	34
SISMICIDAD, CAOS Y TEORÍA DE LA INFORMACIÓN.....	39
Introducción: sistemas deterministas, sistemas aleatorios y sistemas caóticos	41
El espacio de las fases y los atractores.....	43
Los sistemas caóticos y los atractores extraños	44
Caracterización del caos mediante la dimensión fractal	50
La Litosfera como sistema caótico.....	61
La Información Mutua y la caracterización de la actividad sísmica	63
Resumen y conclusiones	67
EL MODELO DE PROPAGACIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA.....	71
Introducción.....	73
Caracterización espacial y temporal de la actividad sísmica.....	74
Propagación de la actividad sísmica	75
Maximización de la Información Mutua.....	79
Simulaciones y tests	81
Mapas probabilísticos de peligrosidad sísmica.....	85
Resumen y conclusiones	86
ANÁLISIS DE LA PROPAGACIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL SURESTE PENINSULAR (REGIÓN BÉTICA).....	91
Introducción.....	93
Monitorización de los datos y área de estudio	94
Caracterización probabilística de la actividad sísmica	97
Simulaciones y tests para el Sureste Peninsular.....	104
Mapa probabilístico de peligrosidad sísmica para el Sureste Peninsular	124
Resumen y conclusiones	126

ANÁLISIS DE LA PROPAGACIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA.....	131
Introducción.....	133
Monitorización de los datos y área de estudio: La Red Sísmica Digital Española	134
Caracterización probabilística de la actividad sísmica	137
Simulaciones y tests para la Península Ibérica.....	142
Mapa probabilístico de peligrosidad sísmica para la Península Ibérica	156
Resumen y conclusiones	157
 CONCLUSIONES	 161
 REFERENCIAS.....	 171
 APÉNDICE: BIBLIOGRAFÍA.....	 181

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO I.

INTRODUCCIÓN

Esta Tesis Doctoral propone un método cuantitativo para caracterizar la evolución espacio-temporal de la actividad sísmica de una región para un intervalo de tiempo dado. La técnica se basa en la determinación y posterior maximización de la Información Mutua μ_I ; este parámetro, estrechamente relacionado con la entropía de un estado, puede proporcionar una caracterización probabilística de la evolución en el espacio y en el tiempo de los terremotos de una región. Para ello, es necesario establecer un modelo de propagación (en este trabajo modelo *Cross Template* (CT)) y un criterio razonable para decidir cuando un área (cuyo tamaño β encontrará el método) se va a considerar sísmicamente activada dentro de un periodo de tiempo τ (cuyo valor también es resultado de la aplicación del método). Los resultados encontrados con el modelo CT son altamente satisfactorios y demuestran la robustez de la herramienta que se propone. La técnica que aquí se describe y aplica para el caso de terremotos puede ser trasladada a cualquier campo de la física (y otras ciencias) caracterizado por una evolución dinámica de su comportamiento.

La estructura de esta Memoria de Tesis es la siguiente: En el capítulo II se pretende fundamentalmente mostrar, de manera sintética pero rigurosa, los elementos de la Teoría de la Información que hacen de la Entropía y de la Información Mutua dos parámetros que permitirán caracterizar la evolución de la actividad sísmica de una región. Para alcanzar este objetivo general será necesaria la consecución de algunos objetivos particulares como son la definición de la entropía conjunta, la entropía condicional, la obtención de las Reglas de Cadena o el establecimiento de la Desigualdad de Jensen y sus consecuencias.

En el capítulo III se lleva a cabo una breve exposición sobre la dinámica caótica de los sistemas y como puede abordarse y entenderse el comportamiento de la Litosfera desde este punto de vista. La sismicidad asociada a la deformación de la corteza pone de manifiesto la complejidad de este fenómeno dinámico, cuyo análisis ha sido abordado desde el estudio de la dimensión fractal de alguna característica del sistema, de las leyes de potencia que manifiestan un estado de criticalidad autoorganizada, de la determinación y estudio de atractores clásicos y extraños, de la modelación del comportamiento dinámico de las placas mediante bloques deslizantes, etc. En esta Memoria se presentan las definiciones de dimensión fractal más útiles, necesarias para la realización de los tests que nos cuantificarán la bondad del modelo, y se aplica un punto de vista diferente tratando de determinar en términos de evolución entrópica los estados futuros a partir de los presentes y pasados, similar al aplicado en publicaciones muy recientes (González y Posadas, 2002, y González et al, 2002). El sistema que se pretende modelizar es una determinada región sísmicamente activa, y las variables con las que se trabaja son los distintos estados de su evolución. Asimismo se redefine la Información Mutua en términos más apropiados y se establece como una medida de la dependencia entre dos estados, al objeto de cuantificar la influencia de un estado inicial en otro estado final.

En el capítulo IV se explica el modelo de propagación de la actividad sísmica que se propone y se argumentan las distintas hipótesis que se han aplicado. Los resultados han mostrado que estas hipótesis son razonables y que son sísmicamente justificables. Asimismo, se plantean unos tests sobre la bondad del modelo CT, consistentes en comparar patrones de sismicidad reales y simulados en diversos cortes temporales. Finalmente, se propone una nueva forma de encontrar la *Peligrosidad*

Sísmica de una zona en términos probabilísticos; en efecto, la *Peligrosidad Sísmica* de una región se define habitualmente como la probabilidad de que en un intervalo de tiempo (generalmente amplio) y, como consecuencia de la sismicidad de la zona, tenga lugar un terremoto de una magnitud determinada. Pues bien, los mapas probabilísticos de Peligrosidad Sísmica que aquí se estiman permiten determinar con qué probabilidad estará activo sísmicamente un determinado lugar dentro de un cierto intervalo temporal próximo (generalmente mucho más reducido que en los mapas clásicos de *Peligrosidad Sísmica*). El criterio que se elija para establecer cuando una zona está sísmicamente activa puede ser, entre otros, que se supere la energía correspondiente a un terremoto de una magnitud preestablecida (por ejemplo 4.0, 5.0, 6.0, etc.). De esta manera, los puntos del mapa tendrían asignada una probabilidad que indicaría las posibilidades de que tenga lugar un terremoto de una magnitud determinada como consecuencia de la sismicidad previa del área de estudio. En esta Tesis Doctoral se consigue, en una primera aproximación, establecer la metodología que permite la obtención de dichos mapas con un criterio más generalista (excedencia de número de terremotos, esto es, que se sobrepase la actividad sísmica media) y de esta manera chequear previamente las posibilidades del método así como adquirir experiencia para las futuras mejoras y aplicaciones en el sentido clásico anteriormente descrito.

El capítulo V está dedicado a la aplicación práctica de la metodología diseñada al caso de los terremotos del Sur de la Península Ibérica. Por ello, se ha introducido una breve reseña geofísica de la región de estudio y de los instrumentos para la detección de los sismos, esto es, la Red Sísmica de Andalucía. Posteriormente, se ha llevado a cabo la aplicación de la técnica descrita y la consecución de los resultados. Sobre el mencionado conjunto de datos se han efectuado tests sobre la bondad del modelo CT, habiendo quedado patente la robustez de dicho modelo. Además, se ha confeccionado un mapa probabilístico de peligrosidad sísmica para la región.

El capítulo VI constituye una segunda aplicación del modelo a una zona más amplia, la Península Ibérica. Se ha introducido también una breve reseña geofísica de la región de estudio y de los instrumentos para la detección y análisis de los datos, en este caso, la Red Sísmica Digital Española. Posteriormente, se ha llevado a cabo la aplicación de la técnica descrita, se han obtenido resultados y se han efectuado nuevos

tests sobre la bondad del modelo CT, confirmándose esta, lo que ha permitido la confección de un mapa probabilístico de peligrosidad sísmica para la zona.

En el capítulo VII se han redactado las conclusiones más relevantes de este trabajo destacándose, en primer lugar, el desarrollo de una nueva metodología basada en la *Teoría de la Información* para caracterizar la propagación de la actividad sísmica bajo la hipótesis de que la corteza terrestre puede entenderse como un sistema de dinámica caótica; en segundo lugar, la aplicación de esta metodología al área sismogénica sureste peninsular y de toda la Península Ibérica proporciona valores precisos para parámetros concretos capaces de caracterizar espacial y temporalmente la sismicidad de las regiones elegidas; en tercer lugar, se desarrolla un nuevo enfoque para diseñar mapas de *Peligrosidad Sísmica* entendidos desde una óptica probabilística y una extrapolación temporal de corto alcance. Para finalizar, se enumeran posibles nuevas líneas de avance en esta investigación que incluiría modelos bidimensionales más complejos y modelos 3D.

Para acabar la redacción de esta Memoria, se han detallado las referencias utilizadas y en un Apéndice se dan además otras referencias bibliográficas de carácter más general como una bibliografía muy útil para el análisis de los problemas analizados pero no expresamente citadas.

**LA ENTROPÍA COMO MEDIDA DEL
INTERCAMBIO DE INFORMACIÓN
ENTRE ESTADOS**

CAPÍTULO II.

LA ENTROPÍA COMO MEDIDA DEL INTERCAMBIO DE INFORMACIÓN ENTRE ESTADOS

II.1. INTRODUCCIÓN: ENTROPÍA E INFORMACIÓN.

Este capítulo introductorio pretende exponer aquellos resultados matemáticos y físicos que van a utilizarse en el desarrollo de esta Tesis Doctoral. El objetivo fundamental es mostrar, de manera sintética pero rigurosa, los elementos de la Teoría de la Información que hacen de *la Entropía y de la Información Mutua dos parámetros que permitirán caracterizar la evolución de la actividad sísmica de una región*. Para alcanzar este objetivo general será necesaria la consecución de algunos objetivos particulares como son la definición de la entropía

conjunta, la entropía condicional, la obtención de las Reglas de Cadena o la exposición de la Desigualdad de Jensen y sus consecuencias. La pretensión del investigador en este capítulo no es sólo elaborar una serie de desarrollos con continuidad lógica y matemática adaptados a los fines que se persiguen, sino dotar a esta Memoria de Investigación de completitud desde un punto de vista formal. En definitiva, se han querido exponer sólo aquellos planteamientos y desarrollos que van a utilizarse pero sin perder de vista que ello conlleva la necesidad de incorporar otros, quizá menos significativos, que permitan una lectura ordenada de los conceptos que se utilizarán en la aplicación sismológica aquí propuesta.

La obtención de información sobre un sistema físico aumenta el conocimiento que se tiene sobre el mismo. Como dicho conocimiento nunca va a ser absoluto ni puede intuirse lo que queda por saber sobre el sistema, desde el punto de vista probabilístico se convino en adoptar el término *disminuir el desconocimiento* en lugar de *aumentar el conocimiento*. La Teoría de la Información nace en este contexto, en un intento de *cuantificar la cantidad de información recibida de algún sistema físico que evoluciona en el tiempo*. Cualquier sistema físico que evoluciona en el tiempo puede tratarse como una fuente discreta de información, es decir, un sistema físico que en cada instante de tiempo adopta o puede adoptar aleatoriamente uno de los posibles estados del conjunto finito sobre el que evoluciona.

En 1928 Hartley hizo un primer intento de definir una función que diera el valor de la indeterminación asociado a un sistema. Su esquema básico inicial consideraba que *todos los estados de una fuente de información eran igualmente probables*; Hartley desarrolló un esquema simple en el que consideró dos fuentes independientes, con N y M estados equiprobables, cuyas respectivas indeterminaciones en función del número de estados son $f(N)$ y $f(M)$. Si consideraba como fuente única de información la unión de las dos anteriores, la indeterminación de la nueva fuente, que presentaría $N \cdot M$ estados posibles, sería $f(N \cdot M)$, que a su vez tendría que ser la suma de las otras dos indeterminaciones. Así, tendría que ser $f(N \cdot M) = f(N) + f(M)$, por lo que debe ser una función logarítmica, que es la única que verifica la anterior propiedad. La base del logaritmo puede elegirse arbitrariamente, aunque en la actualidad los procesos de

digitalización binaria han contribuido a consolidar la base 2 como la más utilizada. Cuando se hace esta elección la unidad de la función f es el *bit* (*binary digit*). Así pues:

$$f(N) = \log_2(N).$$

Esta elección, además, no contradice el sentido común, pues una fuente con un único estado posible no presenta ninguna indeterminación:

$$f(1) = \log_2(1) = 0 \text{ bit.}$$

Este modelo matemático, aunque simple, ya permitió resolver algunas paradojas. Sin embargo, aunque Hartley dio un primer paso, el modelo necesita una generalización, pues no hay garantías de que, en general, todos los estados de una fuente de información se puedan presentar con la misma probabilidad; de hecho, se sabe que esto no es así. Por ejemplo, si tenemos una fuente con dos estados posibles, y uno de ellos aparece con probabilidad $\frac{99}{100}$ y el otro con probabilidad $\frac{1}{100}$, está claro que la indeterminación se ha reducido mucho. Si las probabilidades de ambos fueran iguales, la indeterminación sería máxima, ya que sería imposible realizar ningún tipo de conjeturas argumentadas sobre el resultado de la elección.

A la nueva función fruto de la generalización aludida hay que exigirle básicamente dos condiciones: por una parte, *las pequeñas variaciones en las probabilidades de los estados no deben afectar mucho al valor de la indeterminación*, por lo que habrá que pensar en una función continua de las probabilidades de los estados, siendo la suma total de estas probabilidades igual a uno: $H(p_1, p_2, \dots, p_N)$ continua, siendo $\sum_{i=1}^N p_i = 1$. Por otra parte, hay que exigir a la nueva función que *la medida de la indeterminación no dependa de la manera de elegir el estado en el conjunto*, que podría ser de forma directa o en varias etapas.

La medida de la indeterminación en los estados de una fuente X que satisface las referidas condiciones fue propuesta por Shannon (1948), que la denominó *entropía de la fuente discreta de información* o *entropía del conjunto finito X* , y la definió:

$$H(X) = -C \sum_{i=1}^N p_i \log_2 p_i$$

donde C es un número positivo arbitrario (habitualmente las condiciones de contorno y normalización llevan a que en la mayoría de los problemas pueda hacerse $C=1$). Posteriormente Jinchin (1956) demostró matemáticamente que *dicha expresión es la única que satisface las condiciones impuestas*.

La propuesta de Shannon es una generalización natural de la expresión propuesta por Hartley. En efecto, si en una fuente de información pueden realizarse N estados equiprobables, la probabilidad de cada uno de ellos será $p_i = \frac{1}{N}$, y la indeterminación correspondiente a cada estado será expresada, según Hartley, por el número:

$$H_i = \log_2 N = -\log_2 \left(\frac{1}{N} \right) = -\log_2 p_i$$

Si se supone que esos N estados tienen probabilidades diferentes entre sí, y que la indeterminación correspondiente a cada estado ha sido caracterizada análogamente a la magnitud $H_i = -\log_2 p_i$, esta indeterminación particular es una variable aleatoria que depende del estado de la fuente; promediando los valores en todo el conjunto X , hallamos que la indeterminación que corresponde por término medio a un estado es:

$$H(X) = -\sum_{i=1}^N p_i \log_2 p_i$$

Por tanto, la medida de Shannon es una generalización de la medida de Hartley para el caso del conjunto con estados de diferente probabilidad.

El modelo de Shannon será el que se utilice en esta Memoria para caracterizar los estados sísmicos de una determinada región activa.

II.2. LA ENTROPÍA DE UNA DISTRIBUCIÓN DE ESTADOS.

De manera cualitativa puede definirse *la entropía como una medida de la indeterminación o incertidumbre de una variable determinada*. Para una definición cualitativa rigurosa, y para el caso concreto utilizado en esta Memoria de Investigación, los terremotos se considerarán variables discretas (Torcal, 1998) y por ello, en la mayoría de los casos, las definiciones y teoremas se referirán a variables aleatorias discretas. Por tanto, si X es una variable aleatoria discreta que toma valores en un conjunto Ω y que tiene una distribución de probabilidad $p(x) = \Pr\{X = x\}$, con $x \in \Omega$, se define la entropía $H(X)$ como:

$$H(X) = - \sum_{x \in \Omega} p(x) \log p(x)$$

El logaritmo se toma en base 2 y la entropía se mide en bits. Por ejemplo, en el experimento clásico de lanzamiento de una moneda, la entropía valdría:

$$H(X) = - \frac{1}{2} \log\left(\frac{1}{2}\right) - \frac{1}{2} \log\left(\frac{1}{2}\right) = 1 \text{ bit}$$

Cuando la base de los logaritmos es el número e , la entropía se mide en *nats*, y en el caso de que fuese 10, las unidades serían *ditios*. En cualquier caso, el cambio de base solo introduce un factor de escala. Mientras no se especifique lo contrario, la base de los logaritmos aquí empleada siempre se tomará como 2.

Hay que resaltar que *la entropía de una variable aleatoria no depende de los distintos valores que esta pueda tomar, sino única y exclusivamente de las probabilidades con que dichos valores se presentan*. Por convenio, se toma como cero el valor de la expresión $0 \cdot \log 0$, que está plenamente justificado aplicando la regla de

L'Hôpital ($\lim_{x \rightarrow 0} x \log x = 0$). De esta manera, considerar valores de la variable aleatoria con probabilidad cero no cambia el valor de la entropía.

II.3. PROPIEDADES FUNDAMENTALES DE LA ENTROPÍA.

Algunas de *las propiedades más notables de la entropía* y que, sin duda, son necesarias para la comprensión de su relación con el intercambio de información entre distintos estados de actividad sísmica, son los siguientes.

En primer lugar, hay que afirmar que *la entropía es una magnitud real y no negativa*, para cualquier variable aleatoria X y para cualquier distribución de probabilidad que esta presente, esto es:

$$H(X) \geq 0$$

Esto es claro porque las probabilidades tienen valores comprendidos entre 0 y 1, el logaritmo de cualquiera de ellas es negativo y el caso extremo $0 \cdot \log 0$, en el que se presenta una indeterminación del tipo $0 \cdot \infty$, se le ha asignado un valor de 0, previo cálculo del límite.

En segundo lugar, *la entropía de una variable aleatoria X es una magnitud acotada*:

$$H(X) < +\infty$$

Es evidente, ya que se trata de una suma finita de sumandos acotados (toda vez que el caso $0 \cdot \log 0$ ha resultado tener un valor finito).

La tercera propiedad relevante es que *la entropía de una variable aleatoria X puede expresarse en diferentes bases logarítmicas*, pero todas ellas estarán relacionadas por un factor que solo depende de las dos bases elegidas:

$$H_b(X) = (\log_b a)H_a(X)$$

Su demostración como puede comprobarse fácilmente es inmediata.

En cuarto lugar, *la entropía de una variable aleatoria X se reduce a cero sólo en el caso de que alguna de las probabilidades sea igual a la unidad*, en cuyo caso las otras probabilidades valen cero. En efecto, si una variable aleatoria toma un valor con probabilidad uno, no hay indeterminación ninguna, y por lo tanto, la entropía debe ser nula.

La quinta propiedad destacable establece que *la entropía de una variable aleatoria X es máxima cuando los valores que puede presentar son equiprobables*, esto es, cuando todos los valores presentan la misma probabilidad:

$$H(X) = -\sum_{x \in \Omega} \frac{1}{N} \log \frac{1}{N} = \log N$$

Por ejemplo, si se supone que la probabilidad se reparte en tres valores p , q y $1-p-q$, se maximiza la función $H(p, q, 1-p-q)$, que es función de dos parámetros, p y q .

Haciendo las respectivas derivadas parciales, $\frac{\partial H}{\partial p}$ y $\frac{\partial H}{\partial q}$ e igualándolas a cero, se

obtiene un sistema de ecuaciones lineales con solución $p = q = \frac{1}{3}$. Este resultado es

fácil de generalizar al supuesto que la probabilidad se distribuya en N valores. Como corolario de la propiedad anterior puede establecerse que la entropía de una variable aleatoria X que sólo presenta dos valores, $H(p, 1-p)$, puede representarse gráficamente en dos dimensiones, resultando una función cóncava que vale cero en $p = 0$ y $p = 1$, y

alcanza un valor máximo igual a 1 cuando $p = \frac{1}{2}$:

$$p = \frac{1}{2} \Rightarrow H_{\text{máx}} = \log_2 2 = 1$$

según la propiedad quinta.

Por último, y como consecuencia de las propiedades anteriores, puede afirmarse que *la entropía de una variable aleatoria caracteriza la indeterminación media de la elección de uno cualquiera de los valores que dicha variable puede presentar.*

II.4. ENTROPÍA CONJUNTA Y ENTROPÍA CONDICIONAL.

Cuando se consideran sistemas físicos no aislados, estos pueden interferir entre sí, ocasionando que distintos fenómenos dentro de un mismo sistema guarden relación conjunta. Además, una fuente de información puede evolucionar en el tiempo, y por tanto puede ser interesante relacionar dos estados sucesivos de la misma variable dentro de un mismo sistema. Ambos estados pueden presentar distribuciones de probabilidad diferentes, con lo que estaría justificado considerar dos variables aleatorias, aún tratándose de la misma magnitud observada dentro del mismo sistema. Por esto se hace necesario definir parámetros para más de una variable aleatoria y obtener relaciones que involucren a varias de ellas. Fundamentalmente, es necesario conocer la entropía conjunta y la entropía condicional. De ellas se derivarán interesantes relaciones que se expondrán brevemente dada su importancia.

Se define la *entropía conjunta* de una pareja de variables aleatorias discretas (X, Y) , con una distribución de probabilidad conjunta $p(x, y)$, como:

$$H(X, Y) = - \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log p(x, y)$$

Por su parte, si (X, Y) es una pareja de variables aleatorias, con una distribución de probabilidad conjunta $p(x, y)$, se define la *entropía condicional* $H(Y/X)$, de Y respecto de X , como:

$$\begin{aligned} H(Y/X) &= \sum_{x \in \Omega} p(x) H(Y/X=x) = - \sum_{x \in \Omega} p(x) \sum_{y \in \Psi} p(y/x) \log p(y/x) = \\ &= - \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log p(y/x) \end{aligned}$$

La relación entre ambas magnitudes físicas constituye un importante teorema matemático que establece que *la entropía conjunta de un par de variables aleatorias coincide con la entropía de una de ellas más la entropía condicional de la otra:*

$$H(X, Y) = H(X) + H(Y / X)$$

Esto es claro dado que:

$$\begin{aligned} H(X, Y) &= - \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log p(x, y) = - \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log p(x) p(y / x) = \\ &= - \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log p(x) - \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log p(y / x) = \\ &= - \sum_{x \in \Omega} p(x) \log p(x) - \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log p(y / x) = H(X) + H(Y / X) \end{aligned}$$

Este importante resultado conduce inmediatamente a que:

$$H(X, Y / Z) = H(X / Z) + H(Y / X, Z)$$

Entre las propiedades más destacables de la entropía conjunta y la entropía condicional hay que reseñar, por su utilidad en el contexto de nuestro trabajo las siguientes:

i) $H(X, Y) = H(Y, X)$

ii) $H(X, Y) = H(X) + H(Y / X) = H(Y) + H(X / Y)$

iii) $H(X / Y) \leq H(X)$, $H(Y / X) \leq H(Y)$

iv) $H(X, Y) \leq H(X) + H(Y)$

v) $H(X/Y) = 0$, $H(Y/X) = 0$, cuando existe una relación funcional unívoca entre los valores de una y otra variable.

vi) $H(X) - H(X/Y) = H(Y) - H(Y/X)$

La demostración de todas estas propiedades es prácticamente inmediata y puede verse, por ejemplo, en Dmítriev (1991).

II.5. LA INFORMACIÓN MUTUA ENTRE ESTADOS.

La entropía de una variable es una medida de la incertidumbre de la variable; es, por tanto, una medida de la cantidad de información requerida, en promedio, para describir dicha variable. En este contexto se introduce otro concepto que va a ser muy importante en el desarrollo de este trabajo: la información mutua. Para ello, es necesario definir previamente la entropía relativa.

La *entropía relativa* o distancia *de Kullback-Leibler* entre dos distribuciones de probabilidad $p(x)$ y $q(x)$ (Cover & Thomas, 1991) se define como:

$$D(p \parallel q) = \sum_{x \in \Omega} p(x) \log \frac{p(x)}{q(x)}$$

La entropía relativa es *una medida de la distancia entre dos distribuciones de probabilidad*, es decir, una forma de establecer cuantitativamente lo que las hace diferentes. Podría interpretarse este concepto como *una medida de la imprecisión cometida al asumir que la distribución es $q(x)$, cuando en realidad es $p(x)$ la distribución verdadera*. En adelante, y por estrictos criterios de continuidad, se conviene en que $0 \log \frac{0}{q} = 0$ y $p \log \frac{p}{0} = \infty$. Está demostrado que la entropía relativa es siempre una magnitud no negativa, esto es, $D(p \parallel q) \geq 0$, y será igual a cero sí, y solamente sí, $p(x) = q(x)$, $\forall x$. Aunque el término con el que se nombra la entropía relativa es el de distancia de Kullback-Leibler, no se trata de una verdadera distancia entre dos distribuciones, pues no se verifican algunas propiedades que caracterizan a las

distancias. Por ejemplo, no se verifica la desigualdad triangular, ni tampoco cumple el requisito de la simetría, pues en general se verifica que $D(p \parallel q) \neq D(q \parallel p)$. Sin embargo, con frecuencia es útil pensar en la entropía relativa como una “distancia” entre distribuciones.

La definición de entropía relativa facilita la introducción de la información mutua. Para ello considérense dos variables aleatorias X e Y , con una distribución conjunta de probabilidad $p(x,y)$ y con distribuciones marginales $p(x)$ y $p(y)$. La **Información Mutua**, $I(X,Y)$, se define como la entropía relativa entre la distribución conjunta $p(x,y)$ y el producto de las distribuciones marginales, $p(x)p(y)$:

$$I(X,Y) = \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x,y) \log \frac{p(x,y)}{p(x)p(y)} = D(p(x,y) \parallel p(x)p(y))$$

Teniendo en cuenta el concepto de entropía relativa y recordando que dos variables aleatorias son independientes cuando su distribución conjunta coincide con el producto de distribuciones, puede afirmarse que *la Información Mutua es una medida de la distancia entre $p(x,y)$ y $p(x)p(y)$, esto es, una medida de la independencia de X e Y* ; esto permite considerar que la Información Mutua representa, de alguna manera, una medida de la dependencia que hay entre ellas, siendo esta dependencia a nivel general, no únicamente de carácter lineal. También se interpreta como la cantidad de información que una variable aleatoria contiene sobre la otra, y matemáticamente se verá que representa la disminución en la incertidumbre de una variable debido al conocimiento sobre la otra. Se mide en bits, y es normal encontrarla con la notación μ_I en algunos textos de física aplicada.

Las relaciones más importantes entre Información Mutua y Entropía se resumen en los siguientes puntos (Cover & Thomas, 1991):

- i) $\mu_I(X,Y) = H(X) - H(X/Y)$
- ii) $\mu_I(X,Y) = H(Y) - H(Y/X)$
- iii) $\mu_I(X,Y) = H(X) + H(Y) - H(X,Y)$
- iv) $\mu_I(X,Y) = \mu_I(Y,X)$
- v) $\mu_I(X,X) = H(X)$

II.6. REGLAS DE CADENA, DESIGUALDAD DE JENSEN Y CONSECUENCIAS.

En este apartado se van a exponer las denominadas reglas de cadena para la entropía y la información mutua, para inmediatamente después enunciar la desigualdad de Jensen y sus consecuencias. El objetivo es llegar a resultados que permitan una mejor comprensión de las propiedades de la información mutua y establezcan bajo qué condiciones es posible llevar a cabo conclusiones que puedan ser de interés en la aplicación de este concepto. Así, por ejemplo, se verá bajo qué condicionamientos es posible acotar el valor de la entropía.

La *Regla de Cadena para Entropía* establece que si X_1, X_2, \dots, X_n son variables aleatorias con distribución de probabilidad conjunta $p(x_1, x_2, \dots, x_n)$, entonces se verifica que:

$$H(X_1, X_2, \dots, X_n) = \sum_{i=1}^n H(X_i / X_{i-1}, \dots, X_1)$$

La demostración se basa en la aplicación repetida de la regla de expansión para dos variables, para entropías, y se tiene:

$$H(X_1, X_2) = H(X_1) + H(X_2 / X_1)$$

$$H(X_1, X_2, X_3) = H(X_1) + H(X_2, X_3 / X_1) = H(X_1) + H(X_2 / X_1) + H(X_3 / X_2, X_1)$$

$$\begin{aligned} H(X_1, X_2, \dots, X_n) &= H(X_1) + H(X_2 / X_1) + \dots + H(X_n / X_{n-1}, \dots, X_1) = \\ &= \sum_{i=1}^n H(X_i / X_{i-1}, \dots, X_1) \end{aligned}$$

La *Información Mutua Condicional* se define como la disminución de la incertidumbre de una variable X debido al conocimiento sobre otra variable Y , cuando una tercera variable Z es dada. Matemáticamente esto se expresaría así:

$$\mu_1(X; Y / Z) = H(X / Z) - H(X / Y, Z)$$

La regla de cadena para la información quedaría entonces:

$$\mu_I(X_1, X_2, \dots, X_n; Y) = \sum_{i=1}^n \mu_I(X_i; Y / X_{i-1}, X_{i-2}, \dots, X_1)$$

cuya demostración es inmediata teniendo en cuenta que:

$$\begin{aligned} \mu_I(X_1, X_2, X_3, \dots, X_n; Y) &= H(X_1, X_2, \dots, X_n) - H(X_1, X_2, \dots, X_n / Y) = \\ &= \sum_{i=1}^n H(X_i / X_{i-1}, \dots, X_1) - \sum_{i=1}^n H(X_i / X_{i-1}, \dots, X_1, Y) = \\ &= \sum_{i=1}^n \mu_I(X_i; Y / X_1, X_2, \dots, X_{i-1}) \end{aligned}$$

La **Entropía Relativa Condicional** $D(p(y/x) \parallel q(y/x))$ es la media de las entropías relativas entre las distribuciones de probabilidad condicionadas $p(y/x)$ y $q(y/x)$, promediada sobre la distribución de probabilidad $p(x)$. Más precisamente:

$$D(p(y/x) \parallel q(y/x)) = \sum_x p(x) \sum_y p(y/x) \log \frac{p(y/x)}{q(y/x)}$$

La **Entropía Relativa entre dos Distribuciones Conjuntas** de una pareja de variables aleatorias puede expresarse como la suma de una entropía relativa y una entropía relativa condicional. Con esta definición, la Regla de cadena para entropía relativa quedaría como:

$$D(p(x, y) \parallel q(x, y)) = D(p(x) \parallel q(x)) + D(p(y/x) \parallel q(y/x))$$

Que se demuestra fácilmente, ya que:

$$\begin{aligned}
D(p(x, y) \parallel q(x, y)) &= \sum_x \sum_y p(x, y) \log \frac{p(x, y)}{q(x, y)} = \sum_x \sum_y p(x, y) \log \frac{p(x)p(y/x)}{q(x)q(y/x)} = \\
&= \sum_x \sum_y p(x, y) \log \frac{p(x)}{q(x)} + \sum_x \sum_y p(x, y) \log \frac{p(y/x)}{q(y/x)} = \\
&= D(p(x) \parallel q(x)) + D(p(y/x) \parallel q(y/x))
\end{aligned}$$

Una vez que se tienen los resultados anteriores relativos a las reglas de cadena de la entropía y la información mutua, es posible abordar el establecimiento de la desigualdad de Jensen, que aportará propiedades relevantes en cuanto a la medida cuantitativa del flujo de información, esto es, de la disminución de desconocimiento de estados futuros de un determinado sistema físico. Previamente, es preciso recordar que *una función es estrictamente convexa en un determinado intervalo cuando su segunda derivada es positiva*; igualmente, la expresión EX notará el valor esperado de la variable X , es decir, en el caso discreto:

$$EX = \sum_{x \in \Omega} x \cdot p(x)$$

y en el caso continuo:

$$EX = \int x \cdot f(x) dx$$

La siguiente desigualdad es una de las más usadas en matemáticas, y una sobre la que subyacen muchos resultados básicos de la Teoría de la Información; se conoce como **Desigualdad de Jensen** y establece que si f es una función convexa y X una variable aleatoria, entonces:

$$Ef(X) \geq f(EX)$$

Además, si f es estrictamente convexa, la desigualdad anterior implica que $X = EX$ con probabilidad 1, con lo que X sería una constante. La demostración suele hacerse por

inducción sobre el número de puntos y para distribuciones discretas. Así, para dos puntos tenemos que la inecuación anterior se transforma en:

$$p_1 f(x_1) + p_2 f(x_2) \geq f(p_1 x_1 + p_2 x_2)$$

que se sigue directamente de la definición de funciones convexas. Supóngase que el teorema es cierto para una distribución con $k-1$ puntos, entonces se tendrá lo siguiente:

$$\sum_{i=1}^{k-1} p_i f(x_i) \geq f\left(\sum_{i=1}^{k-1} p_i x_i\right)$$

Añadiendo ahora un nuevo punto x_k y tomando $q_i = \frac{p_i}{(1-p_k)}$, $\forall i = 1, 2, 3, \dots, k-1$,

se tiene:

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^k p_i f(x_i) &= p_k f(x_k) + (1-p_k) \sum_{i=1}^{k-1} q_i f(x_i) \geq p_k f(x_k) + (1-p_k) f\left(\sum_{i=1}^{k-1} q_i x_i\right) \geq \\ &\geq f\left(p_k x_k + (1-p_k) \sum_{i=1}^{k-1} q_i x_i\right) = f\left(\sum_{i=1}^k p_i x_i\right) \end{aligned}$$

con lo que queda demostrado lo que se pretendía.

Este resultado permite demostrar algunas propiedades de la entropía y de la entropía relativa. En este contexto, el siguiente teorema es de importancia fundamental; se conoce como **Desigualdad de Información**, y afirma que si $p(x)$ y $q(x)$ son dos distribuciones de probabilidad, con $x \in \Omega$, entonces:

$$D(p \parallel q) \geq 0$$

verificándose la igualdad sí, y solamente si, $p(x) = q(x)$, para todo x . Para probarlo, considérese A el conjunto formado por los puntos tales que:

$$A = \{x / p(x) > 0\}, \text{ siendo este conjunto el soporte de } p(x).$$

Entonces se tiene:

$$\begin{aligned} -D(p \parallel q) &= -\sum_{x \in A} p(x) \log \frac{p(x)}{q(x)} = \sum_{x \in A} p(x) \log \frac{q(x)}{p(x)} \leq \log \sum_{x \in A} p(x) \frac{q(x)}{p(x)} = \\ &= \log \sum_{x \in A} q(x) \leq \log \sum_{x \in \Omega} q(x) = \log 1 = 0 \end{aligned}$$

Así:

$$-D(p \parallel q) \leq 0 \Rightarrow D(p \parallel q) \geq 0$$

como se pretendía demostrar.

En esta demostración se ha aplicado la propiedad que caracteriza a las funciones convexas justamente a la inversa porque la función $\log(x)$ es estrictamente cóncava para todo x . Nótese que la igualdad sólo se puede dar si $\frac{q(x)}{p(x)} = 1$, con lo que $p(x) = q(x)$. Entonces se puede concluir lo siguiente:

$$D(p \parallel q) = 0 \Leftrightarrow p(x) = q(x), \quad \forall x.$$

La *no negatividad de la Información Mutua* se sigue del anterior teorema como un corolario inmediato. Para cualesquiera dos variables aleatorias X e Y , se verifica que $\mu_I(X; Y) \geq 0$, con igualdad en la expresión sí, y solamente sí, X e Y son independientes. En efecto:

$$\mu_I(X, Y) = D(p(x, y) \parallel p(x) \cdot p(y)) \geq 0$$

dándose la igualdad, según el teorema anterior, sólo si $p(x, y) = p(x) \cdot p(y)$, con lo que X e Y serían independientes.

Otros corolarios que se desprenden del teorema son los siguientes:

$$D(p(y/x) \parallel q(y/x)) \geq 0$$

con igualdad en la expresión sí, y solamente sí, $p(y/x) = q(y/x)$, para todo x e y , con $p(x) > 0$. Finalmente, también puede afirmarse que:

$$\mu_I(X; Y / Z) \geq 0$$

con igualdad en la expresión si sí, y sólo sí, X e Y son condicionalmente independientes dada Z .

En gran parte de este trabajo de investigación se buscará maximizar la entropía entre estados como hipótesis de partida, que se fundamenta en el segundo principio de Termodinámica. En este contexto, el siguiente resultado es de gran importancia, ya que pone de manifiesto que *existe una distribución de probabilidad sobre todo conjunto discreto que presente entropía máxima*. El resultado en cuestión afirma que si X es una variable aleatoria discreta que puede tomar los valores x_1, x_2, \dots, x_n con probabilidades p_1, p_2, \dots, p_n , respectivamente, se verifica entonces que:

$$H(X) \leq \log n$$

con igualdad en la expresión sí, y sólo sí, X se distribuye uniformemente, esto es:

$$H(X) = \log n \quad \Leftrightarrow \quad p_1 = p_2 = \dots = p_n = \frac{1}{n}$$

Para probarlo considérese $u(x) = \frac{1}{n}$, distribución uniforme de probabilidad, y sea $p(x)$

la distribución de probabilidad de la variable aleatoria X . Se calcula la distancia de Kullback-Leibler de $p(x)$ a $u(x)$:

$$\begin{aligned} D(p \parallel u) &= \sum p(x) \log \frac{p(x)}{u(x)} = \sum p(x) \log p(x) - \sum p(x) \log u(x) = \\ &= -H(X) - \sum p(x) \log \frac{1}{n} = \log n \sum p(x) - H(X) = \log n - H(X) \geq 0 \end{aligned}$$

con lo que se tiene:

$$\log n \geq H(X)$$

pudiéndose concluir que de todas las distribuciones de probabilidad definibles sobre una variable aleatoria discreta X , la que mayor entropía presenta es la distribución uniforme.

Finalmente, pueden establecerse dos resultados más relativos al valor de la entropía bajo determinadas condiciones. En primer lugar, es posible afirmar que *el condicionamiento reduce el valor de la entropía*:

$$H(X/Y) \leq H(X)$$

con igualdad en la expresión sí, y sólo sí, X e Y son independientes. Para probarlo basta considerar:

$$\mu_1(X;Y) \geq 0 \Rightarrow H(X) - H(X/Y) \geq 0 \Rightarrow H(X) \geq H(X/Y)$$

Intuitivamente, este teorema afirma que el hecho de conocer otra variable Y solo puede reducir la incertidumbre en la variable X , pero es preciso hacer notar que esta afirmación es válida únicamente en promedio. Específicamente, $H(X/Y=y)$ puede ser mayor, menor o igual que $H(X)$, pero en promedio será:

$$H(X/Y) = \sum_y p(y) H(X/Y=y) \leq H(X)$$

En segundo lugar, *la independencia de las variables acota la entropía conjunta*. Sean X_1, X_2, \dots, X_n variables aleatorias con distribución de probabilidad conjunta $p(x_1, x_2, \dots, x_n)$. Entonces, se verifica que:

$$H(X_1, X_2, \dots, X_n) \leq \sum_{i=1}^n H(X_i)$$

con igualdad sí, y solamente sí, las X_i son independientes. Esto es inmediato, ya que por la regla de cadena para entropías, además de lo que acaba de exponerse:

$$H(X_1, X_2, \dots, X_n) = \sum_{i=1}^n H(X_i / X_{i-1}, \dots, X_1) \leq \sum_{i=1}^n H(X_i)$$

II.7. PROCESO DE DATOS Y PÉRDIDA DE INFORMACIÓN.

En este apartado se van a enunciar aquellos resultados relativos a la modificación del valor de la entropía y de la información mutua como consecuencia de la manipulación de los datos. El eje fundamental de esta discusión está centrado en un teorema conocido como desigualdad de información por el procesado de datos. Para llegar a él hay que introducir algunas definiciones previas.

Dadas las variables aleatorias X, Y, Z se dirá que forman una *cadena de Markov* en ese orden, y que se denota $X \rightarrow Y \rightarrow Z$, si la distribución condicional de Z depende solamente de Y y es condicionalmente independiente de X . Específicamente, se puede decir que X, Y, Z forman una cadena de Markov si la distribución de probabilidad conjunta de las tres variables puede escribirse como:

$$p(x, y, z) = p(x)p(y/x)p(z/y)$$

Algunas consecuencias que serán utilizadas son las siguientes:

- i) $X \rightarrow Y \rightarrow Z$ sí, y solamente sí, X y Z son condicionalmente independientes dada Y . La condición de Markov implica esta independencia condicional, porque:

$$p(x, z / y) = \frac{p(x, y, z)}{p(y)} = \frac{p(x, y)p(z, y)}{p(y)} = p(x/y)p(z/y)$$

Esta es la caracterización de las cadenas de Markov que puede ser extendida para definir *campos de Markov*, que son procesos aleatorios n-dimensionales en los que el interior y el exterior son independientes, dados los valores sobre el contorno.

ii) Si X, Y, Z forman una cadena de Markov, entonces Z, Y, X también la forman.

Esto se puede representar así:

$$X \rightarrow Y \rightarrow Z \Rightarrow Z \rightarrow Y \rightarrow X$$

por lo que a veces puede verse escrita la expresión:

$$X \leftrightarrow Y \leftrightarrow Z$$

iii) Si $Z = f(Y)$, entonces $X \rightarrow Y \rightarrow Z$.

Ahora probamos un importante y útil teorema, demostrando que el no procesamiento de Y , ya fuera de forma determinística o aleatoria, puede incrementar la información que Y tiene sobre X ; realmente, sería más exacto decir que *el no procesamiento de Y puede evitar que se pierda información relativa a su dependencia con X* , o incluso, que *los datos obtenidos a partir de Y guardan menos información sobre X que la propia variable Y* . La idea básica aquí expuesta se desarrolla en el siguiente teorema, conocido como **Desigualdad de Información por el Procesado de Datos**:

$$\text{Si } X \rightarrow Y \rightarrow Z, \text{ entonces: } \mu_I(X, Y) \geq \mu_I(X, Z)$$

Por la regla de la cadena, se desarrolla la información mutua en dos formas diferentes:

$$\mu_I(X; Y, Z) = \mu_I(X, Z) + \mu_I(X; Y | Z) = \mu_I(X, Y) + \mu_I(X; Z | Y)$$

Como X y Z son independientes dada Y , por la hipótesis de ser cadena de Markov, entonces se verifica que $\mu_I(X; Z/Y) = 0$. Como $\mu_I(X; Y/Z) \geq 0$, tenemos que:

$$\mu_I(X; Y) \geq \mu_I(X; Z)$$

La igualdad se daría sí, y solamente sí, $\mu_I(X; Y/Z) = 0$, que sería el caso en el que $X \rightarrow Z \rightarrow Y$, esto es, X, Z, Y formarían, en ese orden, una cadena de Markov.

De forma análoga se hubiera podido probar que $\mu_I(Y; Z) \geq \mu_I(X; Z)$. Como consecuencia, puede probarse que en el caso particular de si $Z = g(Y)$, se tiene que:

$$\mu_I(X; Y) \geq \mu_I(X; g(Y))$$

Esto es evidente, puesto que $X \rightarrow Y \rightarrow g(Y)$ forman una cadena de Markov. Este corolario confirma que *las funciones sobre los datos de la variable Y no pueden incrementar la información sobre la variable X* . Finalmente, puede afirmarse que si $X \rightarrow Y \rightarrow Z$, entonces:

$$\mu_I(X; Y/Z) \leq \mu_I(X; Y)$$

Para probarlo basta tener en cuenta que:

$$\mu_I(X; Y, Z) = \mu_I(X; Z) + \mu_I(X; Y/Z) = \mu_I(X; Y) + \mu_I(X; Z/Y)$$

Como X y Z son independientes dada Y , por la hipótesis de ser cadena de Markov, se verifica que $\mu_I(X; Z/Y) = 0$. Como $\mu_I(X; Z) \geq 0$, el corolario queda probado.

Básicamente, lo que se ha obtenido es la confirmación matemática de que la dependencia entre las variables X e Y es mayor que entre X y cualquier otra variable surgida de la manipulación de los datos o definida a partir de estos. Físicamente, pueden interpretarse las cadenas de Markov suponiendo que *en un sistema aislado las distintas variables son estados del sistema en diferentes momentos*, con lo que *el orden natural de ocurrencia sería el orden de conformación de la cadena*.

La conclusión más relevante a la que se llega en este apartado no hace sino reforzar ideas conocidas sobre la teoría de la predictibilidad en sistemas caóticos. *Para predecir o hacer conjeturas sobre un estado futuro, justamente el inmediato, hay que contar con la información del estado actual, y sólo con ella.* Según lo visto, contar con informaciones relativas a estados anteriores no sólo no estaría aportando información, sino que puede conducir a pérdida de la misma. Aparentemente surge una paradoja, fruto de la contradicción entre el sentido común y los resultados matemáticos, pues para llegar al actual estado ha sido preciso contar con el anterior, pero matemáticamente se pierde información si hacemos uso de ese estado anterior al presente para predecir el futuro. De hecho, se ha probado que $\mu_1(X;Y/Z) \leq \mu_1(X;Y)$. Esto se interpreta por el hecho de que *la información no se transmite a largo plazo; por el contrario, se transmite en secuencias cortas*, y esta idea es una de las fundamentales en el tratamiento de los sistemas caóticos, representando la *imposibilidad de predicción a largo plazo*.

II.8. EL SEGUNDO PRINCIPIO DE LA TERMODINÁMICA Y LA TEORÍA DE LA INFORMACIÓN.

Uno de los principios básicos de la Física, el segundo principio de la termodinámica, establece que *la entropía de un sistema aislado no puede decrecer*. En Termodinámica Estadística, *la entropía es el logaritmo del número de microestados en el sistema*. Este concepto se corresponde con la noción de entropía que se introduce en Teoría de la Información, esto es, la que introduce Shannon en 1948, si todos los estados fuesen igualmente probables. En este trabajo se aplica el segundo principio, desarrollando un modelo matemático que va a ser aplicado al sistema aislado. El sistema objeto de este estudio es el conjunto de fracturas en la corteza terrestre que provocan la sismicidad de una zona y que se trata como una cadena de Markov, con transiciones que obedecen las leyes físicas que gobiernan el sistema. Los distintos estados que irá presentando el sistema en su evolución serán, en este modelo, las distintas variables que conforman la cadena de Markov. Para tales sistemas, se encuentran cuatro resultados referentes del segundo principio. Como quiera que sea, la entropía relativa siempre decrece. Estos resultados son:

- i) La entropía relativa $D(\alpha_n \parallel \beta_n)$ decrece con n . Para probarlo considérense α_n y β_n dos distribuciones de probabilidad sobre el espacio de los estados de una cadena de Markov, en el instante n , y sean α_{n+1} y β_{n+1} las distribuciones correspondientes en el instante $n+1$. Sean p y q las respectivas funciones de distribución conjuntas para dos estados consecutivos, de α_n y β_n . Se tiene que

$$p(x_n, x_{n+1}) = p(x_n)p(x_{n+1} / x_n)$$

y

$$q(x_n, x_{n+1}) = q(x_n)q(x_{n+1} / x_n)$$

Estas dos expresiones tienen un factor en común, pues ocurre que:

$$p(x_{n+1} / x_n) = q(x_{n+1} / x_n)$$

al ser este factor la función de transición de probabilidad para la cadena de Markov. Por ello, la distancia de Kullback-Leibler entre ellos es nula, así que:

$$D(p(x_{n+1} / x_n) \parallel q(x_{n+1} / x_n)) = 0$$

Haciendo uso de la regla de la cadena para la entropía relativa, se pueden hacer dos desarrollos diferentes de una misma expresión:

$$\begin{aligned} D(p(x_n, x_{n+1}) \parallel q(x_n, x_{n+1})) &= D(p(x_n) \parallel q(x_n)) + D(p(x_{n+1} / x_n) \parallel q(x_{n+1} / x_n)) \\ &= D(p(x_{n+1}) \parallel q(x_{n+1})) + D(p(x_n / x_{n+1}) \parallel q(x_n / x_{n+1})) \end{aligned}$$

Por otra parte, dado que:

$$D(p(x_{n+1} / x_n) \parallel q(x_{n+1} / x_n)) = 0$$

y aplicando la no negatividad de la entropía relativa, aparece el resultado que se intentaba probar:

$$D(p(x_n) \parallel q(x_n)) \geq D(p(x_{n+1}) \parallel q(x_{n+1}))$$

o bien:

$$D(\alpha_n \parallel \beta_n) \geq D(\alpha_{n+1} \parallel \beta_{n+1})$$

Este resultado se interpreta desde un punto de vista físico como que a medida que evoluciona el sistema, ambas distribuciones se aproximan entre sí.

ii) *La entropía relativa $D(\alpha_n \parallel \beta)$ entre una distribución α_n sobre los estados del sistema en el instante n y una distribución estacionaria β , decrece con n .* Como en el caso anterior, se supone que la segunda distribución de probabilidad permanece constante en la evolución del sistema. La expresión que queda es:

$$D(\alpha_n \parallel \beta) \geq D(\alpha_{n+1} \parallel \beta)$$

Esto implica que cualquier distribución de probabilidad sobre los estados de un sistema *se aproxima a una distribución estacionaria a medida que pasa el tiempo*. La secuencia de los distintos valores de la expresión $D(\alpha_n \parallel \beta)$ es monótona, no creciente y no negativa, por lo que forzosamente ha de tener un límite. Se puede demostrar matemáticamente que este límite es 0 si la distribución es única (Cover & Thomas, 1991).

iii) *La entropía se incrementa si la distribución estacionaria es uniforme.* En general, el hecho de que la entropía relativa decrezca no implica que la entropía se incremente. Un claro contraejemplo se tiene en cualquier cadena de Markov con una distribución estacionaria no uniforme. Si se comienza la cadena de Markov con la distribución uniforme, que es la que mayor entropía presenta, la distribución tenderá a la distribución estacionaria, que tiene menor entropía que la uniforme. Entonces, la entropía decrece con el tiempo. Si, por el contrario, la

distribución estacionaria es la uniforme sobre n_0 puntos, se puede expresar la entropía relativa como:

$$D(\alpha_n \parallel \beta) = \log n_0 - H(\alpha_n) = \log n_0 - H(X_n)$$

En este caso, el decrecimiento monótono en la entropía relativa implica el crecimiento monótono en la entropía. Esta explicación enlaza estrechamente con la Termodinámica Estadística, donde todos los estados son igualmente probables.

iv) *La entropía condicional $H(X_n / X_1)$ se incrementa con n para un proceso de Markov estacionario.* Si el proceso de Markov es estacionario, entonces $H(X_n)$ es constante. Aunque la entropía no aumente, se demuestra que la entropía condicional $H(X_n / X_1)$ se incrementa con n (Dmitriev, 1991). Así, la incertidumbre condicional sobre él aumenta. Aplicando la desigualdad del procesamiento de datos a la cadena de Markov $X_1 \rightarrow X_{n-1} \rightarrow X_n$, se tiene que:

$$\mu_I(X_1; X_{n-1}) \geq \mu_I(X_1; X_n)$$

Desarrollando la información mutua en términos de entropías, se llega a:

$$H(X_{n-1}) - H(X_{n-1} / X_1) \geq H(X_n) - H(X_n / X_1)$$

Por tratarse de un proceso estacionario, $H(X_n) = H(X_{n-1})$, con lo que se obtiene el resultado buscado:

$$H(X_{n-1} / X_1) \leq H(X_n / X_1).$$

Este resultado se interpreta como que *la entropía no puede decrecer si el sistema sufre un proceso de Markov estacionario.*

II.9. RESUMEN Y CONCLUSIONES.

La evolución de un sistema físico en el tiempo es observable, aunque en ocasiones difícil de cuantificar. Hartley (1928) dio un primer paso en el intento de definir una función que permitiera cuantificar la indeterminación o desconocimiento que se tiene sobre un estado, aunque fue Shannon (1948) quién generalizó el modelo, obteniendo la expresión para la *Entropía*:

$$H(X) = - \sum_{x \in \Omega} p(x) \log_2 p(x)$$

que es la magnitud que se pretende medir al objeto de caracterizar el estado del sistema.

Algunas de las propiedades de esta entropía son las siguientes:

- i) *Es una magnitud real y no negativa*, para cualquier variable aleatoria X y para cualquier distribución de probabilidad que esta presente.
- ii) *Es una magnitud acotada*.
- iii) *Se reduce a cero sólo en el caso en que alguna de las probabilidades sea igual a la unidad*, en cuyo caso todas las demás probabilidades valdrían cero. Este caso mostraría un conocimiento total y absoluto sobre el sistema, pues puede saberse con probabilidad 1 qué va a ocurrir.
- iv) *Es máxima cuando todos los valores que puede presentar son equiprobables*, con lo que el desconocimiento sobre lo que puede pasar es máximo, al no existir un valor preferentemente esperado, situación esta que conllevaría la suposición de “una cierta información” en el sentido informal del término. Consecuencia directa de esta propiedad es que existe una distribución de probabilidad sobre todo conjunto discreto que presenta entropía máxima.

Esta magnitud, función únicamente de una variable aleatoria, resulta insuficiente cuando se consideran sistemas físicos no aislados, o bien cuando se considera un único

sistema y los estados consecutivos de su evolución, pues cada estado será considerado una variable en el modelo que se propone en esta Tesis Doctoral. En este contexto se define la *Entropía Conjunta* entre variables como:

$$H(X, Y) = - \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log p(x, y)$$

donde (X, Y) es una pareja de variables aleatorias y $p(x, y)$ su distribución conjunta de probabilidad.

La *Entropía Condicional* de una variable respecto de otra viene dada por:

$$H(Y / X) = - \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log p(y / x)$$

quedando la relación entre ambas establecida por teorema. Algunas de las propiedades que presentan son:

- i) *La entropía conjunta de un par de variables es independiente del orden en que estas se consideren:*

$$H(X, Y) = H(Y, X)$$

- ii) *La entropía conjunta de un par de variables aleatorias coincide con la entropía de una de ellas más la entropía condicional de la otra:*

$$H(X, Y) = H(X) + H(Y / X) = H(Y) + H(X / Y)$$

- iii) *El condicionamiento reduce la entropía:*

$$H(X / Y) \leq H(X) , H(Y / X) \leq H(Y)$$

- iv) *La entropía conjunta de un par de variables no puede superar la suma de las entropías de cada una de ellas, con lo que la independencia de las variables establece una cota para esta entropía conjunta:*

$$H(X, Y) \leq H(X) + H(Y)$$

- v) *La entropía condicional es nula únicamente en caso de que exista una relación funcional unívoca entre los valores de una y otra variable:*

$$H(X / Y) = 0, H(Y / X) = 0$$

En esta Memoria de Investigación el sistema físico a considerar será una región sísmicamente activa, donde los terremotos son eventos que serán tratados en forma discreta. Las distintas variables que se consideran serán los distintos estados que presente el sistema a medida que va evolucionando, de tal forma que medir alguna magnitud entre dos variables será aportar una cuantificación de la relación entre dos estados sucesivos.

La **Información Mutua** entre estados, μ_I , será la magnitud que se utilice para cuantificar la relación o dependencia entre los mismos. Su definición es:

$$\mu_I(X, Y) = \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x, y) \log \frac{p(x, y)}{p(x)p(y)}$$

siendo su unidad de medida el bit. Algunas de las relaciones más importantes entre entropía e información mutua son:

- i) *La Información Mutua representa la disminución en la incertidumbre de una variable debido al conocimiento sobre la otra:*

$$\mu_I(X, Y) = H(X) - H(X / Y) = H(Y) - H(Y / X)$$

- ii) *La Información Mutua puede representarse como una diferencia de entropías:*

$$\mu_I(X, Y) = H(X) + H(Y) - H(X, Y)$$

- iii) *La Información Mutua entre dos variables no depende del orden en que se traten:*

$$\mu_I(X, Y) = \mu_I(Y, X)$$

- iv) *La Información Mutua de una única variable coincide con la entropía de dicha variable:*

$$\mu_I(X, X) = H(X)$$

- v) *La Información Mutua es una magnitud no negativa:*

$$\mu_I(X, Y) \geq 0$$

Todas las relaciones vistas en este capítulo y referentes a dos variables, se generalizan sin ninguna dificultad, haciendo extensivos todos los conceptos anteriores a n variables.

Por tanto, de la revisión y el análisis estadístico realizado de los parámetros entropía e información mutua podemos, en términos generales, indicar lo siguiente:

- La variación de la entropía en cualquier proceso es siempre positiva. Como la entropía es un indicador de lo indeterminado del proceso, la aplicación simple del segundo principio de la termodinámica, *únicamente constataría dicho crecimiento e indeterminación*, sobre todo a largo plazo, no aportando ninguna característica que disminuyese la incertidumbre de la evolución del fenómeno.

- Si el proceso se modela como una sucesión de estados que suponemos presentan una cierta interdependencia, como es el caso de la propagación espacio-temporal de la actividad sísmica, entonces *debería analizarse la relación entre estados sucesivos*, por lo que es más conveniente el uso de las entropías condicional y conjunta.

- La información mutua, que hace uso de las entropías condicional y conjunta, es un parámetro más adecuado para medir la interdependencia entre estados sucesivos (como es el caso de la propagación sísmica), lo que *permite determinar características relevantes* del proceso para un número limitado de estados sucesivos, con lo que se reduce el desconocimiento de los estados más próximos a los analizados.

- Finalmente, para tratar la evolución de un sistema, se modela en el contexto de las *Cadenas de Markov*. En este entorno, se tienen dos resultados fundamentales, el segundo de los cuales es consecuencia del primero:

- i) *La manipulación de datos modifica los valores de la entropía y la Información Mutua, aumentando aquella y perdiendo información relativa a la dependencia entre estados.*
- ii) *La información sobre determinado estado va disminuyendo a medida que el sistema evoluciona, que se interpreta como que cualquier predicción será tanto menos efectiva cuanto a más largo plazo se haga, característica esta propia de los sistemas caóticos.*

**SISMICIDAD, CAOS
Y
TEORÍA DE LA INFORMACIÓN**

CAPÍTULO III.

SISMICIDAD, CAOS Y TEORÍA DE LA INFORMACIÓN

III.1. INTRODUCCIÓN: SISTEMAS DETERMINISTAS, SISTEMAS ALEATORIOS Y SISTEMAS CAÓTICOS.

Hasta hace relativamente poco tiempo, los sistemas físicos han sido clasificados en función de su comportamiento dinámico de manera simple: en deterministas y en aleatorios.

El comportamiento dinámico de un sistema y, en base a esto, el propio sistema en sí, se considera determinista cuando partiendo de un determinado estado del sistema, de alguna manera se ha podido predecir el estado futuro del mismo. Esto es posible porque a la dinámica del sistema se le pueden asociar unas ecuaciones que son la descripción matemática del comportamiento del mismo, y las que permiten hacer algún tipo de pronóstico sobre futuros comportamientos. Existen, por el contrario, sistemas

cuya dinámica se conoce, pero en los que no es posible predecir ningún estado futuro partiendo de algún estado inicial. Este tipo de dinámica se conoce como aleatoria. En los sistemas aleatorios puede afirmarse que aunque se observara durante mucho tiempo su comportamiento, se seguiría sin poder predecir el resultado futuro. Otros sistemas naturales, sin embargo, exhiben una dinámica aleatoria con secuencias de eventos más o menos regulares. En este caso, se estaría ante otro conjunto de sistemas que no son deterministas ni aleatorios. En ellos se observa que dentro del propio desorden aparecen secuencias más o menos regulares, y dentro del más estricto determinismo hay causas que, influyendo levemente, son capaces de cambiar el resultado final de una predicción.

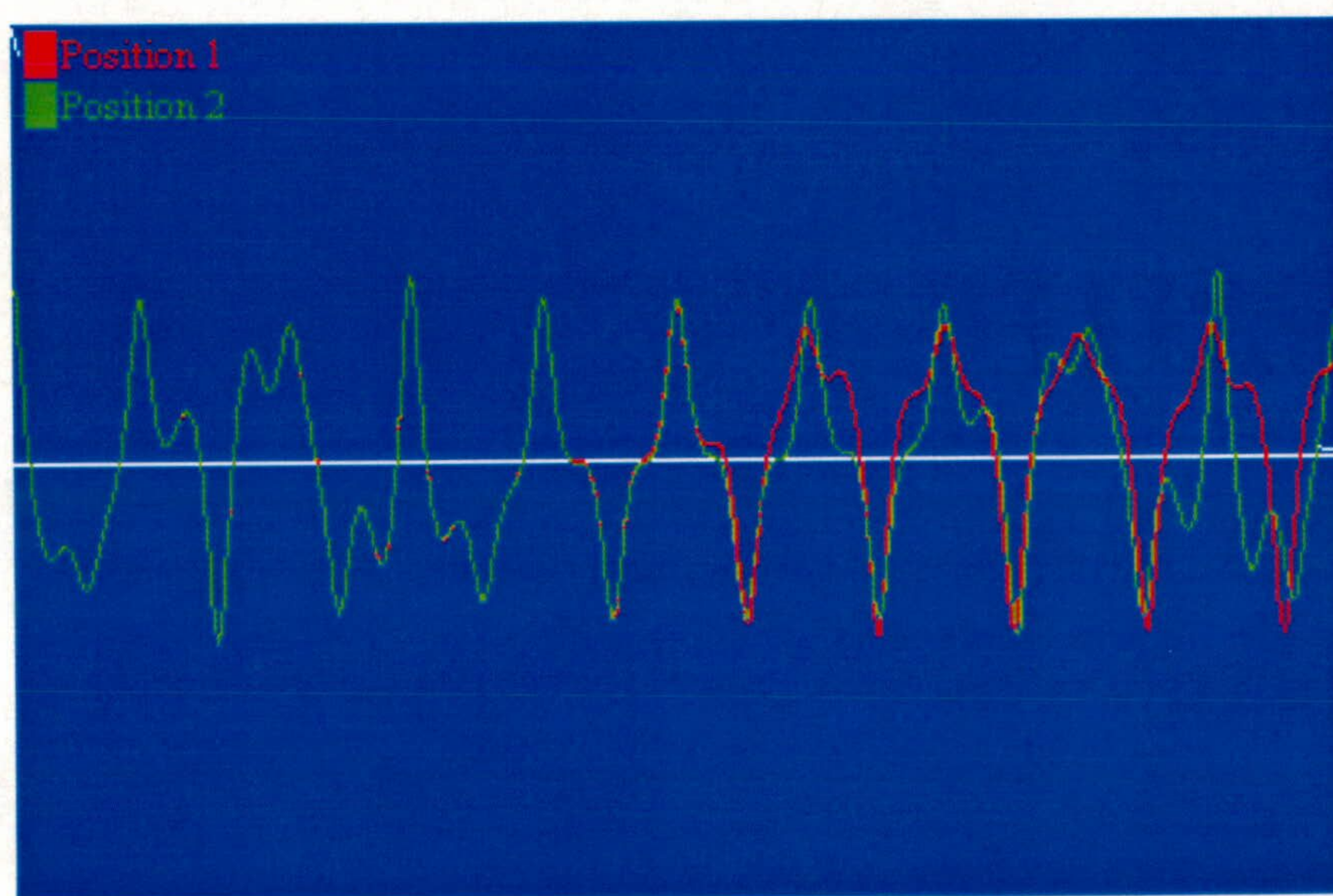


Figura. III.1. Efecto mariposa: hipersensibilidad a las condiciones iniciales.

Los pequeños detalles que se ignoran a propósito o por hipótesis, al objeto de dotar al comportamiento estudiado en el sistema de un modelo matemático simple, pueden llegar a alterar de tal forma el resultado final que este no tenga nada que ver con la predicción hecha, sobre todo si dicha predicción es a medio o largo plazo. El ejemplo más exagerado que se puede poner acerca de lo que se está diciendo es el “efecto mariposa” (Fig. III.1); fue la forma de presentación del efecto observado por Edward N. Lorenz en la representación gráfica de las soluciones del sistema de ecuaciones diferenciales con el que describía determinado fenómeno meteorológico, pues, alterando algunas constantes de forma infinitesimal, aparecía un efecto “devastador” a largo plazo, aunque en un principio pareciera que el cambio no afectaba nada. Este tipo de comportamiento se conoce como caótico, y hay que decir que la Naturaleza es caótica

en muchos de sus aspectos, su comportamiento no encaja en lo estrictamente determinista, aunque dista mucho más de ser aleatorio. Las pautas descubiertas, con límites intrincados entre el comportamiento ordenado y el caótico, poseen regularidades insospechadas, sólo descriptibles si se atiende a la relación de las escalas amplias con las pequeñas, lo que en su día dio origen a la geometría fractal, comprobándose, en efecto, que eran fractales las estructuras que proporcionaban la clave de la dinámica no lineal. Según Gleick (1988), “*la geometría fractal es la propia de la naturaleza, y cuanto antes se contacte con ella, según algunos físicos, más cerca estaremos de poder predecir terremotos, infartos, riadas, etc.*”.

III.2. EL ESPACIO DE LAS FASES Y LOS ATRACTORES.

Uno de los instrumentos básicos para el análisis de un sistema dinámico consiste en asociarle un diagrama de estados o fases, a modo de retrato, que se construye proyectando las trayectorias en el espacio de los estados. Son figuras características de cada sistema, en las que no aparece explícitamente el tiempo y constituidas por las curvas proyección de todas y cada una de las trayectorias, llenando completamente el espacio de los estados. Mediante este tipo de construcciones pueden estudiarse las propiedades de las curvas en su conjunto, despreciando el comportamiento de cualquiera de ellas considerada aisladamente. Poincaré tuvo el mérito de intentar clasificar todos los diagramas posibles dentro de un determinado espacio de estados. La complejidad de este intento llevó a clasificar únicamente las trayectorias finales o comportamientos asintóticos en el tiempo. Esto es factible porque el número de elementos a clasificar es bastante más reducido. A estas trayectorias finales se las denomina *conjunto límite*, y cuando este conjunto límite verifica ciertas condiciones, recibe el nombre de *atractor*. Stewart (1991) define cualitativamente el concepto de *atractor* como “*cualquier cosa en la que algo se estabiliza con el tiempo*”. Formalmente, un atractor es un conjunto compacto de puntos que cumple las siguientes propiedades:

- i) *Las soluciones con condiciones iniciales dentro del atractor permanecen siempre en él.*

ii) *En el entorno del atractor existe un conjunto de puntos denominado cuenca de atracción, tal que las soluciones que tienen condiciones iniciales en dicho conjunto tienden asintóticamente al atractor.*

Los atractores pueden clasificarse en cuatro tipos fundamentales caracterizados por un diferente comportamiento a largo plazo. Un *atractor* es *puntual* cuando el conjunto de puntos se reduce o tiende a un único punto; es propio de los sistemas que pierden energía en su comportamiento dinámico. Este es el caso de un péndulo amortiguado, cuyo único estado posible a largo plazo es el de movimiento nulo.

Otro tipo de atractor es el de *ciclo límite*, que se caracteriza porque el conjunto atractivo forma una curva cerrada en el espacio de los estados. El movimiento corresponde a un movimiento periódico, en el que las trayectorias no alcanzan nunca el reposo. Como ejemplo representativo de esto citamos un péndulo simple. El Teorema de Poincaré-Bendixon afirma que *para sistemas estructuralmente estables en el plano*, esto es, para aquellos cuyas soluciones se mantienen estables frente a pequeños cambios en las condiciones iniciales, *los únicos atractores posibles son los puntos aislados y los ciclos límites.*

Un tercer tipo de atractor es el de *flujo toroidal*, en el que el conjunto atractivo es un toro. El comportamiento a largo plazo puede ser de dos tipos: a) periódico, que termina cerrándose en una trayectoria dentro del toro, o b) cuasiperiódico, en el que la órbita nunca se repite y de hecho, llega a cubrir toda la superficie del toro. Estos son los que marcan la frontera entre lo estrictamente determinista y el caos.

Finalmente, son los *atractores del tipo extraño o caótico* los que cierran la clasificación. Han sido los más recientemente estudiados, forman un conjunto compacto que no es del tipo de ninguno de los anteriores y normalmente presenta estructura fractal.

III.3. LOS SISTEMAS CAÓTICOS Y LOS ATRACTORES EXTRAÑOS.

Las peculiaridades de los atractores extraños o caóticos han hecho de él un conjunto de creciente interés. Se trata de una trayectoria generada determinísticamente

mediante una ecuación perfectamente definida que, sin embargo, no presenta ninguna pauta regular en su comportamiento, asemejándose a todos los efectos a un comportamiento aleatorio. Sin embargo, detrás de esta aparente aleatoriedad se pueden definir y estudiar parámetros que permiten establecer cierto orden en el caos.

En el caos, las correlaciones temporales desaparecen después de un tiempo. Consecuentemente, el conocimiento de un estado en un tiempo dado no puede garantizar el que se pueda determinar el estado en un instante posterior, aunque la dinámica que lo gobierna sea “enteramente” determinista. En estos sistemas es posible predecir, sobre el modelo, estados futuros, así como generar dinámicas en las que aparezcan pautas repetitivas. Esto no ocurre en los sistemas caóticos. De hecho, la primera característica que se desprende de la inspección de una trayectoria en el seno de un atractor extraño es que no muestra ninguna pauta repetitiva. Se asemeja a un comportamiento caótico, entendiendo aquí la expresión “caótico” en su acepción de “desordenado”, en el que no se pone de manifiesto ninguna forma de regularidad y que parece tomar, en cada momento, un rumbo impredecible. Sin embargo, se trata de trayectorias que están confinadas en un subespacio acotado del espacio de los estados, siendo este subespacio precisamente el atractor.

En la actualidad hay muchos sistemas que se consideran caóticos. Estos sistemas presentan un comportamiento muy complicado y se caracterizan por la imposibilidad de poder predecir los estados futuros a partir de los estados iniciales. Esta característica se refleja en el hecho de que al tratar de describirlos mediante la Física Clásica, aparecen ecuaciones diferenciales de órdenes superiores acopladas entre sí, formando un sistema y de las que a menudo no se conocen las condiciones de contorno adecuadas. La situación creada presenta un problema matemáticamente irresoluble en la mayor parte de los casos.

A principios de los sesenta Edward N. Lorenz se propuso estudiar un modelo simplificado de los fenómenos de circulación atmosférica, con el fin de mejorar las previsiones meteorológicas. Llegó a establecer un sistema dinámico de dimensión tres en lo que le parecía ser el modelo más simple que tenía las características del fenómeno estudiado. Resultó que este modelo presentaba pautas de comportamiento caótico

semejantes a las encontradas por Poincaré en el estudio del problema de los tres cuerpos.

Por su aspecto, este atractor se ha dado en llamar *máscara de Lorenz*, y presenta la propiedad de que la trayectoria no se cierra nunca (Fig. III.2). Cualesquiera que sean las condiciones iniciales, la trayectoria termina siendo atrapada por el atractor. Las ecuaciones que gobiernan el atractor de Lorenz son (Lorenz, 1963):

$$\begin{aligned}\frac{dx}{dt} &= \eta_1(x - y) + ax^2 \\ \frac{dy}{dt} &= \eta_2y + xz + bx^3 \\ \frac{dz}{dt} &= \eta_3z + xy - 0.07z^2\end{aligned}$$

donde η_1 , η_2 , η_3 , a y b son constantes.

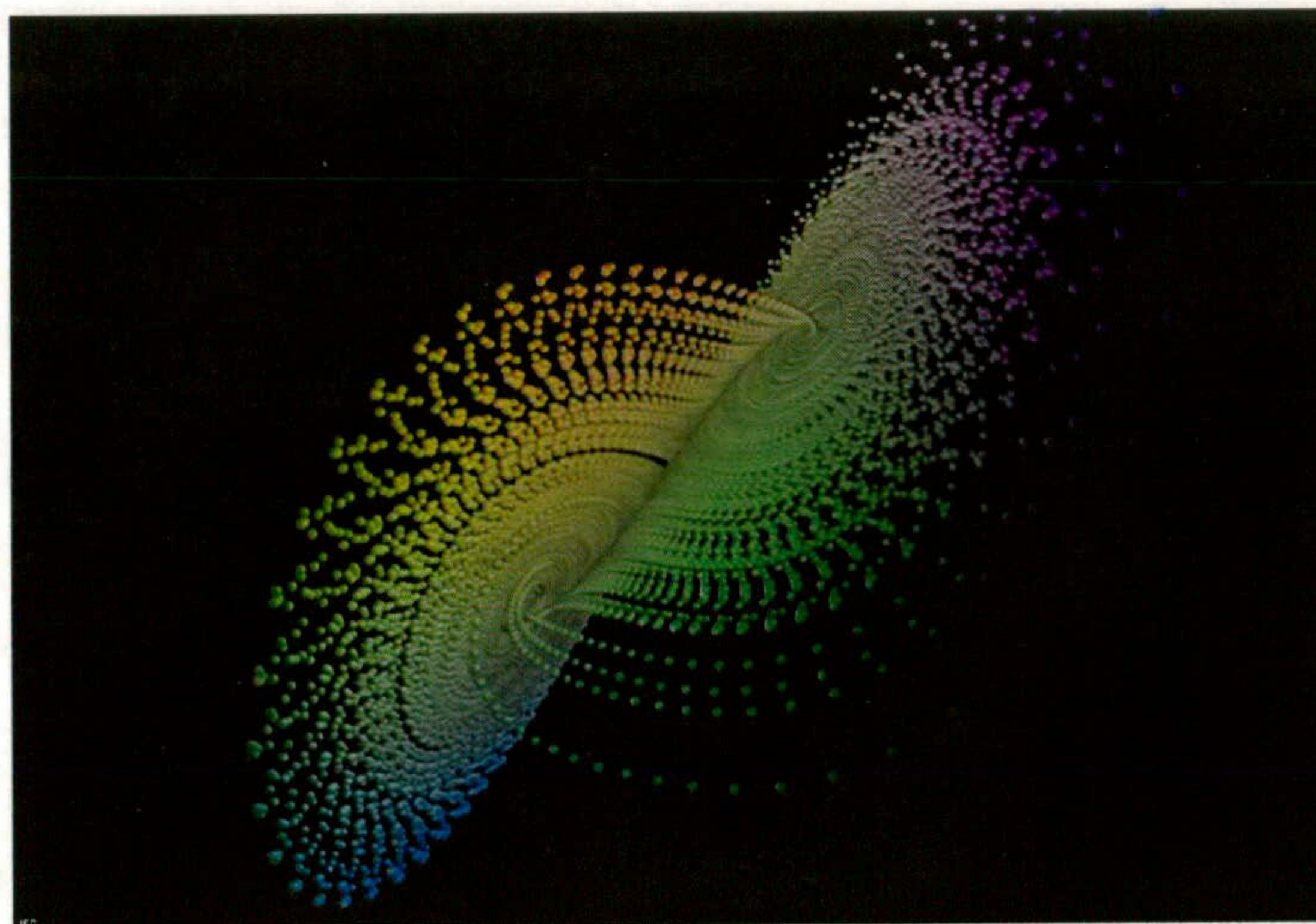


Figura III.2. La máscara de Lorenz.

Las propiedades más notables de un atractor extraño como el de Lorenz son las siguientes:

- i) *Hipersensibilidad a las condiciones iniciales*, lo que significa que una pequeña variación en las condiciones iniciales genera trayectorias de divergencia creciente (el “Efecto Mariposa”).

ii) *La dimensión en el espacio de los estados del atractor extraño no es entera, es decir, se trata de un objeto fractal.*

Con posterioridad, Rössler (1976) trató de determinar el sistema dinámico más simple que presentase un atractor extraño. El resultado es el atractor que lleva su nombre (Fig. III.3).

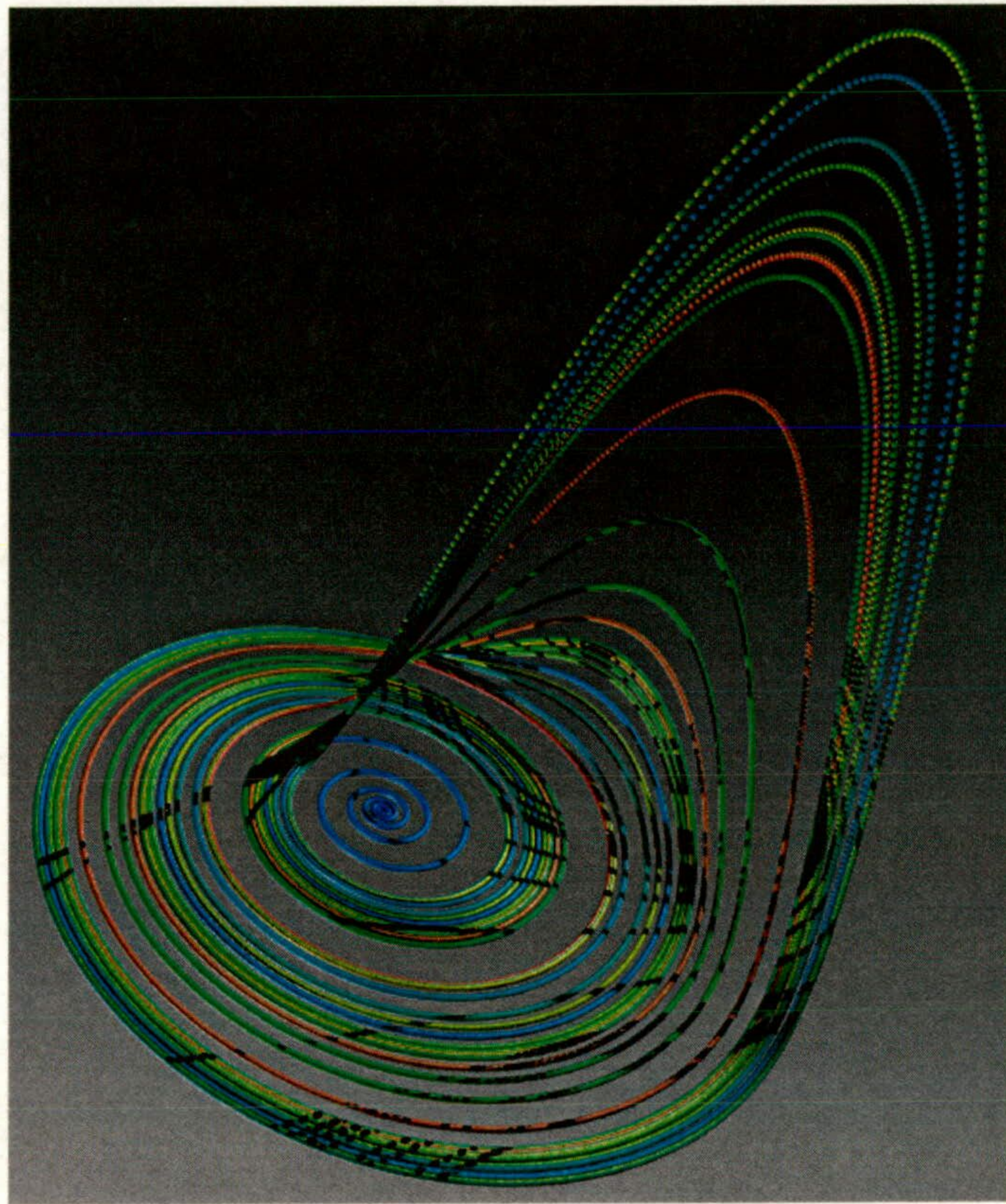


Figura III.3. El atractor de Rössler.

Las ecuaciones de Rössler son:

$$\begin{aligned}\frac{dx}{dt} &= -z - y \\ \frac{dy}{dt} &= x + ay \\ \frac{dz}{dt} &= b + z(x - c)\end{aligned}$$

donde a , b , y c son constantes. Efectivamente, el atractor conseguido por Rössler es tridimensional, como el de Lorenz, y de aspecto más simple.

Otro de los pioneros en el estudio del caos fue May, que en 1976 estudió una de las ecuaciones matemáticas que proporcionan un determinado tipo de caos denominado determinístico: *la ecuación logística* (Figura III.4).

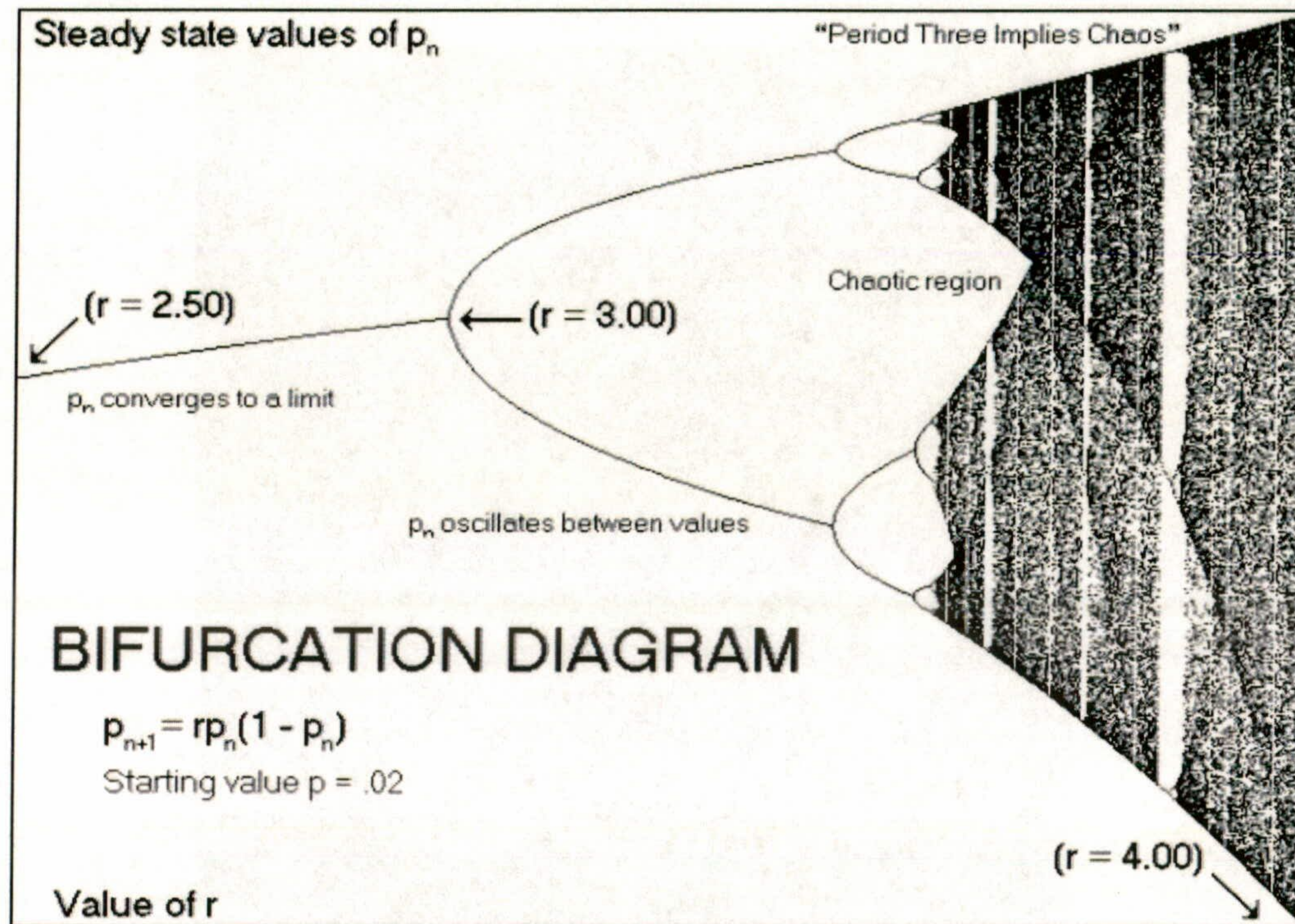


Figura III.4. Ecuación logística (después de May, 1976).

Esta ecuación es una relación recursiva en la forma:

$$x_{n+1} = a x_n (1 - x_n)$$

Bajo determinadas condiciones, en la representación gráfica de las parejas de valores (x_n, x_{n+1}) aparece un atractor del tipo puntual. Puede demostrarse (Turcotte, 1992), que para valores positivos de a , el punto fijo $x_f = 0$ es estable siempre que $0 < a < 1$, e inestable para $a > 1$. El otro punto fijo $x_f = 1 - \frac{1}{a}$ es estable para valores de a tales que $1 < a < 3$, e inestable si $0 < a < 1$ o bien $a > 3$. La interpretación es básicamente que el

proceso iterativo es convergente si escogemos el parámetro a dentro de unos límites convenientes (Posadas *et al.*, 1995).

Un punto de vista original en el estudio de los sistemas caóticos se debe a Shaw (1984). Shaw estudió el problema de la gota que cae desde un grifo mal cerrado (Fig. III.5). Utilizó los tiempos medidos para representar en un mapa de retorno lo que sería un atractor extraño: tomó los datos $t_1, t_2, t_3, \dots, t_i, t_{i+1}, \dots$ y representó en unos ejes cartesianos todas las parejas (t_n, t_{n+1}) , $n = 1, 2, 3, \dots$. Los estados t_n fueron representados en abscisas y los t_{n+1} en ordenadas. Tomando tres componentes consecutivas hubiera podido representarse un atractor tridimensional, de tal forma que el caso anteriormente mencionado sería la proyección de este en el plano XY.

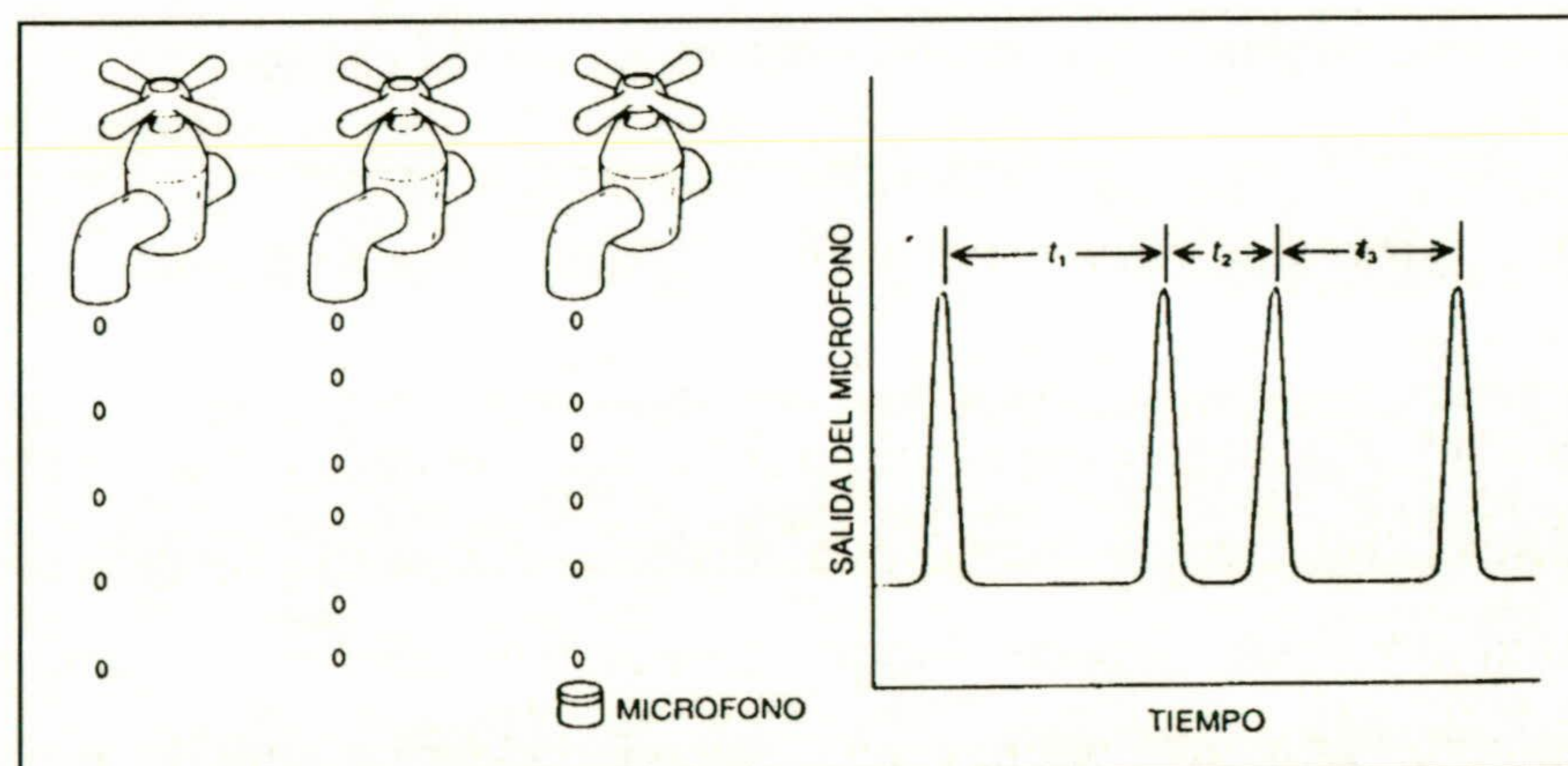


Figura III.5. El experimento de Shaw de la gota que cae desde un grifo mal cerrado.

Este método de construcción de atractores extraños a partir de una serie temporal se denomina "de Packard-Takens", y su universalidad radica en que no importa que magnitud física represente la serie temporal. Así, podríamos construir un atractor a partir de la secuencia de magnitudes de una serie sísmica, o de la secuencia de números que marcan la profundidad o incluso el tiempo transcurrido entre la ocurrencia de un sismo cualquiera y el siguiente. Sería una forma gráfica de intentar establecer las diferencias entre una serie de premonitores y otra de réplicas.

III.4. CARACTERIZACIÓN DEL CAOS MEDIANTE LA DIMENSIÓN FRACTAL

La definición matemática de un conjunto fractal es muy abstracta y poco útil para aplicaciones prácticas, pues se basa en la dimensión de Hausdorff-Besicovitch, difícil de tratar en casos concretos, como describe en detalle Barnsley (1988). Se ha demostrado que *la distribución espacial y temporal de los terremotos es una estructura fractal*, y se ha intentado extraer posible información útil para predecirlos desde sus variaciones temporales, espaciales y energéticas.

Las definiciones más prácticas de fractales son:

- *Cualquier conjunto con una dimensión D no entera es un fractal. Esta se verá como la más práctica en el análisis de datos experimentales.*
- *Muchos fractales son invariantes bajo transformaciones de escala, denominándose en estos casos auto-similares. Invariante bajo escala y auto-similaridad son expresiones conceptualmente idénticas. La dimensión fractal cuantifica la relación de escala, y en consecuencia, es una medida cuantitativa de un conjunto fractal. Para objetos naturales y referente a los procesos de crecimiento, esta medida hay que entenderla en un sentido estadístico. Los fractales no presentan una longitud característica, por lo que es imposible discernir el todo de la parte, sobre todo si la auto-similaridad es alta.*
- *Las curvas fractales son continuas en todos sus puntos y diferenciables en ninguno. Este es uno de los aspectos más revolucionarios de la geometría fractal, que impide el uso de la diferenciación ordinaria.*

Parece, pues, que la propiedad más significativa de un conjunto fractal es su dimensión. El problema es que existen diversas definiciones de dimensión fractal. En este apartado se van a exponer las definiciones más relevantes, algunas de las cuáles serán utilizadas en capítulos posteriores. Como criterio general, con d se hará referencia a la dimensión entera clásica o Euclídea y D se usará como un término genérico para designar las diferentes dimensiones fractales.

Con frecuencia el término “*dimensión de Hausdorff*” es usado de forma inapropiada en la estimación de dimensiones fractales, ocurriendo también que definiciones específicas de una dimensión fractal concreta son llamadas “la dimensión fractal”. Esto es el resultado de la vaga definición de fractal que dio en su libro Mandelbrot (1977), hecha pensando no excluir futuras investigaciones y descubrimientos en el campo de los fractales. Algunas de las más usuales van a ser descritas a continuación.

III.5.1. Dimensión Euclídea, d

También denominada clásica, es la dimensión que se percibe. Las dimensiones de una línea, plano y cubo son 1, 2 y 3, respectivamente. En física es común el tetradimensional espacio-tiempo, y los sismos pueden considerarse elementos de un espacio 5-dimensional: tres coordenadas espaciales, tiempo y magnitud. El valor entero de estas dimensiones coincide con los grados de libertad o número de variables independientes.

III.5.2. Dimensión de Similaridad, D_s

Es la que se calcula en los fractales denominados auto-similares o matemáticos, que son estructuras geométricas que se pueden generar mediante reglas matemáticas precisas. La característica general del proceso de generación de dichas estructuras es la aplicación reiterada de una transformación que trabaja sucesivamente sobre escalas de tamaño más pequeño, de manera que se obtienen estructuras auto-similares. El *conjunto de Cantor*, la *curva de Koch*, la *alfombra de Sierpinski* o la *esponja de Mengor* son ejemplos que describen perfectamente el conjunto de fractales sobre el que se aplica esta dimensión (Posadas *et al*, 1996a).

La dimensión de Similaridad puede ser calculada de manera analítica, y es el único caso de dimensión fractal calculable sin la ayuda del cálculo numérico. En general, se tiene que la dimensión de un objeto formado por n^d formas geométricas similares de tamaño $\frac{1}{n}$ es d , y esto está de acuerdo con la Dimensión Euclídea. Generalizando este resultado, se tiene que cuando un conjunto geométrico, en sentido

amplio, consta de b objetos similares de longitud característica $\frac{1}{a}$, se define su

Dimensión de Similaridad como:

$$D_s = \frac{\log b}{\log a}$$

Es importante resaltar que b significa número de objetos geométricos similares, que pueden ser segmentos, cuadrados, cubos, círculos, esferas, etc., mientras que $\frac{1}{a}$ hace referencia a una longitud característica de dicho objeto: longitud del segmento, lado del cuadrado, arista del cubo, diámetro del círculo, diámetro de la esfera, etc. Por ejemplo, si se divide un segmento de longitud unidad en dos partes iguales se tendrán 2^1 objetos similares, de longitud $\frac{1}{2^1}$. Si se repite el proceso de nuevo, se tendrán 2^2 objetos similares de longitud $\frac{1}{2^2}$. El proceso puede continuar indefinidamente, verificándose en cada paso que el valor de la expresión D_s permanece constante y es igual a uno:

$$\frac{\log 2^1}{\log 2^1} = \frac{\log 2^2}{\log 2^2} = \Lambda = 1$$

Se observa que en este caso la Dimensión de Similaridad coincide con la Dimensión Euclídea, mostrando que la dimensión de un segmento es 1. Si partiendo del mismo segmento se divide este en tres partes iguales y eliminamos la del centro, quedarán 2^1 objetos similares de longitud $\frac{1}{3^1}$, y si ahora se repite el proceso con cada uno de los dos segmentos, se tendrán 2^2 objetos de longitud $\frac{1}{3^2}$. Este proceso puede continuarse indefinidamente, y en cualquiera de los pasos se verifica la relación:

$$\frac{\log 2^1}{\log 3^1} = \frac{\log 2^2}{\log 3^2} = \Lambda = \frac{\log 2}{\log 3} = 0.6309$$

Puede observarse que en este ejemplo aparece un valor no entero de la Dimensión de Similaridad para el conjunto geométrico descrito. Este ejemplo resalta el hecho de que esta dimensión no está en contradicción con la Dimensión Euclídea, sino que se trata de una generalización del concepto tradicional de dimensión. D_S es la primera dimensión fractal que, sin embargo, solamente puede aplicarse a objetos geométricos que presentan una autosimilaridad estricta.

III.5.3. Dimensión de Hausdorff, D_H

La generalización natural de D_S para los objetos geométricos no estrictamente autosimilares es la *dimensión de Hausdorff*, que se define a través de un método de recubrimiento. Sean $D > 0$ y $\varepsilon > 0$ sendos números reales. Se recubre un conjunto S por k esferas, siendo sus diámetros menores que ε . Denotando el radio de las esferas por r_1, r_2, \dots, r_k , se define la medida de Hausdorff D -dimensional de S por:

$$M_D(S) = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \inf_{r_k < \varepsilon} \sum_{i=1}^k r_i^D$$

La dimensión de Hausdorff D_H del conjunto S es el valor de D para el que la medida de Hausdorff varía desde infinito a cero. Se entiende aquí esfera, en su sentido más amplio, como la superficie de un cuerpo d -dimensional. Considerando el caso 2-dimensional, se trataría de círculos.

D_H es una generalización de d y D_S , y puede ser aplicada a cualquier conjunto de puntos a través del método del recubrimiento, si bien es cierto que tanto su determinación matemática a nivel analítico como su estimación numérica a través de ordenador es laboriosa, por lo que se necesitan otras definiciones de D más útiles y prácticas a efectos de cálculo.

III.5.4. Dimensión de Capacidad, D_0

Es una variante práctica también llamada la dimensión de *box counting*, que como D_H está basada en el recubrimiento del objeto por un conjunto de esferas.

Kolmogorov (1959) introdujo la dimensión de capacidad de un conjunto S , llamada a veces *dimensión de Kolmogorov*, definiéndola como:

$$D_0 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log N(S, \varepsilon)}{\log 1/\varepsilon}$$

donde $N(S, \varepsilon)$ denota el número más pequeño de esferas de longitud característica $1/\varepsilon$ necesarias para recubrir el conjunto S (*recubrimiento mínimo*). La definición dada equivale a afirmar que:

$$N(S, \varepsilon) \propto (1/\varepsilon)^{D_0(S)}$$

con lo que queda puesto de manifiesto que existe una relación de tipo potencial entre el número de esferas y su longitud característica. Esta relación potencial aparece en todas las definiciones de dimensión fractal. De hecho, es necesario que esto sea así, al no haber otra función invariante bajo cambios de escala que la potencial, pues verifica $f(x) \propto f(\lambda x)$, $\forall \lambda$.

D_0 debe interpretarse como un caso particular de D_H , en el que la longitud característica ε de las esferas es una constante. Se verifica además:

$$D_0 \leq D_H \leq d$$

relación que puede aplicarse para discernir objetos fractales que presentan el mismo valor para D_0 , y que no tienen por qué presentar el mismo valor de D_H . Al igual que en todos los demás casos, D_0 coincide con todas las otras dimensiones fractales para el caso de objetos con formas Euclídeas.

D_0 es una medida geométrica que no tiene en cuenta el número de puntos del objeto que han sido recubiertos por una esfera, con lo que su aplicación no es idónea para estudiar fenómenos de agrupamiento (*clustering*) en objetos que presentan una

distribución no uniforme de puntos, pues un importante aspecto de la estructura más fina de la distribución fractal se perdería.

La determinación práctica de D_0 se lleva a cabo reemplazando ε por una variable discreta y usando la métrica Euclídea. El Teorema Box-Counting nos permite definir la *dimensión de box counting* (Goltz, 1997):

$$D_0 = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\log N_n(S)}{\log(2^n)}$$

donde, para el caso bidimensional, $N_n(S)$ representa el número de cuadrados de lado $\frac{1}{2^n}$ necesarios para cubrir el conjunto S en el plano, o bien el número de cuadrados de lado $\frac{1}{2^n}$ que contienen al menos un punto del conjunto S . Para el caso tridimensional,

$N_n(S)$ representa el número de cubos de arista $\frac{1}{2^n}$ que contienen al menos un punto del conjunto S . Esta definición es la base para todo programa de ordenador tendente a calcular esta dimensión fractal.

Para el caso de conjuntos Euclídeos, la igualdad entre d y D_0 es manifiesta, como puede verse en los dos casos siguientes, correspondientes al cálculo de la dimensión D_0 para un segmento de línea y para un cuadrado. Para un segmento de línea se tiene que $N_1(l) = 2$, $N_2(l) = 4$, $N_3(l) = 8$ y en general, $N_n(l) = 2^n$, así que se obtiene:

$$D_0 = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\log N_n(S)}{\log(2^n)} = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\log(2^n)}{\log(2^n)} = 1$$

Para el caso de un cuadrado se tiene que $N_1(//) = 4$, $N_2(//) = 16$, $N_3(//) = 64$ y en general, $N_n(//) = 4^n$, con lo que:

$$D_0 = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\log N_n(S)}{\log(2^n)} = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\log(4^n)}{\log(2^n)} = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\log(2^{2n})}{\log(2^n)} = 2$$

En general, los conjuntos sobre los que tratamos en la Naturaleza no son euclídeos, por lo que el cálculo de D_0 no será tan simple. Si además se tiene en cuenta la condición $\lim_{n \rightarrow \infty}$, queda claro que D_0 sólo puede ser calculada con ayuda del cálculo numérico y de un ordenador. El proceso consiste en ir recubriendo sucesivamente el conjunto S con hipercubos cada vez más pequeños y contando el número de elementos de ese recubrimiento que contienen al menos un punto de S . Entonces se representa gráficamente $\log N_n(S)$ en función de $\log(2^n)$, ajustando a una recta la nube de puntos obtenida. La pendiente de esta recta será el valor aproximado de D_0 .

III.5.5. Dimensión de Información, D_1

La extensión de la definición de D_0 conduce a la *dimensión de información* D_1 , especialmente aplicable en distribuciones aleatorias de puntos. El conjunto S se recubre con el mínimo número $N(S, \varepsilon)$ de esferas de longitud característica ε (diámetro); entonces se calcula la probabilidad $P_i(S, \varepsilon)$ de que un punto elegido aleatoriamente se encuentre en la esfera i . La información que aporta cada celda es $I_i(S, \varepsilon) = -\log P_i(S, \varepsilon)$, con lo que la expresión:

$$I(S, \varepsilon) = \sum_{i=1}^{N(S, \varepsilon)} -P_i(S, \varepsilon) \log P_i(S, \varepsilon)$$

denominada *entropía de información*, mide la información media de encontrar una esfera que contenga al menos un punto dentro. $I(S, \varepsilon)$ representa una medida de la *impredecibilidad*: si los puntos están uniformemente distribuidos en S , $I(S, \varepsilon)$ se hace máxima (predecibilidad mínima). En el caso extremo, considerando que todos los puntos se encuentran agrupados dentro de la misma esfera i , se tiene $P_i = 1$ y $P_j = 0$, $j \neq i$, siendo $I(S, \varepsilon) = -1 \cdot \log 1 = 0$ (máxima predecibilidad).

Se define la *dimensión fractal* como:

$$D_1 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{I(S, \varepsilon)}{\log(1/\varepsilon)}$$

El método de cálculo es básicamente el mismo que el utilizado para D_0 : se representa gráficamente $I(S, \varepsilon)$ en función de $\log(1/\varepsilon)$, ajustándose posteriormente la nube de puntos representada a una recta. La pendiente de esta recta será la dimensión D_1 . La Dimensión de Información constituye una generalización natural de D_0 : si todas las probabilidades fuesen iguales, $P_i(S, \varepsilon) = \frac{1}{N(S, \varepsilon)}$, entonces sería:

$$I(S, \varepsilon) = \sum_{i=1}^{N(S, \varepsilon)} -\frac{1}{N(S, \varepsilon)} \log \frac{1}{N(S, \varepsilon)} = \sum_{i=1}^{N(S, \varepsilon)} \frac{1}{N(S, \varepsilon)} \log N(S, \varepsilon) = \frac{N(S, \varepsilon)}{N(S, \varepsilon)} \log N(S, \varepsilon)$$

quedando $D_1 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log N(S, \varepsilon)}{\log(1/\varepsilon)} = D_0$.

Otro resultado importante es que si los puntos de S se distribuyen uniformemente en el espacio d -dimensional, D_1 se transforma en d , pues en este caso $P_i(S, \varepsilon)$ depende solamente de la longitud característica de la esfera, siendo $P_i(S, \varepsilon) \propto \varepsilon^d$, con lo que sustituyendo en la expresión:

$$I(S, \varepsilon) = \sum_{i=1}^{N(S, \varepsilon)} -P_i(S, \varepsilon) \log P_i(S, \varepsilon)$$

se obtiene el resultado. Así, la definición de D_1 está también en concordancia con la noción intuitiva de dimensión empírica.

Como ya se vio en el segundo capítulo, la distribución uniforme es la que mayor entropía de información presenta, con lo que puede concluirse que si la distribución de los datos no es uniforme, necesariamente se verificará que la dimensión de información es menor o igual que la dimensión de "box counting", $D_1 \leq D_0$. Según lo visto, puede

decirse que D_1 cuantifica la no uniformidad de una distribución de puntos, concretamente, cuanto menor sea el valor de D_1 , menos uniformidad presentará la distribución, característica que hace idónea esta dimensión fractal para estudiar fenómenos de clustering ocurridos en procesos naturales. Asimismo, esta dimensión fractal puede servir para discernir entre dos situaciones aparentemente idénticas, caso de haber presentado la misma dimensión D_0 .

La determinación práctica de D_1 es análoga a la determinación de D_0 : para cada recubrimiento minimal de S , esto es, un recubrimiento que usa el mínimo número de esferas de longitud característica ε para cubrirlo, se calculan las probabilidades aplicando:

$$P_i(S, \varepsilon) = \frac{N_i(S, \varepsilon)}{\|S\|}$$

donde $\|S\|$ es el número total de puntos del conjunto S . Se representa gráficamente $I(S, \varepsilon)$ en función de $\log(1/\varepsilon)$ y se ajusta a una recta la nube de puntos obtenida, siendo la pendiente de esta recta la dimensión D_1 .

III.5.6. Dimensión de Correlación, D_2

Una generalización posterior de D_1 conduce a la *dimensión de correlación* D_2 , que no está basada en el recubrimiento del conjunto estudiado, sino en la distancia entre parejas de puntos del conjunto. En primer lugar se calculan las distancias entre todos los N puntos distintos usando, por ejemplo, la norma euclídea:

$$\|x_i - x_j\| = \sqrt{\sum_{k=1}^d (x_{i,k} - x_{j,k})^2}$$

o la norma del máximo:

$$\|x_i - x_j\| = \max_{k=1}^d (x_{i,k} - x_{j,k})$$

donde d es la dimensión del espacio de recubrimiento.

La *función de correlación* se define como:

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{\substack{i,j=1 \\ i \neq j}}^N \Theta(r - \|x_i - x_j\|)$$

donde Θ es la función de Heavyside ($\Theta = 0$ si el argumento es menor que cero, y $\Theta = 1$ en cualquier otro caso). Para un conjunto fractal, la función de correlación sigue una ley potencial dependiendo de r :

$$\lim_{r \rightarrow 0} C(r) \propto r^{D_2}$$

Así:

$$D_2 = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log C(r)}{\log r}$$

$C(r)$ representa la probabilidad de encontrar dos puntos en la misma esfera o, en otras palabras, mide el número de puntos x_j que están correlacionados con otros en una esfera de radio r alrededor de los puntos de referencia x_i . Puede demostrarse (Goltz, 1997) que $D_2 \leq D_1$, con lo que se tendría la relación:

$$D_2 \leq D_1 \leq D_0 \leq d$$

D_2 ajusta mejor en esferas densamente pobladas que en otras cuyos puntos están más esparcidos. Esta última generalización muestra mejoras estadísticas y si se consulta lo publicado en este tema puede verse que cuando se analizan conjuntos de datos del mundo real la dimensión de correlación es la mejor medida encontrada para las escalas fractales.

La determinación práctica de D_2 se basa en el trabajo de Grassberger y Procaccia (1983) que han mostrado que la forma más efectiva de calcular $C(r)$ es construyendo esferas alrededor de puntos fijos x_i y contando el número de puntos que hay en el interior de estas esferas. Este método se denomina "sphere counting" y se realiza aplicando el algoritmo de Grassberger-Procaccia, aunque lo usual es que, si el número de puntos N es grande, se aplique sobre un número finito de puntos de referencia, $N_{ref} < N$, al objeto de ganar tiempo de cálculo informático. Así, la expresión:

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{\substack{i,j=1 \\ i \neq j}}^N \Theta(r - \|x_i - x_j\|)$$

queda transformada en esta otra:

$$C(r) = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{1}{N_{ref}} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N_{ref}} \sum_{j=1}^N \Theta(r - \|x_i - x_j\|)$$

A efectos prácticos se puede obtener D_2 como:

$$D_2 = \lim_{N \rightarrow \infty} \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log C(r)}{\log r}$$

donde D_2 se define como la pendiente de la recta ajustada a la nube de puntos $(\log r, \log C(r))$. La expresión $\lim_{r \rightarrow 0}$ hay que entenderla en su sentido físico, esto es, se mide la pendiente de la recta que mejor se ajusta a los primeros puntos, correspondientes a los menores valores de r , que van a tener un coeficiente de correlación próximo a 1 (Grassberger and Procaccia, 1983), aunque hay que decir que en las aplicaciones prácticas reales hay que desechar los valores de r muy pequeños. De forma similar, la expresión $\lim_{N \rightarrow \infty}$ hay que entenderla en el sentido de contar con todos los puntos. En relación con N , un estudio reciente de Hong and Hong (1994) muestra

que existe un número de puntos mínimo N_{min} para obtener un valor de D_2 dentro de un cierto orden esperado y que ha de ser:

$$N_{min} > \sqrt{2}(\sqrt{27.5})^{D_2}$$

Por ejemplo, si se espera un valor de D_2 próximo a 3 harán falta un mínimo de 204 puntos. La anterior expresión sirve para contrastar resultados *a posteriori*, de modo que si se ha obtenido un valor no acorde con el número de puntos utilizado, se puede desestimar dicho valor o volver a repetir el proceso de cálculo.

III.5. LA LITOSFERA COMO SISTEMA CAÓTICO.

De acuerdo con la Tectónica de Placas, la deformación de la corteza tiene lugar en las fronteras entre las mayores placas superficiales, reproduciéndose todos los fenómenos relativos al proceso a menor escala, aunque de manera semejante, en el interior de cada placa, multifracturadas internamente la totalidad de ellas. En el modelo idealizado actual de la tectónica de placas hay varios tipos fundamentales de contactos o interacciones entre placas: dorsales oceánicas, zonas de colisión y entre ellas las de subducción y fallas transformantes. Sin embargo, la deformación de la corteza es mucho más complicada y generalmente está asociada a una zona bastante más extensa que los bordes de las placas.

Las placas rígidas que conforman la corteza están como "flotando" sobre una capa subyacente de mayor densidad que ellas, formando un gigantesco puzzle donde cada una de ellas está confinada en todo su contorno por otras. Las altas temperaturas en el interior de la Tierra, las corrientes de convección que se originan, incluso el movimiento de rotación del Planeta (que induce una aceleración en las placas) pueden ser algunas de las causas directamente responsables del movimiento de las placas entre sí. Este movimiento puede ser de diversas formas, desde desplazamientos transversales, hasta el hundimiento de una placa bajo otra, en las llamadas zonas de subducción, pasando por la colisión frontal continental con fuerte compresión.

Estos bordes entre placas con fuerte rozamiento entre ellas, e internamente en cada placa, originan a medio y largo plazo tensiones, que se manifiestan en la fractura de la roca, provocando entonces el fenómeno sísmico. La sismicidad asociada a estas deformaciones pone de manifiesto su complejidad y es a partir del análisis de esta sismicidad que podemos deducir características en cuanto a la deformación, la red de fracturas, su evolución en el tiempo, etc.

Los fenómenos físicos que tienen lugar en las zonas entre-placas así como en las zonas de debilidad intra-placa (fisuras, dislocaciones, etc...), son de una complejidad extraordinaria, involucrando leyes de la Mecánica (fenómenos de fracturación), la Termodinámica (cambios de fase, transferencias de calor, etc...) y el Electromagnetismo (cambio de resistividad de rocas, cambios de potencial y corrientes telúricas, etc...). Se está, por tanto, ante un sistema gobernado por unas leyes que no son deterministas, pero que distan mucho más de ser aleatorias. Estas características son propias de la dinámica caótica, y es por esto por lo que el estudio de la corteza, como sistema no lineal, se ha abordado desde diversos puntos de vista: estudio de la dimensión fractal de alguna característica del sistema (p.e., Aviles y Scholz, 1985; Hirata, 1987, 1989a, 1989b; Hirata *et al*, 1987; Scholz, 1982; Scholz y Aviles, 1986; Sornette y Sornette, 1989; Turcotte, 1986a, 1986b, 1989, 1992), su representación en leyes de potencia que manifiestan un estado de criticalidad autoorganizada (p.e., Bak, 1991; Bak y Tang, 1989; Bak *et al*, 1987, 1988; Sotolongo *et al*, 1989), determinación de atractores clásicos y extraños (p.e., Crutchfield *et al*, 1986), etc.

Se ha intentado modelar el comportamiento dinámico de las placas, partiendo de la hipótesis de que los terremotos se originan en fallas preexistentes. Los modelos de bloques deslizantes han sido utilizados por los investigadores (Burridge y Knopoff, 1967; Dieterich, 1972; Rundle y Jackson, 1977; Cohen, 1977; Cao y Aki, 1984, 1986). Variando las condiciones iniciales, como tensión entre bloques, aceleración inicial de alguno de ellos, forma del acoplamiento entre ellos, número de bloques acoplados, etc., se han estudiado diferentes aspectos relacionados con la dinámica del sistema. Se han podido simular series de precursores, réplicas, enjambres o *swarms*, estadísticas de terremotos, etc. Gu *et al* (1984) encontraron oscilaciones que entraban dentro del comportamiento caótico, Nussbaum y Ruina (1987) usaron un modelo de dos bloques deslizantes, simétricos espacialmente, y encontraron un comportamiento de doble

período, Huang y Turcotte (1990b) estudiaron este mismo modelo, pero sin simetría espacial, obteniendo un comportamiento caótico clásico. Carlson y Langer (1989) usaron un modelo compuesto por muchos bloques, encontrando también un comportamiento caótico.

Los modelos de bloques deslizantes son una analogía simple de cómo evolucionan las fallas en la corteza terrestre. De cualquier forma, el comportamiento caótico de estos sistemas simuladores sencillos y con un bajo grado de dimensionalidad indica claramente que los sistemas naturales se comportan también caóticamente. Por lo dicho anteriormente, es razonable concluir que los fenómenos de fracturación presentes en las fallas son un ejemplo de caos determinístico, y por tanto, que la Litosfera es un sistema que puede tratarse como caótico en algunos contextos determinados (Posadas et al, 1996).

III.6. LA INFORMACIÓN MUTUA Y LA CARACTERIZACIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA.

Shaw (1984) utilizó mapas de retorno y el concepto de Información basado en la entropía de Shannon para estudiar, bajo un punto de vista diferente, la evolución de un sistema dinámico. Se trataba de determinar en términos de evolución entrópica los estados futuros del sistema a partir de los presentes y pasados. La entropía de Shannon involucra probabilidades, y recibe este nombre por la similitud de la expresión que la define con la entropía de la Termodinámica y Mecánica Estadística de Boltzmann, Gibbs o Szilard, tal y como se ha expuesto en el capítulo II de esta Memoria de Investigación.

Shannon (1948) y Shannon y Weaver (1949), discutieron formalmente la transmisión de la información y admitieron como hipótesis que un sistema dinámico comunica alguna información acerca de su pasado, p_i , aunque no sea necesariamente toda, al futuro p_f , a través de un canal del cual se conocen sus propiedades estadísticas,

$P_{f/i}$.

La magnitud física que posee los requerimientos naturales que se le exigen a la Información es conocida en Termodinámica como Entropía (Guiasu, 1977). En Teoría de la Información la entropía representa una medida del grado de desconocimiento o incertidumbre, en términos probabilísticos, de la evolución de un sistema o en una determinada situación.

Como se ha discutido en el capítulo II, la expresión para la entropía se puede presentar bajo dos formas diferentes, según se esté tratando un caso discreto o un caso continuo será, para casos discretos:

$$H = -\sum_{i=1}^n p_i \log p_i$$

y para casos continuos:

$$H = -\int p(x) \log p(x) dx$$

La variable aleatoria X pertenece al sistema dinámico sobre el que se esté trabajando, y los distintos valores que X pueda tomar, se corresponderían con los distintos estados que el sistema pueda presentar. Concretamente, la variable aleatoria X va a ser una porción de corteza terrestre previamente definida (la zona en estudio), y los distintos valores que X puede tomar serían los distintos estados que se podrían observar en el sistema a lo largo del tiempo.

Esta Tesis Doctoral no se centra únicamente en cuantificar la evolución del sistema en términos entrópicos, esto es, la determinación de unos estados que incluso podrían elegirse a priori y el cálculo del valor de su entropía. Así, no es cometido único de este trabajo determinar un modelo que nos permita asignar probabilidades a la zona en estudio, haciendo una observación de la zona cada determinado número de días y asignándole una probabilidad a cada observación, para poder tener el valor de esa entropía correspondiente al período de observación. Uno de los objetivos fundamentales de esta Tesis Doctoral es determinar si existe alguna relación entre estados pasados del sistema dinámico y sus estados futuros. Concretamente, si el estudio de la actividad sísmica de determinada zona en un momento dado, puede aportar alguna información

acerca del estado futuro de esa actividad. Una forma posible de cuantificar esa dependencia es mediante las funciones de autocorrelación entre variables, pero presentan el inconveniente de que sólo miden la dependencia lineal entre las mismas, obviando otras posibles interrelaciones. Fraser y Swinney (1986) sugieren el uso de la "Información Mutua" como una medida de la dependencia general de cualquier tipo, y no solo lineal, entre dos variables. El concepto de Información Mutua entre dos estados está basado en la disminución del desconocimiento del segundo estado, que se produce como consecuencia de poder conocer el primero, tal y como se ha detallado en el capítulo anterior.

La Información Mutua, como se vio en el capítulo II, viene dada por:

$$\mu_I(X;Y) = \sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x,y) \log \frac{p(x,y)}{p(x)p(y)} = D(p(x,y) \parallel p(x)p(y))$$

donde X e Y son dos variables aleatorias con distribución conjunta de probabilidad $p(x,y)$ y con distribuciones marginales $p(x)$ y $p(y)$.

La Información Mutua es una medida de la independencia entre X e Y , lo cual nos permite interpretar que cuantifica la dependencia que hay entre ellas, entendiendo esta dependencia en su aspecto más amplio o universal, sin considerar ni entrar en detalles sobre cuanto de dependencia lineal, cuanto de dependencia cuadrática o que tipo de relación en regresión guardan las dos variables entre sí. La Información Mutua entre variables se interpreta también como la cantidad de información que una variable contiene sobre la otra y, como se ha probado en el capítulo II, representa la disminución en la incertidumbre de una variable debido al conocimiento que se tiene sobre la otra.

En el contexto de los estados actuales y futuros de la actividad sísmica, conviene redefinir la Información Mutua en términos más convenientes. Se parte de un conjunto de estados, S , en un determinado instante, que se considera inicial, y de los mismos datos, Q , transcurrido cierto intervalo de tiempo τ , verificándose que:

$$S(t + \tau) = Q(t).$$

La Información Mutua (μ_I) entre los estados S y Q se escribe entonces como (Posadas *et al*, 2000):

$$\mu_I(S, Q) = H(S) + H(Q) - H(S, Q),$$

donde $H(S, Q)$ es la entropía conjunta de S y Q , para la que Fraser (1989) y Kaneko (1986) emplearon la expresión:

$$H(S, Q) = - \int P(s, q) \log P(s, q) ds dq.$$

La expresión para μ_I en el caso discreto puede transformarse en otra ecuación equivalente (Meyer *et al*, 1989). Jumarie (1990) introduce la siguiente notación, basada en la distancia de Kullback-Leibler entre distribuciones de probabilidad, que resulta mucho más adecuada con fines prácticos y ha sido adoptada por Posadas *et al* (2002a) al estudio de la sismicidad:

$$\begin{aligned} \mu_I(S, Q) &= \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m P_{sq}(s_i, q_j) \log_2 \frac{P_{sq}(s_i, q_j)}{P_s(s_i) P_q(q_j)} = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m P_{sq}(s_i, q_j) \log_2 \frac{P_{sq}(q_j / s_i) \cdot P_s(s_i)}{P_s(s_i) \cdot P_q(q_j)} \\ &= \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m P_{sq}(s_i, q_j) \log_2 \frac{P_{sq}(q_j / s_i)}{P_q(q_j)} \end{aligned}$$

donde $P_s(s_i)$ son las probabilidades de los estados iniciales o pasados (estado i), $P_q(q_j)$ las probabilidades de los estados finales o futuros (estado j , concretamente), $P_{sq}(q_j / s_i)$ las probabilidades condicionadas de los estados finales a los iniciales y $P_{sq}(s_i, q_j)$ las probabilidades conjuntas de los estados S y Q .

Para el caso de la actividad sísmica de una región, difícilmente se presentará una independencia entre ambos estados. De hecho, se parte de la hipótesis de que la sismicidad de una determinada zona en un instante dado tiene mucho que ver con la

sismicidad de esa zona en un instante posterior. En base a esto, se pretende, previa aplicación de un modelo de propagación de la actividad sísmica, comparar en dos instantes diferentes el estado de dicha actividad, midiendo la Información Mutua entre ambos estados. Tomando diferentes instantes de tiempo y diferentes tamaños de cuadrícula superficial en la zona de estudio, aparecerán distintos valores para la Información Mutua, siendo de especial interés aquellos intervalos de tiempo y tamaños de cuadrícula con los que se obtienen los valores máximos de μ_I , pues presentarán la situación de mayor dependencia o relación óptima entre estados. De esta forma se pretende buscar tiempos característicos en cada región sísmicamente activa, que tendrían que ver, en principio, con los ciclos temporales de presentación de la actividad, así como de tamaños característicos en la cuadrícula, que aportarían información sobre el tamaño de la falla activa o, en principio, del tamaño característico de los clusters de actividad en esa zona. Sin embargo, la información más significativa que aporta este análisis son las probabilidades obtenidas. Estas probabilidades tendrán un significado preciso en cuanto que definirán, para un espacio y un tiempo dado, la capacidad de activación sísmica de una determinada zona, de gran interés en la estimación de la evolución espacio-temporal de la ocurrencia de terremotos.

III.7. RESUMEN Y CONCLUSIONES.

La Naturaleza, en muchos de sus aspectos, presenta un comportamiento caótico. Los sistemas físicos con este comportamiento se analizan básicamente asociándoles a cada sistema un diagrama de estados o fases. Si se atiende a los comportamientos estacionarios o asintóticos en el tiempo, aparecen los conjuntos límite, que permiten una clasificación más precisa al quedar reducido el número de elementos diferentes que pueden aparecer. Cuando alguno de estos conjuntos límite verifica ciertas condiciones, se dice de él que es un atractor, verificando las propiedades:

- i) *Las soluciones con condiciones iniciales dentro del atractor permanecen siempre en él.*

ii) En el entorno del atractor *existe un conjunto de puntos*, denominado cuenca de atracción, tal que *las soluciones que tienen condiciones iniciales en dicho conjunto tienden asintóticamente al atractor*.

Estos atractores se clasifican en cuatro tipos: puntuales, de ciclo límite, de flujo toroidal y extraños o caóticos. De todos estos, *tienen especial interés para este trabajo los caóticos. Presentan estructura fractal, y básicamente se trata de trayectorias generadas determinísticamente que, sin embargo, no presentan una pauta regular en su comportamiento*. Como en el caos las correlaciones temporales desaparecen después de un tiempo, la principal característica de los sistemas caóticos es que no se puede garantizar que conociendo el estado del sistema en un instante dado, puedan determinarse las características del estado del sistema en un instante posterior.

La Litosfera es uno de esos sistemas físicos de la Naturaleza que puede estudiarse entendiendo que presenta un comportamiento caótico. Múltiples factores intervienen para que esto sea así. La sismicidad asociada a la deformación de la corteza pone de manifiesto la complejidad de esta dinámica, cuyo estudio ha sido abordado desde diversos puntos de vista: estudio de la dimensión fractal de alguna característica del sistema, leyes de potencia que manifiestan un estado de criticalidad autoorganizada, determinación y estudio de atractores clásicos y extraños, modelización del comportamiento dinámico de las placas mediante bloques deslizantes, etc.

Shaw (1984) utiliza el concepto de Información basado en la entropía de Shannon para estudiar, desde un punto de vista diferente, la evolución de un sistema dinámico, tratando de determinar en términos de evolución entrópica los estados futuros a partir de los presentes y pasados.

Del análisis de las distintas técnicas aplicadas a comportamientos caóticos destacamos lo siguiente:

- Como el sistema que se pretende modelar es una determinada región sísmicamente activa, y las variables con las que se trabaja son los distintos estados de su evolución, *se ha utilizado la Información Mutua como una medida de la dependencia*

entre dos estados (Fraser y Swinney, 1986), al objeto de *cuantificar la influencia de la actividad sísmica pasada (estado inicial) en la actividad sísmica futura (estado final)*.

- *La cuantificación de la dependencia entre estados mediante las funciones de autocorrelación no es adecuada ya que sólo miden la dependencia lineal, mientras que la Información Mutua nos permite obtener un valor de la dependencia sin atender a su carácter funcional.*

- *La utilización de la Información Mutua para el estudio de la evolución de la actividad sísmica de una zona empleando variables ligadas al espacio y al tiempo indica la conveniencia de usar la distancia de Kullback-Leibler tal como han propuesto Posadas et al (2000) y Posadas et al (2002a y 2002b).*

- *Mediante la aplicación de diversos tests (como se llevará a cabo en los capítulos V y VI) se comprueba que para procesos completamente aleatorios la Información Mutua no tiene máximos, mientras que en los procesos con fuerte dependencia espacial o temporal presenta máximos.*

- *Se han definido algunas de las dimensiones fractales más útiles (de capacidad, de información y de correlación, Goltz, (1997)) con el fin de desarrollar en capítulos posteriores una forma de cuantificar la bondad del modelo aplicado a través de los tests realizados.*

**EL MODELO DE PROPAGACIÓN
DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA**

CAPÍTULO IV.

EL MODELO DE PROPAGACIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA

IV.1. INTRODUCCIÓN.

La propagación de la actividad sísmica en el espacio y en el tiempo refleja los complicados procesos de fracturación gobernados por las leyes del rozamiento y por el valor del “strenght”. Numerosos trabajos empíricos han puesto de manifiesto la relación entre sismicidad y fracturación (p.e., Brown et al., 1991; Carlson & Langer, 1989; Sornette, 1991; Spicak, 1988; Spicak & Lokajicek, 1986; Spicak et al., 1986), y los modelos que se proponen para caracterizar la propagación espacial y temporal de los eventos sísmicos presenta un alto grado de complejidad (p.e., Posadas et al., 1993a; Posadas et al., 1993b). En este trabajo la propagación espacio-temporal de la actividad sísmica la denominamos *propagación de la actividad sísmica* o simplemente *propagación sísmica*.

La Información Mutua se ha revelado como una fuente útil en el establecimiento de modelos de propagación de la actividad sísmica, enfocados en términos de probabilidades. En esta Tesis, el objetivo es establecer una metodología para abordar el problema de forma genérica, independiente del modelo de propagación que se proponga. En el presente trabajo se aplica la Información Mutua en el desarrollo de un modelo simple, cuya ampliación o generalización puede conseguirse paulatinamente a partir de lo desarrollado aquí. La razón del porqué se ha elegido un modelo simple para iniciar esta línea de investigación es doble: en primer lugar, poder interpretar los resultados obtenidos de forma clara; en segundo lugar, se pretende poner a punto una técnica que posteriormente pueda ser aplicada a distintas regiones sísmicamente activas.

La técnica aquí propuesta se basa en la determinación y posterior maximización de la Información Mutua μ_I ; este parámetro, estrechamente relacionado con la entropía de un estado, puede proporcionar una caracterización probabilística de la evolución en el espacio y en el tiempo de los terremotos de una región. Se seleccionan intervalos espacio-temporales en los que se considera la probabilidad de activación sísmica que, al ser introducida en el modelo de propagación de la actividad que va a proponerse, permite obtener un valor de la Información Mutua; el proceso se itera siguiendo un algoritmo genético y se obtendrá una secuencia con los distintos valores de μ_I , en orden creciente, observándose que, a partir de un determinado número de iteraciones, la Información Mutua tiende a estabilizarse próxima a un valor máximo, siendo éste el estado óptimo de interrelación entre estados. Las hipotéticas probabilidades asignadas al modelo en ese instante, con cuyos valores se ha maximizado la μ_I , son muy próximas a las reales, por lo que se toman como tales. De esta forma, la propagación de la actividad sísmica en la zona de estudio queda caracterizada mediante probabilidades de activación del fenómeno sísmico.

IV.2. CARACTERIZACIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA.

Para cuantificar la evolución de la actividad sísmica de una determinada región en un tiempo dado es necesario discretizar, tanto espacial como temporalmente, la sismicidad que se quiere analizar. En lo espacial el procedimiento seguido consiste en

efectuar un proceso de mallado, que divide el área de estudio en una serie de cuadrículas o celdas del mismo tamaño β . Asimismo se efectúan diversas divisiones del intervalo temporal, denominadas pasos τ . Combinando de forma cartesiana todas las celdas β con todos los pasos τ , se encuentra una combinación celda-paso que presente μ_I máxima.

En cada partición habrá celdas activas y celdas inactivas, entendiéndose esta activación según un criterio razonable. En este trabajo el criterio empleado es considerar la celda activada cuando en ella se hayan producido un número de sismos superior a la media. Otras posibilidades serían considerarla sísmicamente activada cuando en ella el número de sismos fuese superior a un valor umbral previamente establecido o bien cuando en ella se hubiera producido algún sismo de magnitud superior a una magnitud umbral, previamente establecida. En posteriores trabajos de investigación se compararán los resultados obtenidos con los distintos criterios. No obstante, las conclusiones extraídas deberán circunscribirse al criterio ahora escogido.

Para obtener la combinación celda-paso que maximiza μ_I se representan los mapas de evolución de la actividad sísmica, tantos como marque el valor del paso más uno. En ellos aparecen las celdas activadas en negrita y las desactivadas en blanco, correspondiendo el primero de ellos al instante inicial T , el segundo al instante $T + \tau$, el tercero al $T + 2\tau$ y así sucesivamente. Esta colección de mapas caracteriza la evolución espacial y temporal de la sismicidad de un área atendiendo al criterio de activación previamente seleccionado.

IV.3. PROPAGACIÓN DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA.

Para abordar el estudio de la propagación de la actividad sísmica es preciso establecer un modelo capaz de trabajar con los datos de que se dispone y sobre el que se puedan interpretar los resultados obtenidos. En este contexto existen dos tipos de modelos claramente diferenciados: bidimensionales y tridimensionales. Los primeros contemplan las divisiones del conjunto de terremotos en latitud y en longitud, esto es, en celdas planas que contienen un determinado número de localizaciones epicentrales de terremotos. En este sentido se estaría estudiando una propagación epicentral, sin

considerar la profundidad a la que se generaron dichos sismos. El otro grupo lo componen los modelos tridimensionales, con planteamientos básicos similares y en los que las celdas ahora son cúbicas. Se comprende que el tratamiento matemático de estos modelos 3D sea más complicado que el de los bidimensionales. En la figura IV.1 pueden verse dos ejemplos con un modelo bidimensional y otro tridimensional.

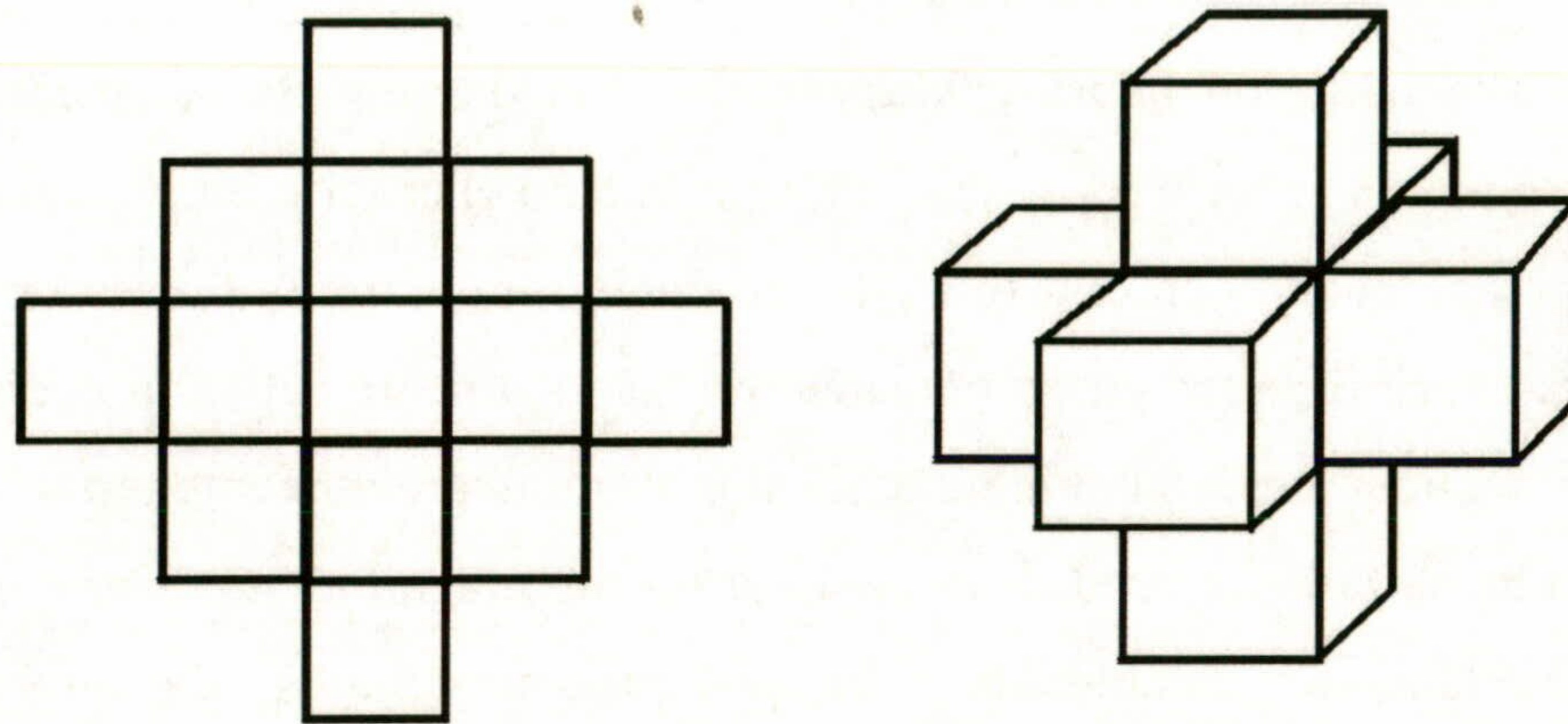


Figura IV. 1. Ejemplos de otros modelos de propagación. A la izquierda un modelo bidimensional; a la derecha uno tridimensional.

Para el objetivo marcado en esta Tesis Doctoral se va a emplear un modelo bidimensional. Entre ellos, el modelo más simple de propagación de la actividad sísmica utiliza una plantilla en forma de cruz (*Cross Template Model* o *CT Model*), cuyos detalles se encuentran en la figura IV.2 y que será la aproximación utilizada en este trabajo.

En este modelo, la actividad espacial en un momento dado se caracteriza dividiendo la distribución epicentral de la región sobre la que se aplica en cuadrículas de igual tamaño. En función de que la cuadrícula sea o no activa en el instante inicial, pueden presentarse diferentes estados, cada uno de los cuales representa un escenario de actividad probabilísticamente diferente, aunque

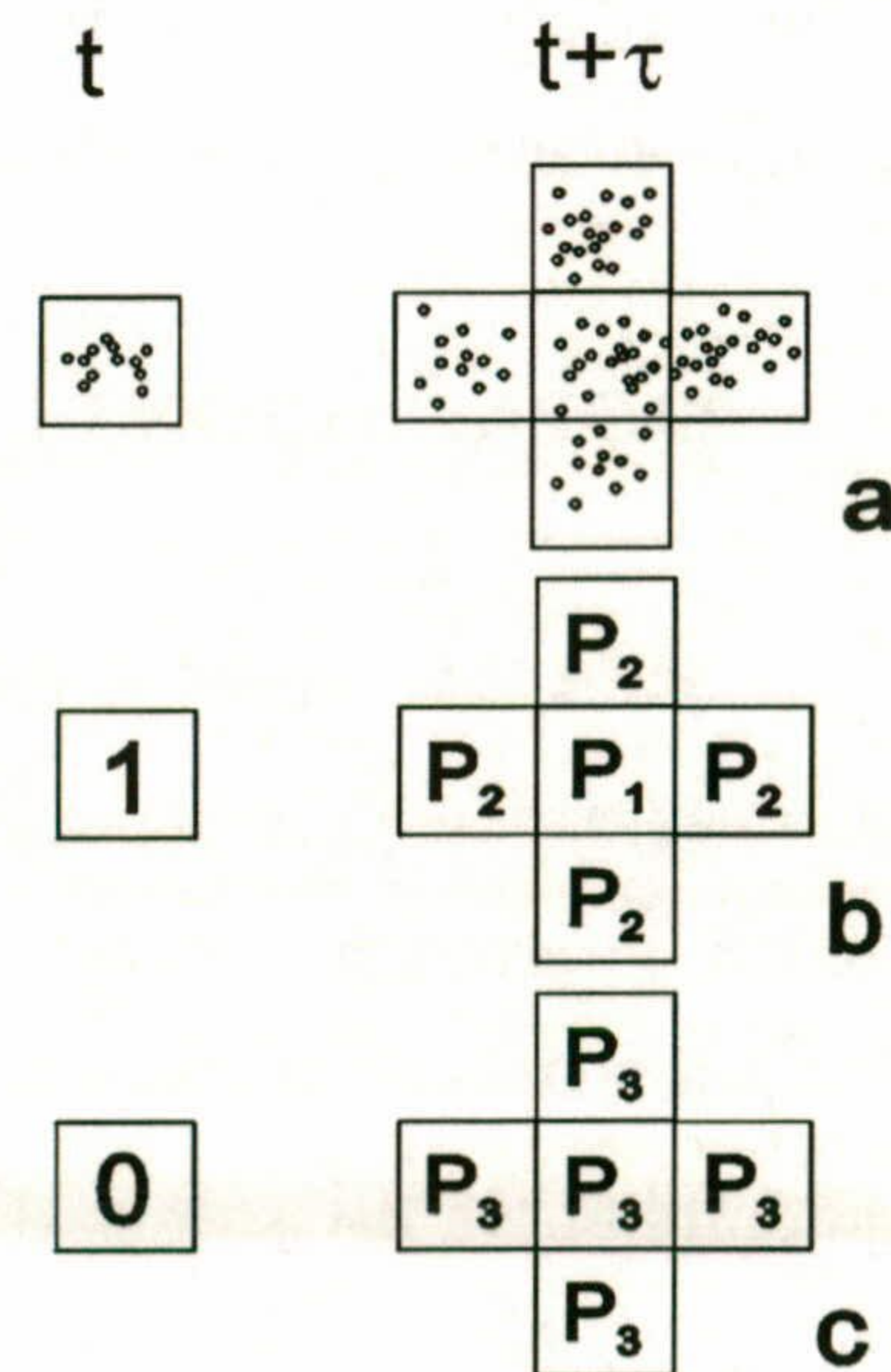

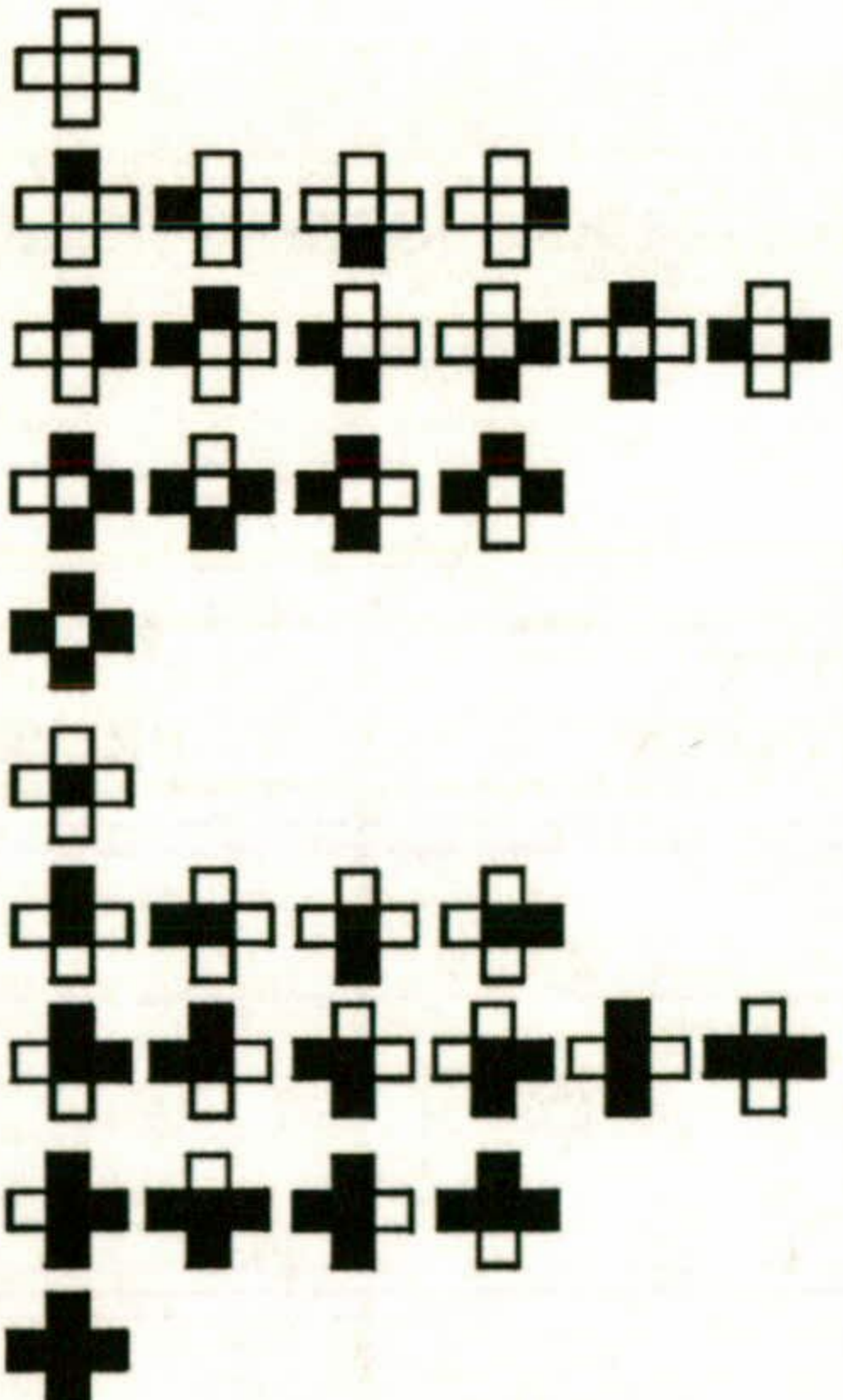


Figura IV. 2. Modelo Cross Template o CT.

espacialmente idénticos entre sí. Se describe el modelo de la manera siguiente. En el caso de que la cuadrícula referencia esté activa en el instante T , el *CT-Model* asigna a la misma cuadrícula una probabilidad P_1 de que continúe activa en el instante $T + \tau$, y una probabilidad P_2 de que en ese mismo instante estén activas las cuatro cuadrículas contiguas más próximas, fácilmente identificables en la cruceta descriptiva del modelo. Si la cuadrícula de referencia está inactiva, el modelo asigna una probabilidad P_3 a la posibilidad de que en el instante $T + \tau$ dicha cuadrícula, y las cuatro más próximas, estén activas.

La interpretación física de que una cuadrícula inactiva en el pasado pueda llevar a cuadrículas activas en el futuro se fundamenta en que “inactiva” no significa estricta y necesariamente “carente de actividad sísmica”, sino que la actividad propia de la cuadrícula no ha superado el umbral con el que trabaja el modelo. Por ello, a esta inactividad inicial que conduce a cierta actividad final se la denomina *background activity* en la literatura científica.

Tabla IV.1

INITIAL STATE	FINAL STATES	CONDITIONAL PROBABILITY
		$(1-P_1) (1-P_2)^4 P_2^0$ $(1-P_1) (1-P_2)^3 P_2^1 C_{4,1}$ $(1-P_1) (1-P_2)^2 P_2^2 C_{4,2}$ $(1-P_1) (1-P_2)^1 P_2^3 C_{4,3}$ $(1-P_1) (1-P_1)^0 P_2^4 C_{4,4}$ $P_1 (1-P_2)^4 P_2^0$ $P_1 (1-P_2)^3 P_2^1 C_{4,1}$ $P_1 (1-P_2)^2 P_2^2 C_{4,2}$ $P_1 (1-P_2)^1 P_2^3 C_{4,3}$ $P_1 (1-P_2)^0 P_2^4 C_{4,4}$

Las posibilidades de propagación de la actividad entre dos estados quedan resumidas en las tablas IV.1 y IV.2. En cada tabla la primera columna recoge el estado

inicial (activo o inactivo); la segunda columna presenta las distintas posibilidades de actividad o inactividad en el futuro. Para una mayor claridad en la exposición, esta actividad o inactividad se ha clasificado en función del número de celdas que adquieren la condición de activas. Así, con la casilla de referencia activa (la central del modelo CT) y con ninguna de las cuatro más próximas activa, sólo hay una posibilidad. En el caso de la celda de referencia activa y una de las cuatro más próximas activas, se tienen cuatro posibilidades. En el caso de que la celda de referencia esté activa y dos de las cuatro más próximas estén activas en el futuro, existen seis posibilidades. Y así sucesivamente. Finalmente, las terceras columnas de las tablas IV.1 y IV.2 presentan la probabilidad condicional de una de las distintas posibilidades entre el estado actual y el futuro. Por ejemplo, en el caso de que el estado inicial sea activo y el futuro corresponda a la casilla central activa y dos de las cuatro celdas más próximas también activas, la probabilidad condicional es:

$$P_1 \cdot P_2^2 \cdot 6 = P_1 \cdot P_2^2 \cdot C_{4,2}$$

Para el mismo caso, pero admitiendo que la celda central quedara inactiva, la probabilidad de inactividad sería $1 - P_1$, con lo cual:

$$(1 - P_1) \cdot P_2^2 \cdot 6 = (1 - P_1) \cdot P_2^2 \cdot C_{4,2}$$

Analizando todos los casos y normalizando la nomenclatura, los resultados se han resumido en las tablas IV.1 y IV.2.

Tabla IV.2

INITIAL STATE	FINAL STATES	CONDITIONAL PROBABILITY
□	+ + + + + + + + + +	$P_3^0 (1-P_3)^5$
	+ +	$P_3^1 (1-P_3)^4 C_{4,1}$
	+ +	$P_3^2 (1-P_3)^3 C_{4,2}$
	+ +	$P_3^3 (1-P_3)^2 C_{4,3}$
	+ +	$P_3^4 (1-P_3)^1 C_{4,4}$
	+ +	$P_3^1 (1-P_3)^4$
	+ +	$P_3^2 (1-P_3)^3 C_{4,1}$
	+ +	$P_3^3 (1-P_3)^2 C_{4,2}$
	+ +	$P_3^4 (1-P_3)^1 C_{4,3}$
	+ +	$P_3^5 (1-P_3)^0 C_{4,4}$

IV.4. MAXIMIZACIÓN DE LA INFORMACIÓN MUTUA.

Como ya se ha indicado en el capítulo III y argumentado en rigor en el capítulo II, la hipótesis de partida es admitir que la sismicidad actual condiciona e informa de cuál puede ser el nivel de sismicidad futura. Por tanto, se asume que la dependencia general entre la actividad sísmica actual y futura debe ser máxima si está ocasionada por una misma fuente generadora. Esta hipótesis se plasma matemáticamente exigiendo que la Información Mutua μ_I crezca hasta un valor máximo. Por tanto, las variables de las que depende μ_I deben garantizar este comportamiento asintótico.

La obtención de la Información Mutua se lleva a cabo particularizando la expresión anteriormente mencionada al modelo de propagación establecido. Así, con el modelo CT, si se nota por 0 los estados inactivos y por 1 los activos, las probabilidades de que una casilla esté activa o inactiva en un paso determinado viene dada por:

$$P(i) = \frac{n(i)}{N} \quad i = 0,1$$

donde $n(0)$ es el número de casillas inactivas, $n(1)$ el número de casillas activas y N el número de casillas totales. La probabilidad del paso inmediatamente posterior vendrá dada por $P(j,k)$ con $j = 0,1$ y $k = 0, 1, \dots, 4$ indicando la variable j la casilla central del modelo CT y la variable k el número de casillas vecinas activas; así, se tiene que:

$$P(j,k) = \frac{n(j,k)}{N} \quad j = 0,1; \quad k = 0,1,2,3,4$$

donde $n(j,k)$ es el número de casillas con los valores j y k . Finalmente, la probabilidad conjunta de tener una configuración inicial y una final determinada viene dada por $P(i; j, k)$ con $i=0,1, j = 0,1$ y $k = 0, 1, \dots, 4$. Teniendo en cuenta que (Guiasu, 1977):

$$P(i; j, k) = P(j, k | i) \cdot P(i)$$

siendo $P(j,k | i)$ la probabilidad condicional de que se tenga el estado final (j,k) dado el estado inicial (i) , puede obtenerse fácilmente que:

$$\begin{aligned} \mu_I &= \sum_{i=0}^1 \sum_{j=0}^1 \sum_{k=0}^4 P(i; j, k) \log_2 \frac{P(i; j, k)}{P(i) \cdot P(j, k)} = \\ &= \sum_{\text{all configurations}} P(i; j, k) \log_2 \frac{P(j, k | i)}{P(j, k)} \end{aligned}$$

con lo cual se deduce que:

$$\mu_I = \mu_I(\tau, \beta, P_1, P_2, P_3)$$

para el caso del modelo CT. Se trata pues de encontrar los valores de τ , β , P_1 , P_2 y P_3 que conduzcan a un valor máximo de μ_I . Para lograr este propósito se recurre a un algoritmo genético clásico. En él, se parte de una familia de valores iniciales $(\tau, \beta, P_1, P_2$ y $P_3)$ denominado *gen inicial* y se provocan distintos cambios en estos valores (*mutaciones*) que lleven a un comportamiento creciente de μ_I (*selección*). Cuando un cambio en los genes no provoca el crecimiento de μ_I se recurre a otro conjunto de genes iniciales hasta que se consiga el comportamiento deseado. Una vez que esto ocurre se dice que ha tenido lugar una *evolución*. El proceso de mutaciones sigue hasta que se considere que las evoluciones ya no

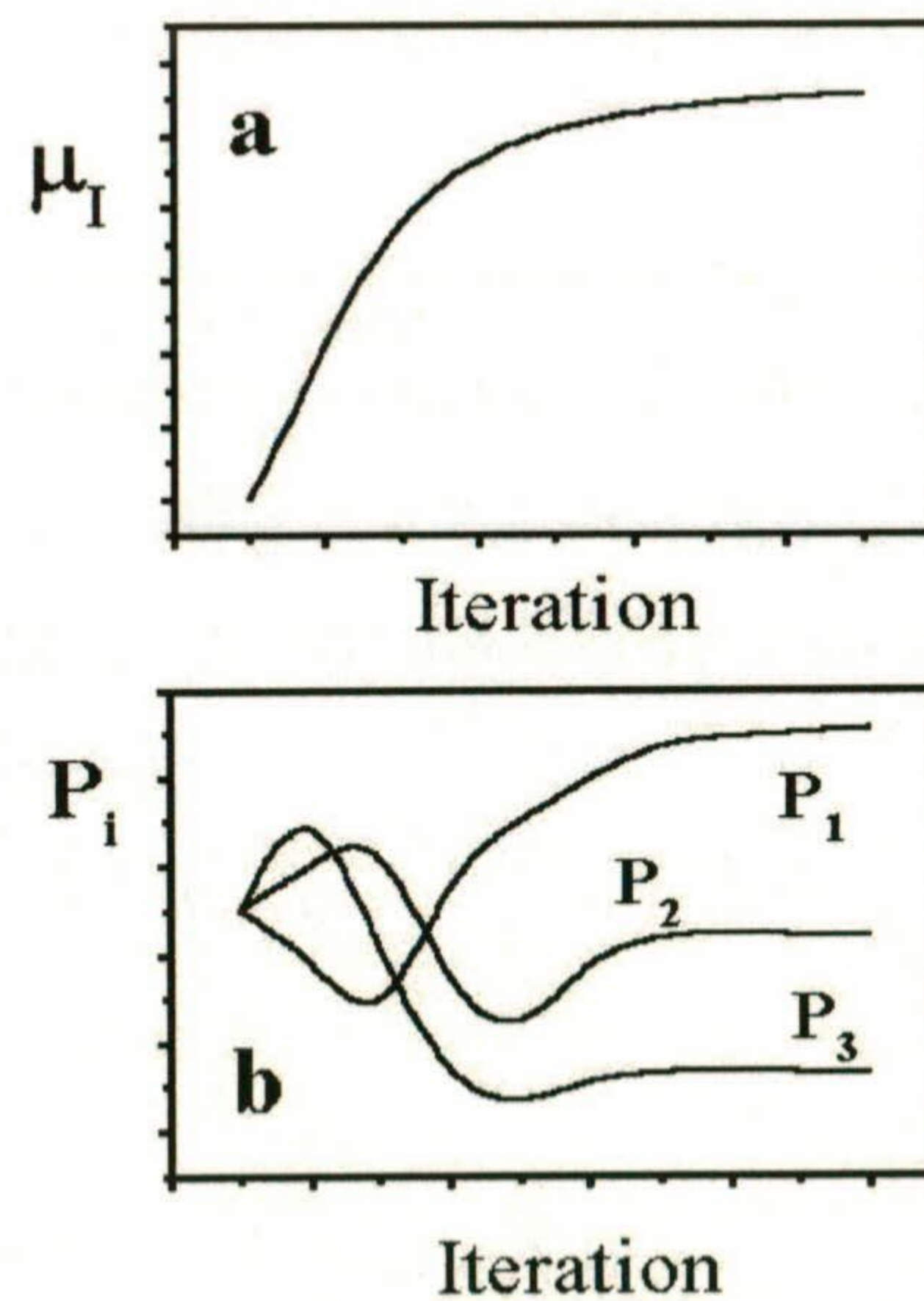


Figura IV.3.(a) Comportamiento esperado de la Información Mutua y (b) comportamiento esperado del modelo CT.

aportan un crecimiento significativo de μ_l (Figura IV.3). Entonces se habrá modelizado todo el proceso con los valores de τ , β , P_1 , P_2 y P_3 que caracterizan el sistema en cuestión, a saber, la corteza terrestre en una región y la sismicidad presente en la misma.

IV.5. SIMULACIONES Y TESTS

La técnica de identificación de patrones de sismicidad espacial y temporal que se ha venido describiendo en esta Memoria de Tesis requiere, para que sea completa, incluir algún tipo de test que informe acerca de la bondad de la misma y que cuantifique el nivel de error presente en el método. El primer grupo de tests que aquí se proponen hacen hincapié en la variable temporal (aunque también requerirá a la espacial); en el segundo grupos de tests se incidirá, fundamentalmente, en la variable espacial, si bien es imposible de aislar de la temporal.

En cuanto al primer grupo de tests, de manera genérica, puede afirmarse que los tests que se propongan deberán intentar reproducir el patrón de sismicidad de un estado futuro desde un estado pasado, comparando entonces el patrón esperado con el patrón que realmente ha tenido lugar. Por tanto, hay dos tareas específicas que desarrollar y posteriormente implantar: en la primera, establecer cómo se generan las simulaciones de los patrones de sismicidad y en la segunda, encontrar alguna herramienta matemática que permita comparar los patrones reales y los simulados.

Para generar una simulación del patrón de sismicidad en un tiempo $t + \tau$ a partir del patrón real en el tiempo t , se debe recordar que el modelo CT, anteriormente descrito, determina la probabilidad de activación de una celda dada en función de P_1 , P_2 y P_3 , esto es, la probabilidad de que una celda activa continúe activa en el futuro, la probabilidad de que una celda contigua esté activa en el futuro y la probabilidad de que una celda inactiva genere una activa (*background activity*). El procedimiento aplicado consiste en calcular para los cortes de tiempo τ encontrados por el método, la probabilidad de estar activa una celda, y repetir el proceso para todas y cada una de ellas. Esta probabilidad total será la suma de la probabilidad de estar activa dicha celda y de las probabilidades de ser activada por las celdas contiguas, siguiendo el modelo CT. Ocurre que algunas de estas sumas excede la unidad, lo que hace necesario una

normalización por tratarse de probabilidades. El patrón final presenta entonces unas celdas con una cierta probabilidad de estar activas.

La cuestión ahora es elegir un criterio por el cual a partir de cierto valor de probabilidad una casilla se considere activa sísmicamente. El criterio elegido en esta Tesis ha consistido en seleccionar como probabilidad de corte π_c aquella para la cual la densidad de celdas activas (y, por tanto, también la de las inactivas) coincide con el valor correspondiente al patrón real. En la práctica, para elegir el valor de π_c se trabaja con las bases de datos correspondientes a los distintos cortes temporales sobre los que se vaya a hacer la predicción para el próximo intervalo temporal y se representan todos los patrones de sismicidad (mapas con celdas activas e inactivas) considerando distintas probabilidades de corte: 0.50, 0.55, 0.60, ... hasta 0.95, con lo que se obtienen un total de diez mapas, algunos de los cuales pueden coincidir. A continuación se representa gráficamente la densidad de celdas activas (eje de ordenadas) en función de la probabilidad (eje de abscisas). El resultado es una gráfica decreciente, en la que se marca con un trazo horizontal el valor de la densidad real de celdas activas; el valor correspondiente a este punto en abscisas es la *probabilidad umbral*. Una vez hallado π_c , las casillas que superen este valor son consideradas activas y el resto inactivas; con ello, ya se tiene el patrón de sismicidad simulado en el tiempo $t + \tau$ a partir del correspondiente patrón en el tiempo t .

La segunda tarea era la de encontrar una herramienta matemática que permita comparar los patrones simulados con los reales. Existen en la literatura científica diversas formas de llevar a cabo esa comparación, siendo la más utilizada, por su sencillez, la de obtener el centro de masas de las celdas activas e inactivas para las simulaciones y para el caso real; entonces, el mayor o menor grado de coincidencia de estos puntos informa sobre la semejanza o diferencia entre los patrones. Sin embargo, como fácilmente puede comprenderse, esta comparación puede llevar a resultados erróneos; así, en los patrones de la figura IV.4 los centros de masas son el mismo punto (coincidencia total) y sin embargo los patrones son muy diferentes entre sí.

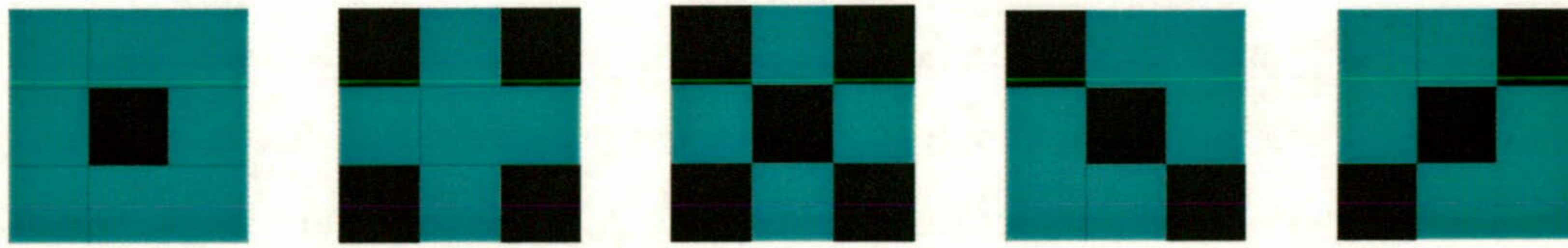


Figura IV.4. Diferentes patrones de sismicidad con el mismo centro de masas.

En esta Tesis se usará la función de correlación (Visek, 1992) para comparar patrones de sismicidad espacial. Se trata de una función más sofisticada que el mero centro de masas. Para su definición denominemos x_i a la posición de un terremoto; a continuación, se calculan las distancias con la norma euclídea $\|x_i - x_j\|$ para todos los pares de puntos posibles en la muestra de N elementos. La **función de correlación** $C(r)$ se define entonces por:

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{\substack{i,j=1 \\ i \neq j}}^N \Theta(r - \|x_i - x_j\|)$$

donde Θ es la función de Heavyside. El significado de $C(r)$ (Grassberger y Proccacia, 1983) es el de la probabilidad de encontrar dos puntos en la misma esfera de radio r (conceptualmente similar al Índice de Morishita), midiendo el número de puntos x_j que están correlacionados (contenidos) en una esfera de radio r centrada en el punto de referencia x_i . La comparación de las funciones de correlación de los patrones reales y simulados informa así del grado de semejanza o diferencia entre ellos.

La aplicación práctica del método para obtener simulaciones y probar la bondad de la identificación de patrones de sismicidad se desarrollará en detalle en los capítulos siguientes al abordar el estudio de la sismicidad del Sureste de la Península Ibérica y la de toda la Península Ibérica por completo.

Los tests que acaban de describirse tienen, esencialmente, un carácter temporal. Para poner de relieve el notable significado físico que tienen los valores de las

probabilidades P_1 , P_2 y P_3 , se han llevado a cabo también una serie de tests espaciales con archivos de terremotos generados epicentralmente de forma aleatoria y con algunas alineaciones artificiales. Los resultados permiten poner de manifiesto que los valores de P_1 , P_2 y P_3 se deben a las características propias de la distribución natural de terremotos y minimiza los efectos de *bias* de la técnica propuesta.

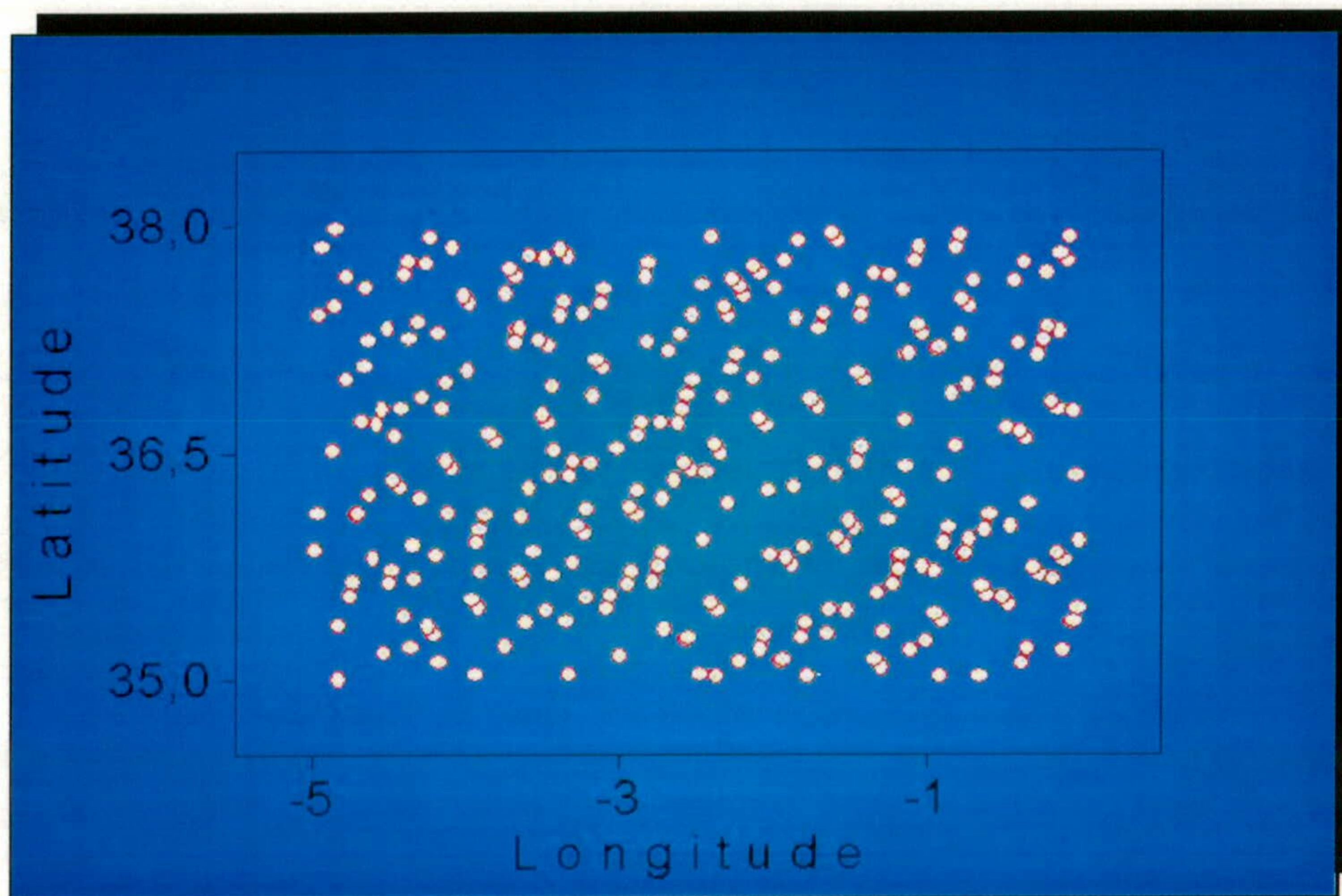


Figura IV. 5. Una distribución aleatoria de la sismicidad. Aproximadamente 10000 terremotos se han dispuesto en las regiones de aplicación para chequear la robustez de la metodología aquí expuesta.

El segundo grupo de tests a los que aludíamos al principio de esta sección son aquellos en los que predomina la variable espacial frente a la temporal, si bien, tal como se exponía, es imposible de desligar una variable de la otra. Las pruebas que se van a realizar consiste en reproducir, en el mismo área de las distintas aplicaciones (capítulos V y VI), un catálogo simulado. Se han desarrollado dos tipos de catálogos: en el primero, la sismicidad se ha distribuido de forma aleatoria por toda la región (figura IV.5), mientras que en el segundo se ha dispuesto una concentración de terremotos alineados con cierta dispersión en torno a dos fallas que hipotéticamente intersectan formando una cruz (figura IV.6). Lo que se pretende obtener de estos experimento es la confirmación explícita de que la metodología que aquí se ha expuesto es suficientemente robusta como para identificar un patrón absolutamente aleatorio (cabría

esperar que $P_1 = P_2 = P_3 = 0.5$) y de que en el extremo opuesto, una fractura perfectamente determinada, los resultados evidencien esta estructura (cabría esperar valores de P_1 y P_2 muy altos y de P_3 muy bajos).

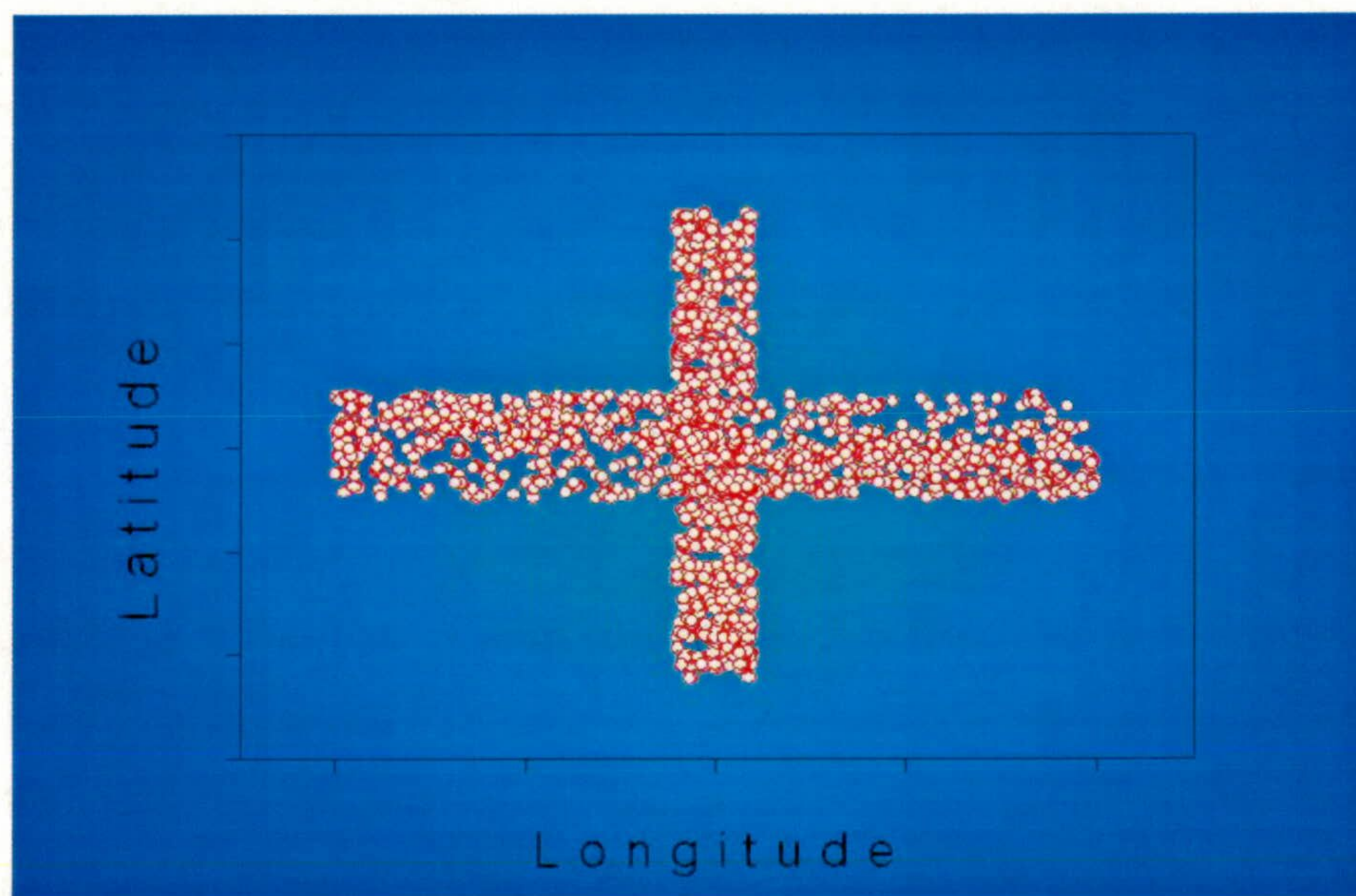


Figura IV. 6. Una distribución totalmente determinada de la sismicidad. Aproximadamente 10000 terremotos se han dispuesto en torno a dos hipotéticas fracturas que forman una cruz.

IV.6. MAPAS PROBABILÍSTICOS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA.

Además de la generación de simulaciones de los patrones de sismicidad esperados en $t + \tau$ a partir de la información en t , la técnica descrita en el apartado IV.4. permite obtener de manera probabilística el estado de actividad o inactividad de una celda a partir del momento actual; esto es, en lugar de truncar la muestra completa de terremotos y simular en un instante de tiempo para el que se tiene información real (a fin de comparar), se trataría aquí de utilizar toda la muestra y hacer una simulación desde el momento actual hasta un futuro acotado por el valor de τ . El resultado es un patrón de sismicidad que nos informa qué regiones tienen mayor o menor probabilidad de estar activas en un período de tiempo τ ; por tanto, se está frente a un mapa probabilístico de peligrosidad sísmica. Esto se ha hecho para las dos muestras analizadas en esta Memoria de Tesis Doctoral, es decir, para el Sureste de la Península y

para el conjunto de la Península Ibérica. En los capítulos correspondientes pueden verse los resultados de esta aplicación práctica.

IV.7. RESUMEN Y CONCLUSIONES.

La propagación de la actividad sísmica en tiempo y espacio refleja los complicados procesos de fracturación gobernados por las leyes del rozamiento y el valor del *strenght*. A pesar de los numerosos trabajos empíricos que han puesto de manifiesto la relación entre fracturación y sismicidad, *los modelos para caracterizar la propagación de esta actividad sísmica son complejos.*

La *Información Mutua* ha resultado ser útil en el establecimiento de modelos más simples, en los que se pretende hallar *parámetros que caractericen esta propagación en términos de probabilidades*, partiendo de una situación de interdependencia máxima entre dos estados consecutivos, caracterizada por el hecho de presentar un valor máximo esta Información Mutua entre estados.

Diversos modelos se han desarrollado para tratar esta idea, habiéndose elegido para realizar este trabajo uno bidimensional sencillo, el modelo CT, que trabaja con tres parámetros P_1 , P_2 y P_3 , cuyos valores se calculan con ayuda de un algoritmo genético. La idea básica consiste en seleccionar intervalos espacio-temporales: los espaciales aparecen como celdas, en cada una de las cuales hay determinado número de epicentros, variando el tamaño de la celda en cada subdivisión; para todas y cada una de estas subdivisiones espaciales, el período de tiempo se subdivide a su vez en intervalos de diferente longitud. *Para cada pareja formada por un determinado tamaño de celda y un determinado intervalo de tiempo se calcula el valor de la Información Mutua entre estados. Las probabilidades introducidas que han hecho máxima la Información Mutua se consideran muy próximas a las reales, y se toman como una estimación fiable de las mismas. En el proceso de aplicación del algoritmo, se ha comprobado que la Información Mutua va creciendo, presentando una tendencia a la estabilización. Las probabilidades estimadas presentan, asimismo, esta tendencia a la estabilización a medida que crece el número de iteraciones del proceso. Con estas probabilidades estimadas se tiene caracterizada la propagación sísmica de la región en estudio.*

Estas probabilidades permiten simular patrones de sismicidad esperada, tomando como base la sismicidad real en los distintos cortes temporales. Las celdas se ven afectadas por la sismicidad de las contiguas, en términos probabilísticos: cada celda contigua ayudará a la activación de esta con una probabilidad determinada, se cuantifica el efecto conjunto sobre la misma sumando todas las probabilidades de afectación y se procede posteriormente a una normalización para que ningún resultado exceda la unidad. Posteriormente, el patrón obtenido en la simulación se compara con el que ha tenido lugar realmente, lo que supone un test que permite medir la calidad del modelo empleado, el CT.

Si la simulación se realiza en tiempo real sobre todo un conjunto de datos sísmicos, se tendrán las probabilidades con las que distintas áreas se verán afectadas en un tiempo τ , pudiéndose confeccionar un mapa de peligrosidad sísmica para la región, siempre en términos probabilísticos.

Este capítulo constituye el núcleo conceptual de esta Tesis Doctoral; en él se ha expuesto la metodología precisa que especifica cómo se entiende la caracterización de la propagación de la actividad sísmica, cómo llevarla a cabo, cómo realizar simulaciones espaciales y temporales que permitan acreditar la fiabilidad y robustez de la técnica que se propone y, finalmente, cómo aplicar estos conocimientos con fines prácticos, esto es, como aprovechar los resultados para proponer un nuevo enfoque en la confección de mapas probabilísticos de peligrosidad sísmica. El estudio que hemos descrito nos permite concluir como ideas fundamentales las siguientes:

- *La propagación de la actividad sísmica en una región dada puede explicarse en términos de la probabilidad de ocurrencia de terremotos para un tiempo determinado.*
- *La probabilidad de ocurrencia de terremotos en una región tiene que modelarse atendiendo a criterios realistas; el modelo que se elija será interpretable, desde un punto de vista geofísico y no meramente matemático, sólo si éste responde a la naturaleza fenomenológica del proceso de ruptura en la corteza y a la redistribución de esfuerzos que ésta origina.*

- Se pueden proponer diversos modelos que reúnan las condiciones anteriores; entre ellos, *hemos elegido el modelo CT atendiendo, en primer lugar, a su carácter realista y razonablemente ajustado al fenómeno de ruptura de los materiales y, en segundo lugar, a su moderada complejidad en cuanto a la obtención de las probabilidades condicionales*. Así, hemos constatado que podemos interpretar los resultados obtenidos desde el marco geofísico en el que se aplique y que esta primera aproximación se ajusta a los comportamientos que pueden esperarse en el mismo.

- La aplicación de modelos de propagación de la actividad sísmica más complejos es el siguiente paso que debe darse en la línea de investigación que ha abierto esta Tesis Doctoral. Tales modelos pueden ser bidimensionales (pero incluyendo más zonas de interdependencia) y tridimensionales; la complejidad que estos modelos entrañan para la extracción de conclusiones geofísicas y de elaboración del catálogo de probabilidades condicionales, sugiere que se propongan en una segunda fase de investigación, una vez que la metodología que proponemos quede perfectamente establecida.

- Se ha establecido *una metodología sistemática y precisa para la caracterización de la propagación de la actividad sísmica* que consiste en:
 - Seleccionar un modelo de propagación sísmica.
 - Realizar un proceso de mallado o *coarse-graining* para la distribución de terremotos de acuerdo al modelo anterior y con un criterio preestablecido que decida cuando una celda dentro de la malla está sísmicamente activa (en nuestro caso, superar el promedio de terremotos).
 - Asignar probabilidades de ocurrencia de terremotos en base al modelo de propagación sísmica.
 - Encontrar la Información Mutua como función del tamaño del mallado β , del intervalo temporal entre estados de actividad sísmica τ , de las probabilidades de ocurrencia de los terremotos que asigna el modelo (P_1 , P_2 y P_3 con el CT) y, finalmente, de los datos analizados.

- Determinar el máximo de la Información Mutua de acuerdo a los seis parámetros anteriormente citados y al Segundo Principio de la Termodinámica en los términos explicados en los capítulos II y III.
 - Establecer la evolución espacio-temporal en función de los valores de β , τ , P_1 , P_2 y P_3 .
 - Chequear los resultados con las simulaciones que se proponen, tanto espacial como temporalmente.
 - Describir la ocurrencia futura de terremotos en términos de β , τ , P_1 , P_2 y P_3 , esto es, proponer un mapa probabilístico de peligrosidad sísmica.
-
- *Cuando se dispone de catálogos completos de una determinada región, la simulación que se realiza obtiene unas probabilidades de activación sísmica a corto plazo más fiables.*

ANÁLISIS DE LA PROPAGACIÓN
DE LA
ACTIVIDAD SÍSMICA
EN EL
SURESTE PENINSULAR (REGIÓN BÉTICA)

CAPÍTULO V.

ANÁLISIS DE LA PROPAGACIÓN SÍSMICA EN EL SURESTE PENINSULAR (REGIÓN BÉTICA)

V. 1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta la aplicación del método expuesto en los capítulos anteriores. La estructura del capítulo tiene dos partes bien diferenciadas. En primer lugar, se lleva a cabo una breve exposición del marco geofísico general de la región de estudio y de los datos sísmicos presentes en ella. Además, se incluye una descripción general de la Red Sísmica de Andalucía y de los equipos que la componen que, en definitiva, hacen posible la obtención de los catálogos de actividad sísmica. En segundo lugar, se procederá a exponer la aplicación práctica del cálculos de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 , así como de la Información Mutua. Los resultados obtenidos caracterizarán de forma probabilística la propagación espacial y temporal de la actividad sísmica, siguiendo el modelo aplicado en otras publicaciones previas (González, Posadas, Hirata & Vidal, 2002) .

V.2. MONITORIZACIÓN DE LOS DATOS Y ÁREA DE ESTUDIO

El área bajo estudio se sitúa en la parte central de las cordilleras Béticas (Sureste de la Península Ibérica). Contiene la cuenca de Granada y numerosos núcleos montañosos alrededor de ella. Geológicamente, la cuenca de Granada está limitada al norte y al oeste por los materiales del dominio de subbético, principalmente sedimentos del Jurásico y Cretáceo. El sur y la cara este están limitadas por las unidades metamórficas Alpujarrides (esquistos, filitas y cuarcitas del Paleozoico y el Triásico y mármoles del período Triásico) del dominio Alborán (García Dueñas y Balanyá, 1986; De Miguel et al, 1992).

La estructura de la corteza está caracterizada por una discontinuidad de Mohorovicik o Moho plana (aproximadamente a unos 38 kilómetros) con un cambio brusco en la profundidad en la transición al dominio del mar de Alborán (Galindo-Zaldívar et al, 1997; Serrano, el 1999). La fracturación en la zona creó un conjunto de bloques que se estructuran en diversos niveles y que permitan movimientos independientes entre ellos. Hay también deformaciones compresivas y extensionales coexistentes (Galindo-Zaldívar et al, 1999; Morales et al, 1999). Estas características pueden entenderse en un marco compresivo general (Morales et al, 1999) que produce deformaciones extensivas contemporáneas. Las áreas seismogénicas se concentran en tres sistemas de fracturas que tienen direcciones de N10-30E, de N30-60W y de N70-100E (Vidal, 1986; Peña *et al*, 1991; Posadas *et al*, 1993a; Posadas *et al*, 1993b).

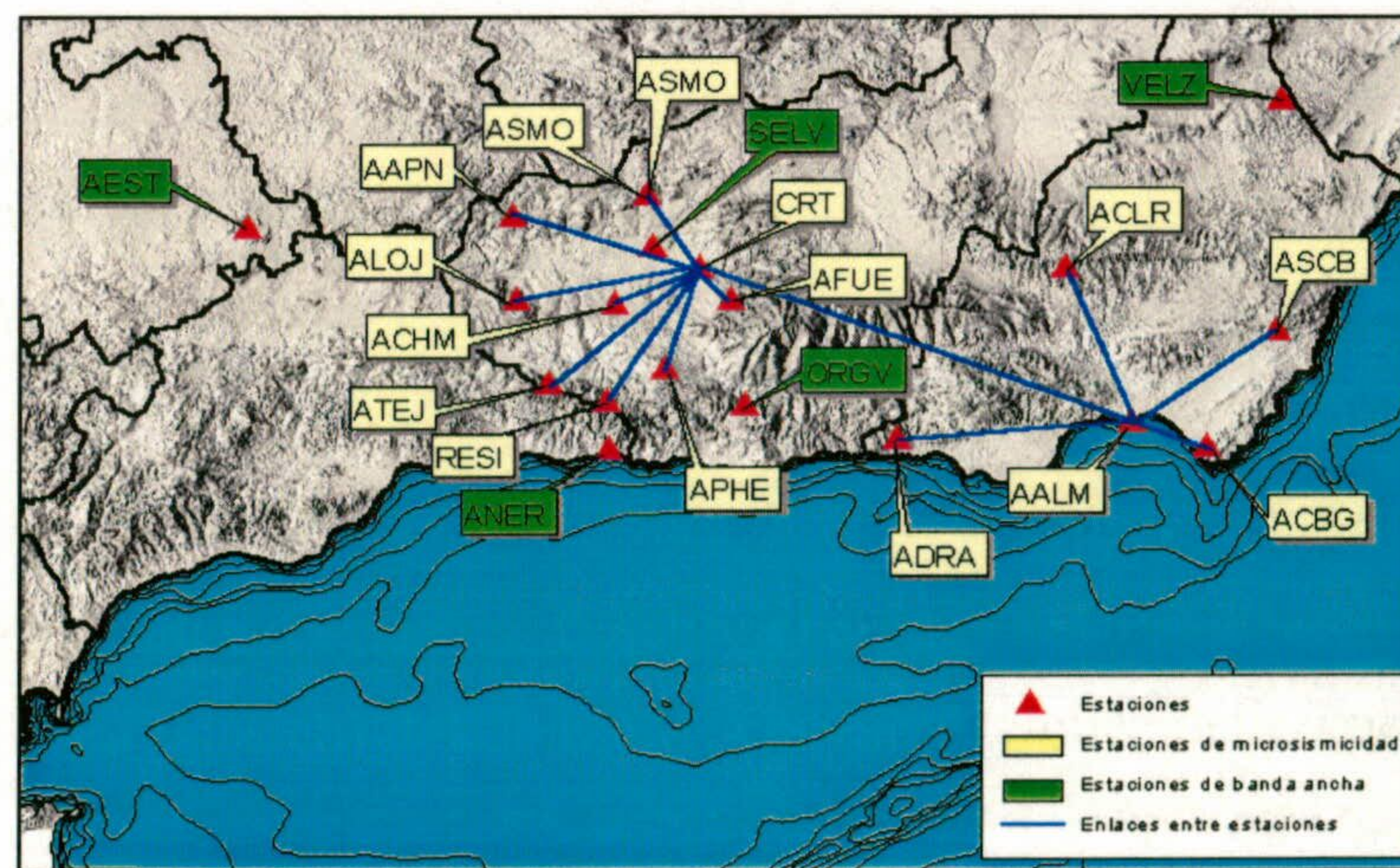


Figura V.1. Red Sísmica de Andalucía.

La Red Sísmica de Andalucía (fig. V.1.) incluye una red de detección de microterremotos, una red de acelerógrafos para los movimientos fuertes y débiles, un dispositivo de array y una red de banda ancha. La red de microsismicidad incluye 18 estaciones que cubren el territorio andaluz oriental; están equipadas con sensores verticales (Mark o Ranger) de 1 segundo período natural. La transmisión se realiza en tiempo real vía radio a la Estación Central de Registro y el Laboratorio de Proceso de Datos del Instituto Andaluz de Geofísica y prevención de Desastres Sísmicos (Granada, España) donde un sistema de adquisición bajo PC digitaliza la grabación a 100 muestras por segundo con un rango dinámico de 12 bit. El sistema de adquisición incorpora un algoritmo que detecta y registra el terremoto en el disco duro.

La Red Sísmica de Andalucía dispone de un catálogo sísmico que incluye miles de terremotos y de microterremotos. La cobertura de la red permite que se tenga una alta precisión en la determinación hipocentral (Serrano, 1999). El área bajo estudio tiene un alto nivel de actividad de microterremotos por encima de los 20 kilómetros. No obstante también se detecta actividad sísmica intermedia y profunda (Vidal, 1986; Morales et al, 1999). Desde el punto de vista de la actividad sísmica, el sureste de la Península Ibérica es la región con el nivel de peligrosidad sísmica más alto de España debido a que está situada en la zona de interacción de las placas euroasiática y africana. Afortunadamente, la mayoría de los terremotos tienen magnitud menor de 5.0. Sin embargo, terremotos catastróficos ocurrieron en el pasado con intensidades (escala MSK) que llegaron a IX y a X (Vidal, 1986). Los terremotos de Vera (1406 y 1518) causaron importantes daños en esta ciudad. El terremoto de Almería de 1522 destruyó edificios como la Alcazaba (construida sobre el 955 d.C. con más de 43000 m² de extensión) y la catedral y un gran número de poblaciones de Almería y Granada. En 1804, el terremoto de Dalías, causó la muerte a 300 personas y todos los edificios más o menos relevantes fueron destruidos totalmente. El terremoto andaluz de 1884 fue (junto con los de 1431, 1522 y 1680) uno de los eventos más importantes de este área y se tienen datos de daños muy graves en una serie de poblaciones granadinas y malagueñas.

En general, las localizaciones de los terremotos están más afectadas por errores en la determinación de la profundidad; esto se debe a la interrelación en la mayoría de los algoritmos de localización entre el tiempo y la profundidad (Lomnitz, et al, 1980) y también a la dependencia de la profundidad del modelo de velocidad usado. Esta última

dependencia es un efecto importante en la región andaluza donde hay fuertes gradientes laterales en el espesor cortical (Hatzfeld y Boloix, 1978; Banda, 1988). La técnica que se va a emplear para caracterizar la sismicidad requiere una precisión lo más alta posible en la determinación de los hipocentros y por ello se requiere el uso de un método alternativo para probar las profundidades calculadas. En este trabajo se ha utilizado el método desarrollado por Wadati (Wadati, 1933) y aplicado a la zona andaluza por Vidal (1986) e Ibáñez et *al.* (1987). Así, se consiguió una localización hipocentral mucho más exacta que es la utilizada aquí.

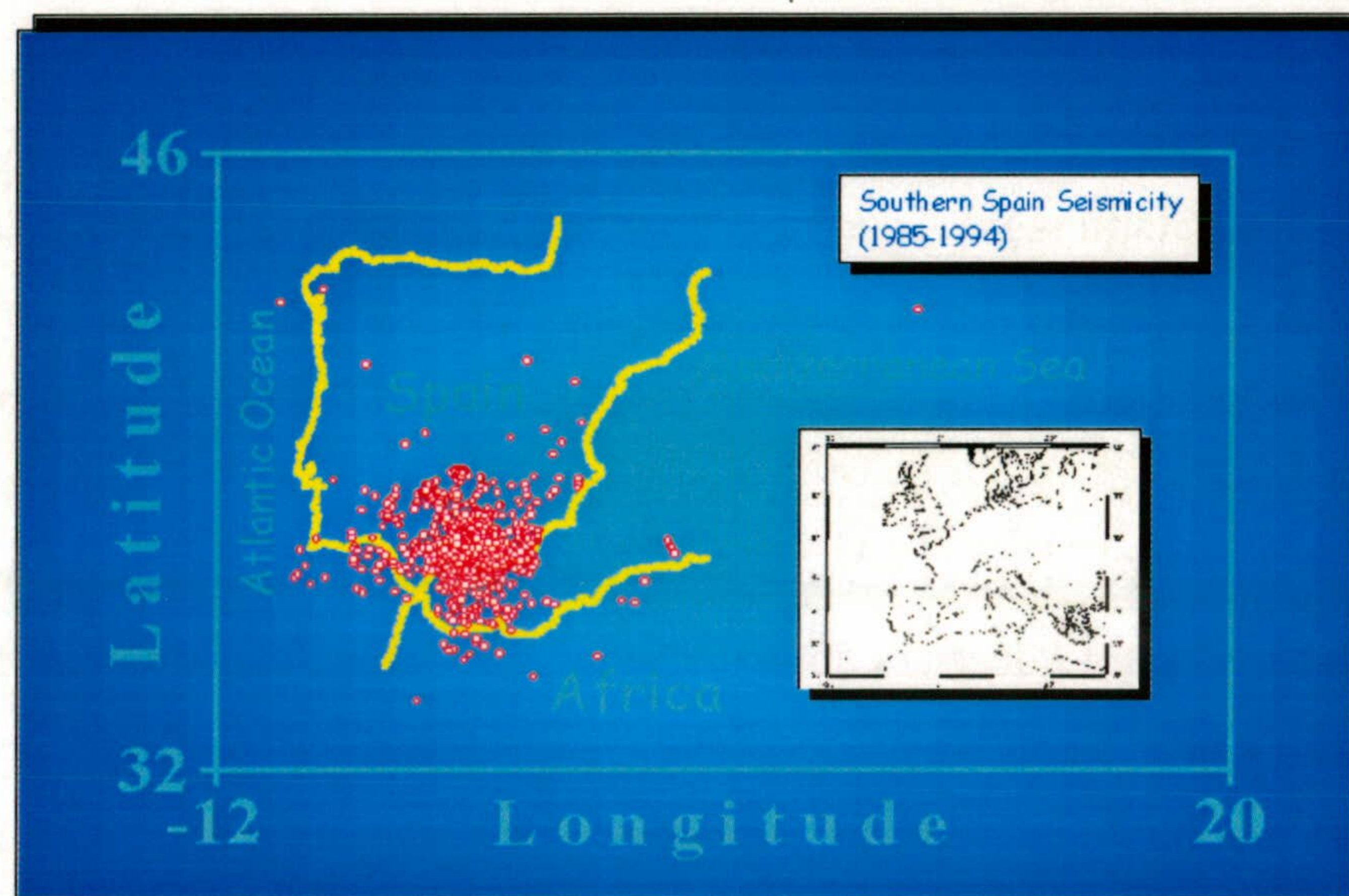


Figura V.2. Área de estudio y distribución epicentral de terremotos.

El área analizada es una región rectangular entre los 35° y 38° de latitud norte y entre los 0° y 5° de longitud oeste, a la que genéricamente se la denomina sureste de la península ibérica. La figura V.2 muestra los epicentros de los terremotos del catálogo sísmico (más de 20000 eventos). Se ha escogido un intervalo temporal de 10 años, los comprendidos entre 1985 y 1995. El error de la localización hipocentral en las direcciones X, Y y Z es $\pm 1 \text{ km}$, $\pm 1 \text{ km}$ y $\pm 2 \text{ km}$, respectivamente (Posadas et al, 1993). La sismicidad durante el período comprendido entre 1985 y 2000 se puede considerar normal, es decir, sin eventos sísmicos importantes. La relación de Gutenberg-Richter se satisface y se asume que los datos están libres de sesgos y de sismicidad anormal.

V.3. CARACTERIZACIÓN PROBABILÍSTICA DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA.

V.3.1. Introducción.

La aplicación práctica va a consistir en relacionar una serie de parejas de datos referentes a períodos de tiempo y tamaños de celda, encontrando la combinación para la que mayor valor presenta la Información Mutua. Se utiliza un algoritmo genético clásico como el descrito en el capítulo IV para calcular la secuencia de valores correspondientes a las evoluciones de la Información Mutua, buscando aquellos parámetros que la hacen máxima. El análisis comienza hallando para qué valor de τ se alcanza el máximo absoluto de μ_I ; a continuación, se obtiene el tamaño óptimo de celda β al que corresponde también el máximo valor de μ_I . Para los dos valores anteriormente calculados se observa como las secuencias de valores correspondientes a las distintas evoluciones de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 se estabilizan en determinados valores, que son los que han maximizado μ_I . Se finalizará llevando a cabo una interpretación de los datos obtenidos y con la presentación de los mapas sobre los que visualizar la propagación de la actividad sísmica.

V.3.2. Obtención del valor óptimo del paso τ .

El intervalo temporal que comprende la serie en estudio se subdivide en subintervalos (pasos), empezando por dos, tres, y así sucesivamente hasta veinte. El valor de 20 subintervalos es arbitrario pero plenamente justificado desde el punto de vista práctico y sísmico. En efecto, considerar 20 subintervalos temporales en 10 años de actividad sísmica significa que los valores de τ oscilan entre los 0.5 y los 5 años. Desde el punto de vista sísmico no es posible concebir que en un catálogo sin eventos de magnitud relevante, un periodo de actividad sísmica inferior a 6 meses pueda ser el origen de redistribuciones de esfuerzos considerables que a su vez causen una redistribución significativa de la actividad sísmica. Los resultados obtenidos son coherentes con esta asunción apriorística. Para cada uno de estos pasos se hacen sucesivas divisiones del área en estudio (celdas), que van desde cuatro hasta dieciséis, de forma consecutiva, continuando ahora con veinte, veinticuatro, veintiocho y treinta y dos. Esta

discretización es, como en el caso temporal, arbitraria pero también perfectamente justificable. En efecto, considerar menos de 4x4 celdas en el proceso de mallado es caer en casos triviales desde el punto de vista de transmisión de la información, ya que, por supuesto, toda la información se trasladaría de un paso al siguiente. Las zonas temporales serían tan extensas que no hay posibilidad de discernimiento. Por el contrario, a partir de las 20 x 20 celdas se encuentran patrones de actividad sísmica muy similares, sin apenas diferencias. Por eso, a partir de entonces, se ha considerado suficiente avanzar de 4 en 4 celdas. Los resultados han mostrado ser coherentes con estas hipótesis previas. Así, fijado un paso (magnitud tiempo) y para todos y cada uno de los diecisiete casos de celdas diferentes asociados (magnitud superficie), se calcula la Información Mutua y se maximiza siguiendo el algoritmo iterativo ya mencionado. Después de un millón de mutaciones se obtiene el valor máximo tras sólo unas pocas evoluciones (del orden de decenas). Se tienen así diecisiete valores máximos de la Información Mutua, cada uno correspondiente a un número de celdas determinado. Se calcula ahora la media aritmética de estos diecisiete valores como magnitud representativa del conjunto, y asociamos al paso en cuestión este valor medio de la Información Mutua, teniendo de esta manera una pareja de valores $(\tau_i, \mu_I(\tau_i))$. Repitiendo el proceso para todos y cada uno de los pasos, desde dos hasta veinte, se obtienen diecinueve parejas de valores, cuya representación gráfica puede verse en la figura V.3, apareciendo los distintos pasos en abscisas y sus correspondientes valores de la Información Mutua en ordenadas. La tabla V.1. muestra los valores exactos correspondientes a esta gráfica.

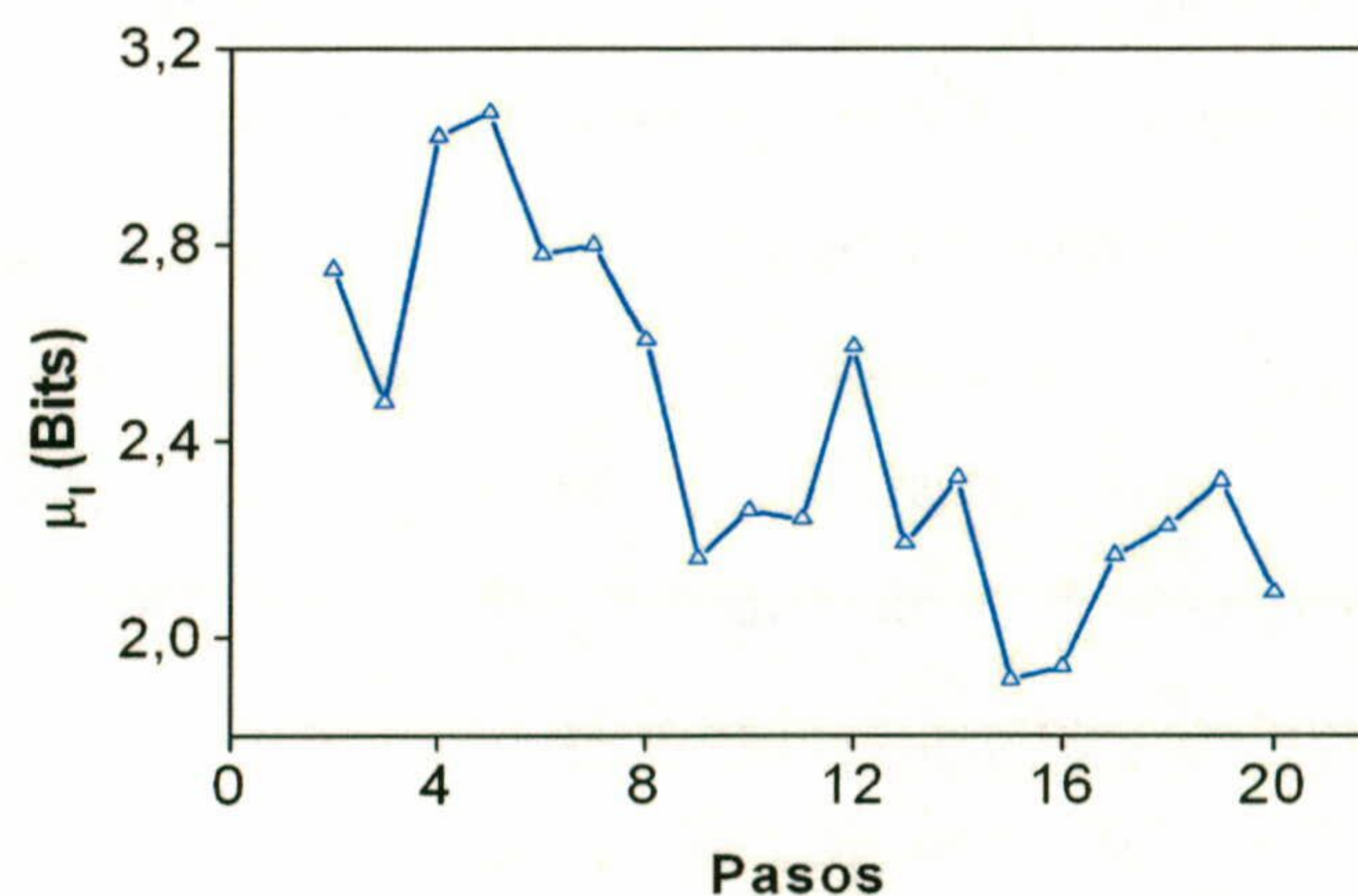


Figura V.3. Pasos frente a Información Mutua. Los máximos relativos son $\tau = 5$, $\tau = 12$ y $\tau = 19$.

Tabla V.1

Paso	Información Mutua (Bits)	Paso	Información Mutua (Bits)
2	2.74963	12	2.59302
3	2.47893	13	2.19076
4	3.02103	14	2.32528
5	3.06987	15	1.91342
6	2.78098	16	1.94035
7	2.79948	17	2.16661
8	2.60537	18	2.22698
9	2.16147	19	2.31891
10	2.25858	20	2.09135
11	2.24137		

En la figura V.3. pueden observarse tres máximos locales, correspondientes a los pasos cinco, doce y diecinueve, respectivamente. El máximo absoluto es el correspondiente al paso cinco, siendo éste el valor buscado y que se corresponde con un período temporal de aproximadamente 2 años que es el más significativo.

V.3.3. Obtención del valor óptimo de la celda β .

Para obtener el valor óptimo de la celda se fija el valor del paso (*step*) anteriormente calculado, al que correspondía el mayor valor medio de la Información Mutua. Se estudian todos los valores de la Información Mutua correspondientes a las diecisiete distribuciones diferentes de celdas de ese paso. La tabla V.2. muestra estos valores a partir de $\beta = 10$.

Tabla V.2.

Número de Celdas	Información Mutua (Bits)
10	0.7969
11	0.1636
12	1.2319
13	0.2079
14	0.5872
15	1.0478
16	0.4095
20	0
24	0.0322
28	0
32	0

Ahora los máximos se representan en la figura V.4.

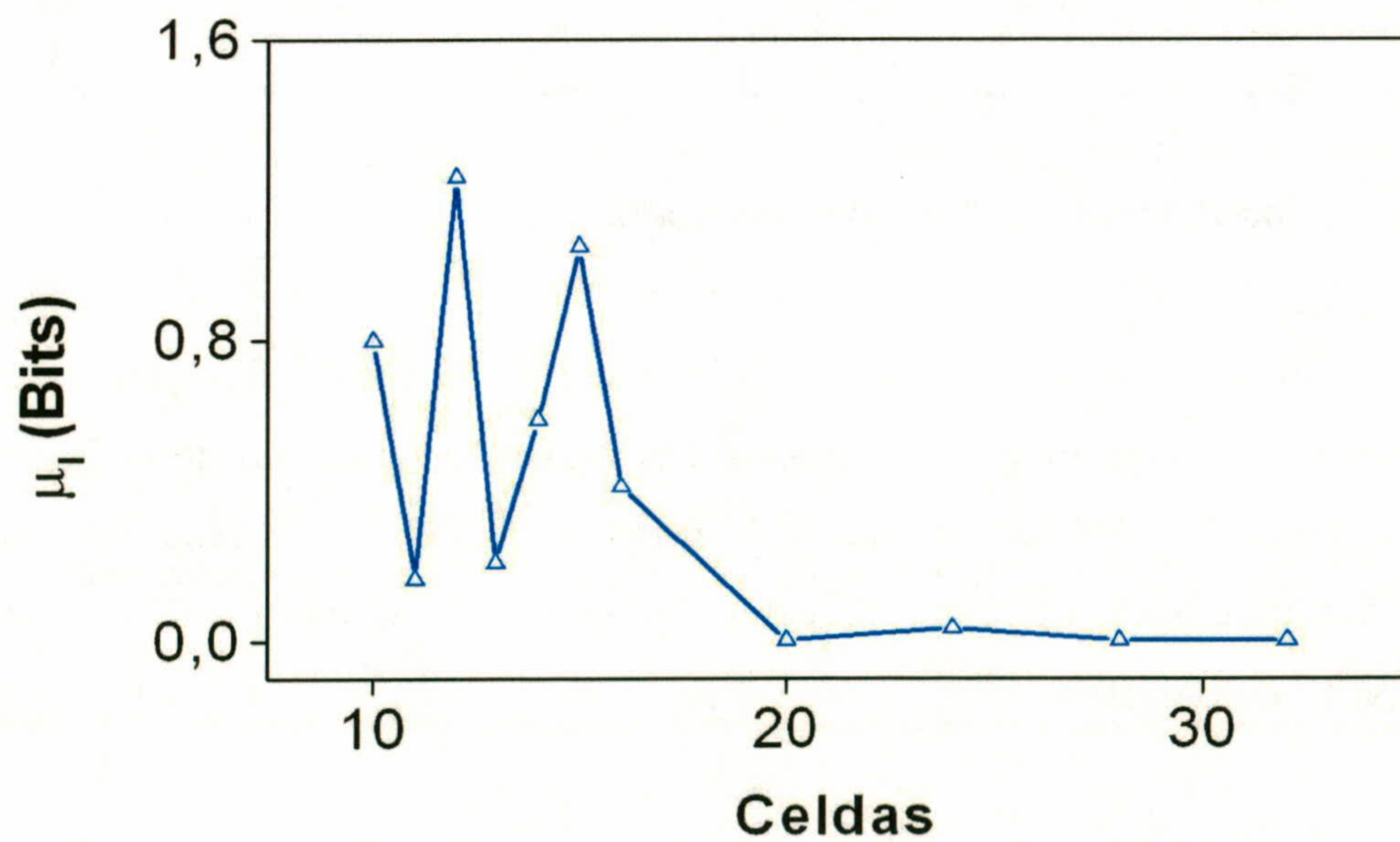


Figura V.4. Cálculo del valor óptimo del número de celdas. El máximo valor de la Información Mutua se alcanza para $\beta = 12$.

Para las primeras distribuciones de celdas (por ejemplo, 4x4, 5x5, ...) los valores obtenidos corresponden al caso trivial de transferencia de toda la información, como ya se ha discutido y se esperaba.

El valor que corresponde al parámetro β es el área de la cuadrícula correspondiente a la celda doce lo que significa un valor aproximado de 40 x 30 km².

V.3.4. Obtención de las probabilidades (P_1 , P_2 y P_3).

Una vez seleccionados los valores del paso y del número de celdas, se tienen tres series de valores correspondientes a las evoluciones de las tres probabilidades P_1 , P_2 y P_3 , que representados gráficamente muestran como tras un determinado número de evoluciones, los valores de dichas probabilidades tienden a estabilizarse. En la figura V.5. puede observarse la representación gráfica de los mismos mientras que en la tabla V.3 se muestran los valores correspondientes.

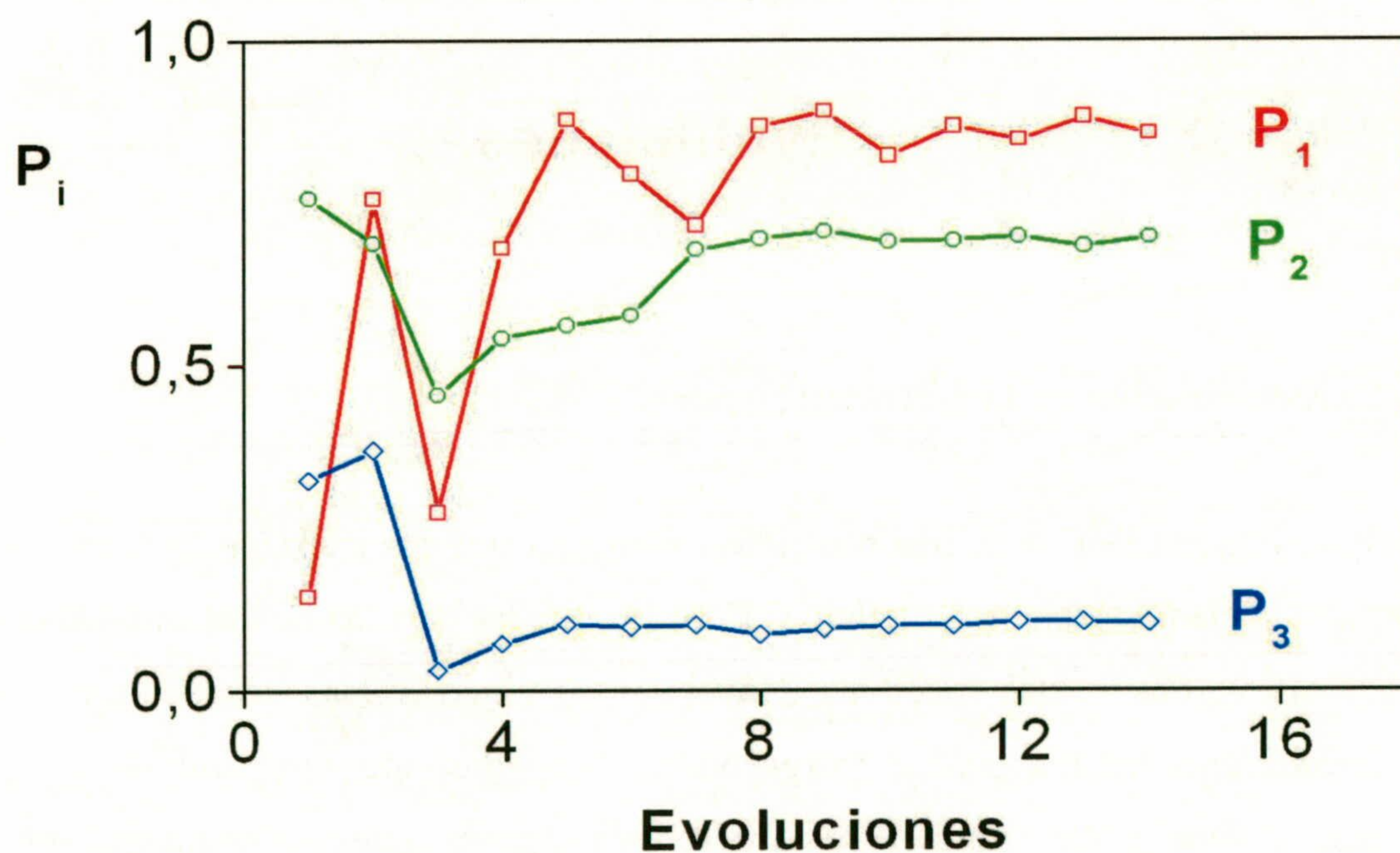


Figura V.5. Comportamiento de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 del modelo CT.

Asimismo se observa que, paralelo a las evoluciones en las que se van estabilizando los valores de las tres probabilidades, los valores de la Información Mutua van creciendo de forma rápida hasta un cierto número de evoluciones, a partir del cual se observa una estabilidad que queda puesta de manifiesto en el tramo casi horizontal que puede verse en la gráfica de la figura V.6., en la que se han representado el número de evoluciones en abscisas e Información Mutua en ordenadas, viendo que se llega a un valor máximo de este último parámetro.

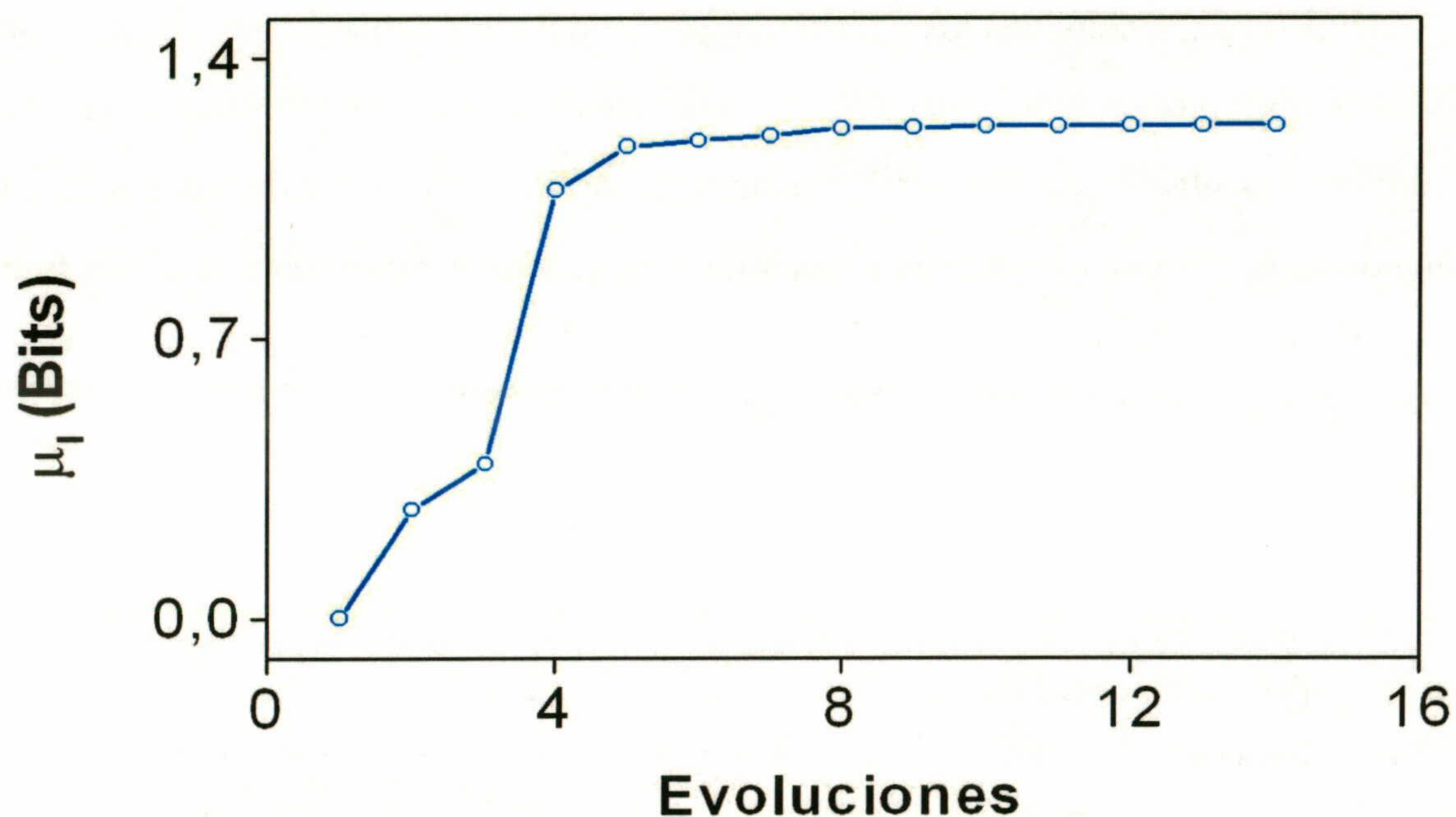


Figura V.6. Comportamiento de la Información Mutua.

V.3.5. Caracterización de la actividad sísmica.

Para la zona Bética se han obtenido los mapas que caracterizan la propagación de la actividad sísmica según el modelo CT, en los que las casillas negras indican celdas activas y las verdes celdas inactivas. Hay ($\tau = 5$) cinco mapas consecutivos en el tiempo, cada uno de los cuales corresponde a un intervalo temporal de longitud aproximada 2 años. En la Figura V.7. se representa la sismicidad generada en cada uno de estos ($\tau = 5$) cortes temporales.

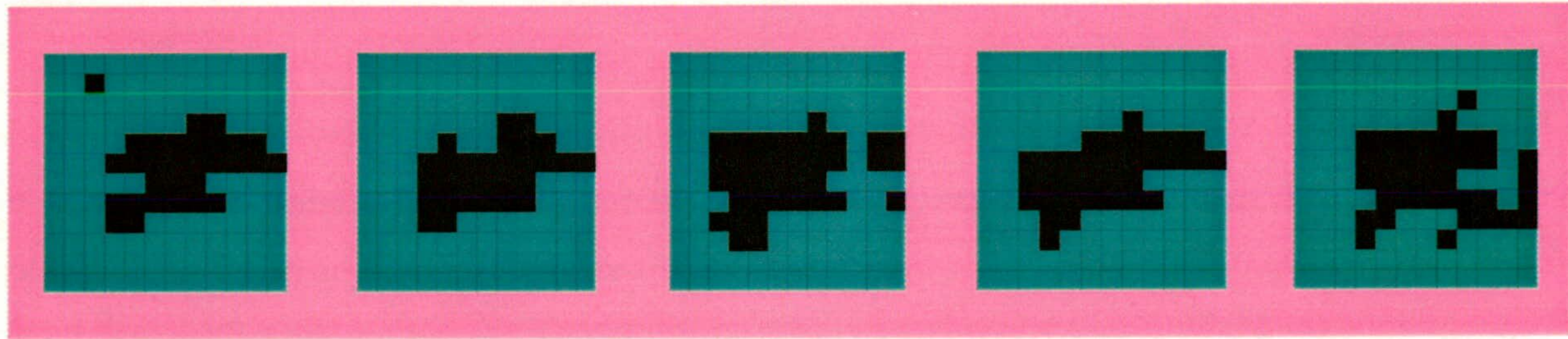


Figura V.7. Patrones representativos de la sismicidad generada en cada corte temporal en la zona Bética.

Tabla V.3

Iteration Number	P_1	P_2	P_3	Mutual Information (in bits)
1	0.144	0.757	0.323	0.000
2	0.755	0.687	0.369	0.272
3	0.273	0.454	0.031	0.386
4	0.679	0.541	0.072	1.070
5	0.877	0.560	0.101	1.178
6	0.793	0.576	0.097	1.193
7	0.714	0.677	0.100	1.205
8	0.867	0.694	0.086	1.224
9	0.890	0.705	0.093	1.225
10	0.821	0.689	0.099	1.229
11	0.867	0.691	0.099	1.229
12	0.846	0.697	0.105	1.230
13	0.881	0.682	0.105	1.231
14	0.856	0.696	0.103	1.231

Los valores obtenidos para las probabilidades han sido $P_1 = 0.856$, $P_2 = 0.696$ y $P_3 = 0.103$. Estos resultados se interpretan a nivel global como que en la región Bética, la probabilidad de que una región de tamaño β (aproximadamente $40 \times 40 \text{ km}^2$) que está sísmicamente activa continúe estándolo tras un período τ (aproximadamente 24 meses) es del 86%, mientras que la probabilidad de que lo esté una región próxima del mismo tamaño, según la cruceta característica del modelo CT, se sitúa en torno al 70%. Por el contrario, si la región inicial está sísmicamente inactiva, la probabilidad de que dicha región y todas las próximas a ella estén activas tras un período de 24 meses ronda tan solo el 10%.

V.4. SIMULACIONES Y TESTS PARA EL SURESTE PENINSULAR

Como ya quedó establecido en el capítulo cuarto, se trata ahora de comprobar la fiabilidad del modelo CT a través de la generación de simulaciones a partir de subconjuntos de la muestra de terremotos y compararlos con los patrones reales. Hay, por tanto, que generar en primer lugar las simulaciones para, en segundo lugar, calcular las funciones de correlación y comparar el grado de ajuste. Se han desarrollado una serie de cuatro simulaciones para la Región Bética. Los parámetros óptimos obtenidos por el modelo CT han sido $\tau = 5$ y $\beta = 12$, aplicado sobre una base de datos de 11757 sismos.

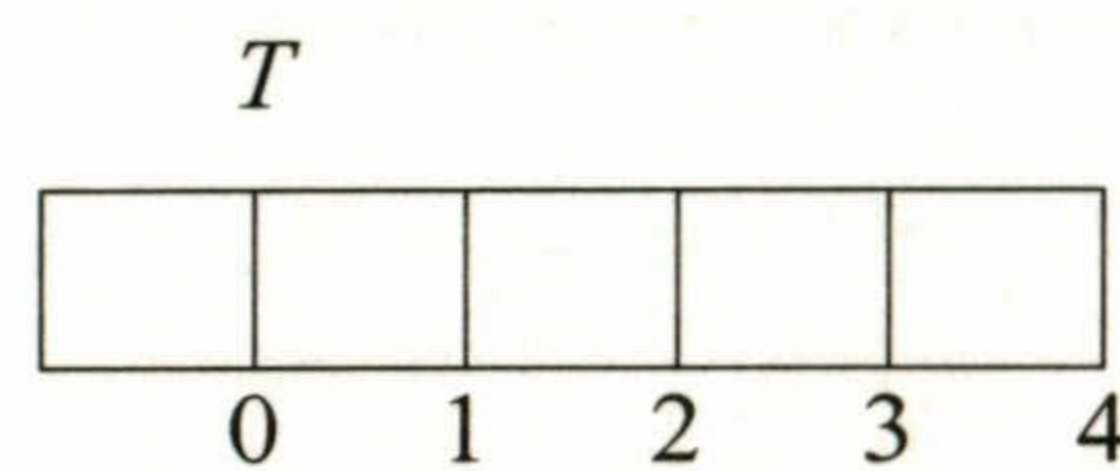


Tabla V.4

CORTE SISMOS ESTADO DENSIDAD

0	2352	T	0.2153
1	4704	$T + \tau$	0.2083
2	7056	$T + 2\tau$	0.2361
3	9408	$T + 3\tau$	0.2431
4	11757	$T + 4\tau$	0.2431

El corte notado con 0, con un total de 2352 sismos, se corresponde con el paquete base sobre el que se hace la primera simulación. Se pretende conocer el patrón de sismicidad se espera tenga lugar en el corte 1, para compararlo posteriormente con el patrón real que tuvo lugar en dicho instante. Posteriormente, se toma como base el corte 1, $T + \tau$, y se simula el patrón esperado para el corte 2, para compararlo posteriormente con el patrón real ocurrido para dicho tiempo, y el procedimiento continua hasta tomar como base el corte 4, $T + 2\tau$, simular el patrón se espera tenga lugar en el corte 4 y compararlo con el patrón real que ha tenido lugar en dicho instante. En total, son siete

las comparaciones que se van a establecer. Ahora, hay que elegir un criterio para establecer el valor de la probabilidad umbral (de corte), a partir de la cual se considerará que la celda está activa. Para elegir dicho valor, se trabaja con el conjunto de datos correspondiente al paquete base sobre el que se hace la simulación y se representan todos los patrones de sismicidad (mapas con celdas activas e inactivas) correspondientes considerando distintas probabilidades de corte: 0.50, 0.55, 0.60, ... hasta 0.95, con lo que se obtienen un total de diez mapas, algunos de los cuales pueden coincidir. A continuación se representa gráficamente la densidad de celdas activas (eje de ordenadas) en función de la probabilidad (eje de abscisas). El resultado es una gráfica decreciente, en la que se marca con un trazo horizontal el valor real de la densidad de celdas activas, calculado sobre todo el conjunto de sismos procesados. Se localiza a continuación el valor de la probabilidad a la que corresponde el punto de corte de las dos gráficas.

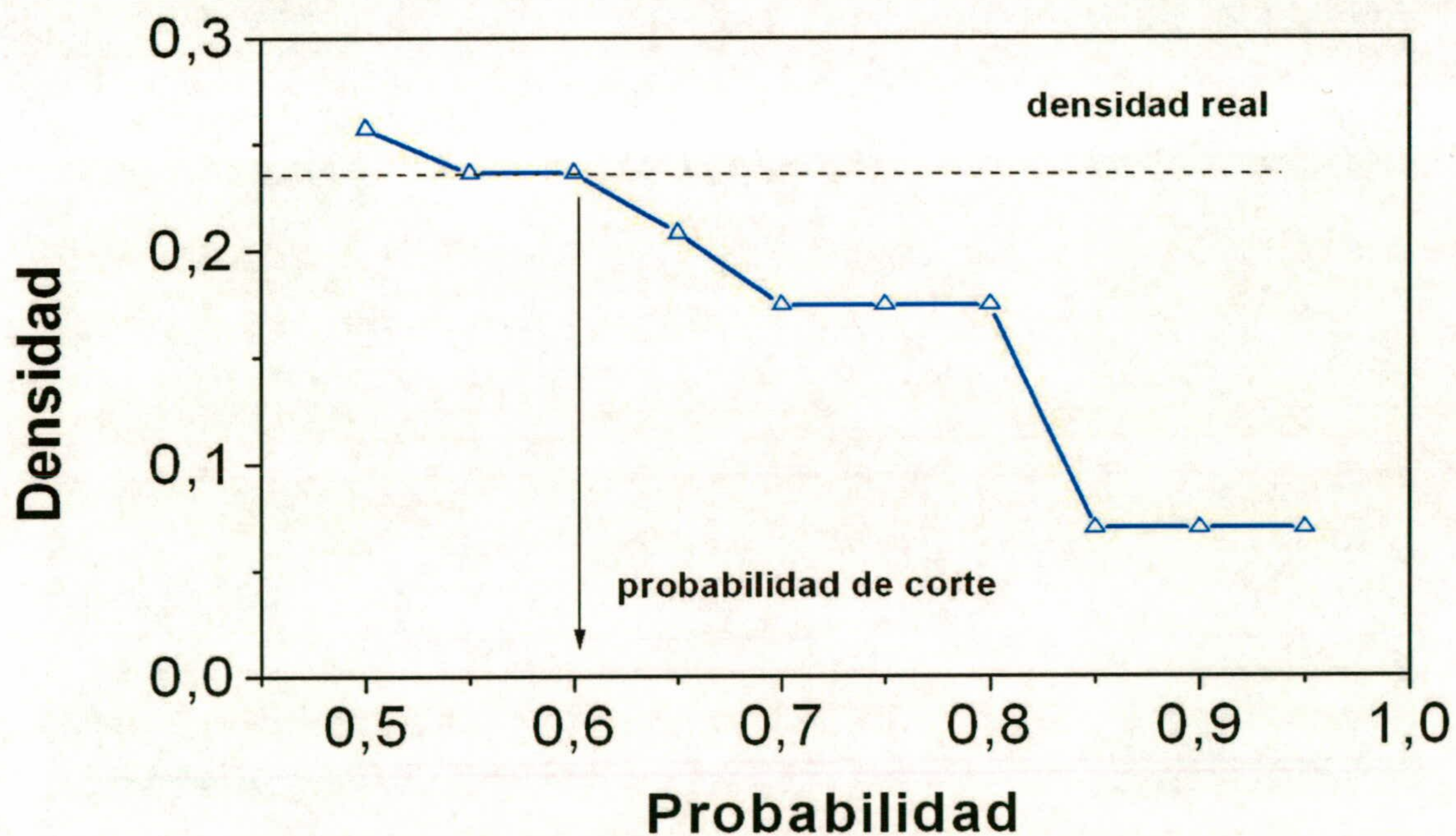


Figura V.8. Obtención de la probabilidad umbral, parámetro necesario para establecer la actividad o inactividad de una celda en la creación de patrones de sismicidad simulados. Para la zona Bética el valor obtenido es $\pi = 0.6$, con un error menor que 0.05.

Los valores de estas densidades para los respectivos conjuntos base se muestran en la tabla V.4. Todas estas densidades se utilizarán para comparar los patrones de sismicidad reales y simulados en los distintos cortes, pues van a permitir conocer para

los distintos cortes el valor de la probabilidad umbral a partir de la cual la celda va a ser considerada activa. El valor de esta densidad para el conjunto total de datos es $\rho = 0.2431$, dato que se utilizará para predecir en base al modelo CT el estado de actividad o inactividad de una celda del entorno en un tiempo τ , lo que permitirá la confección de un mapa de peligrosidad sísmica para la zona. En la figura V.8. se muestra el procedimiento expuesto aplicado sobre el conjunto total de datos.

Los patrones de sismicidad simulados y reales pueden verse a continuación en la figura V.9:

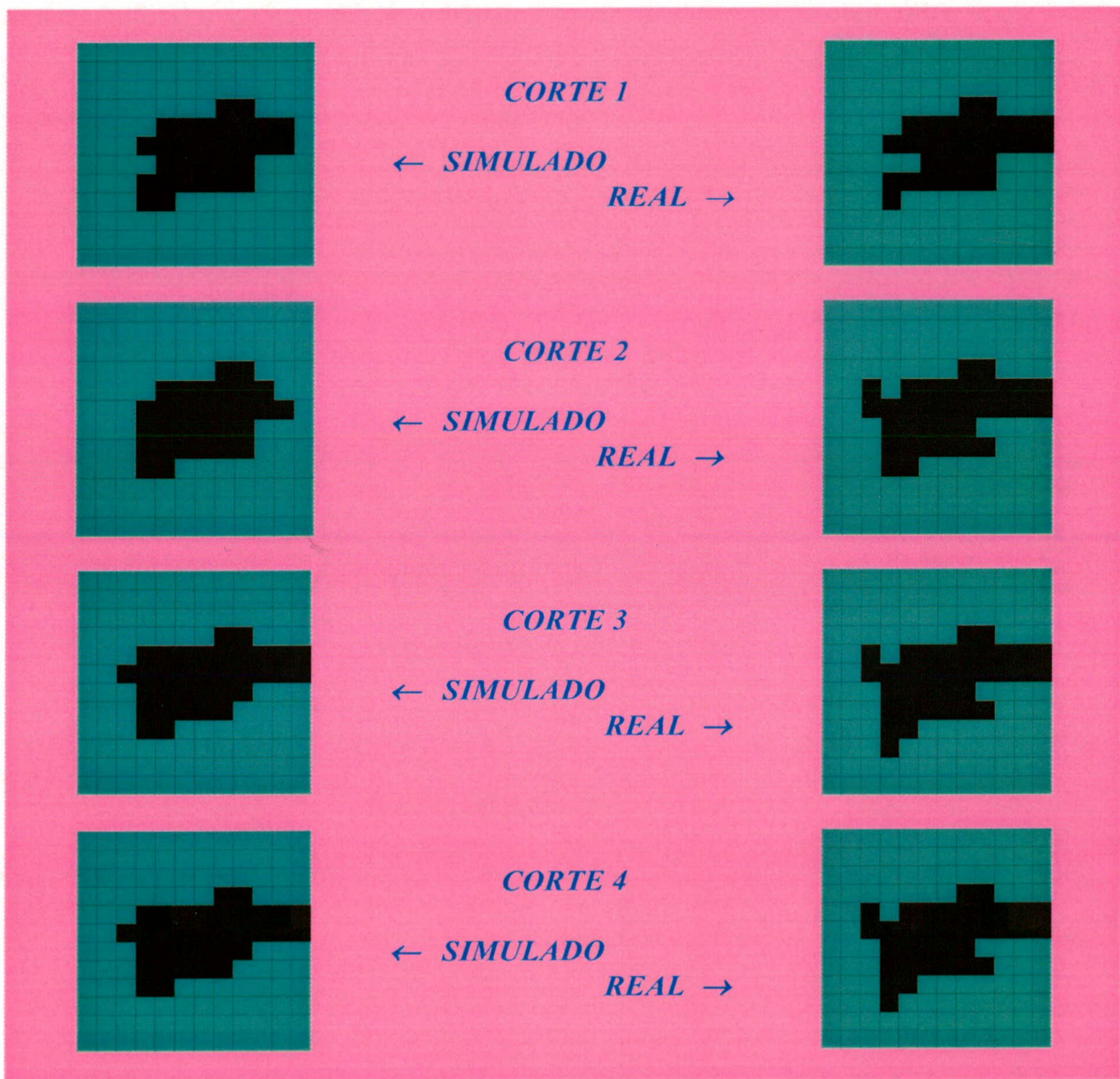


Figura V.9. Patrones de sismicidad simulados (izquierda) y reales (derecha) para los cuatro cortes temporales realizados en la zona Bética.

El paso siguiente es la determinación de la función de correlación para cada caso, comparando en cada corte las correspondientes a los patrones real y simulado, respectivamente. Estas funciones de correlación presentan aspectos diferentes según las distintas distribuciones de celdas activas, por lo que dependen directamente de las probabilidades de corte, al verificarse que a mayor probabilidad de corte, menor número de celdas activas. En la figura V.10 se han representado las funciones de correlación para todas las distintas densidades (distintas probabilidades de corte) correspondientes al conjunto total de datos.

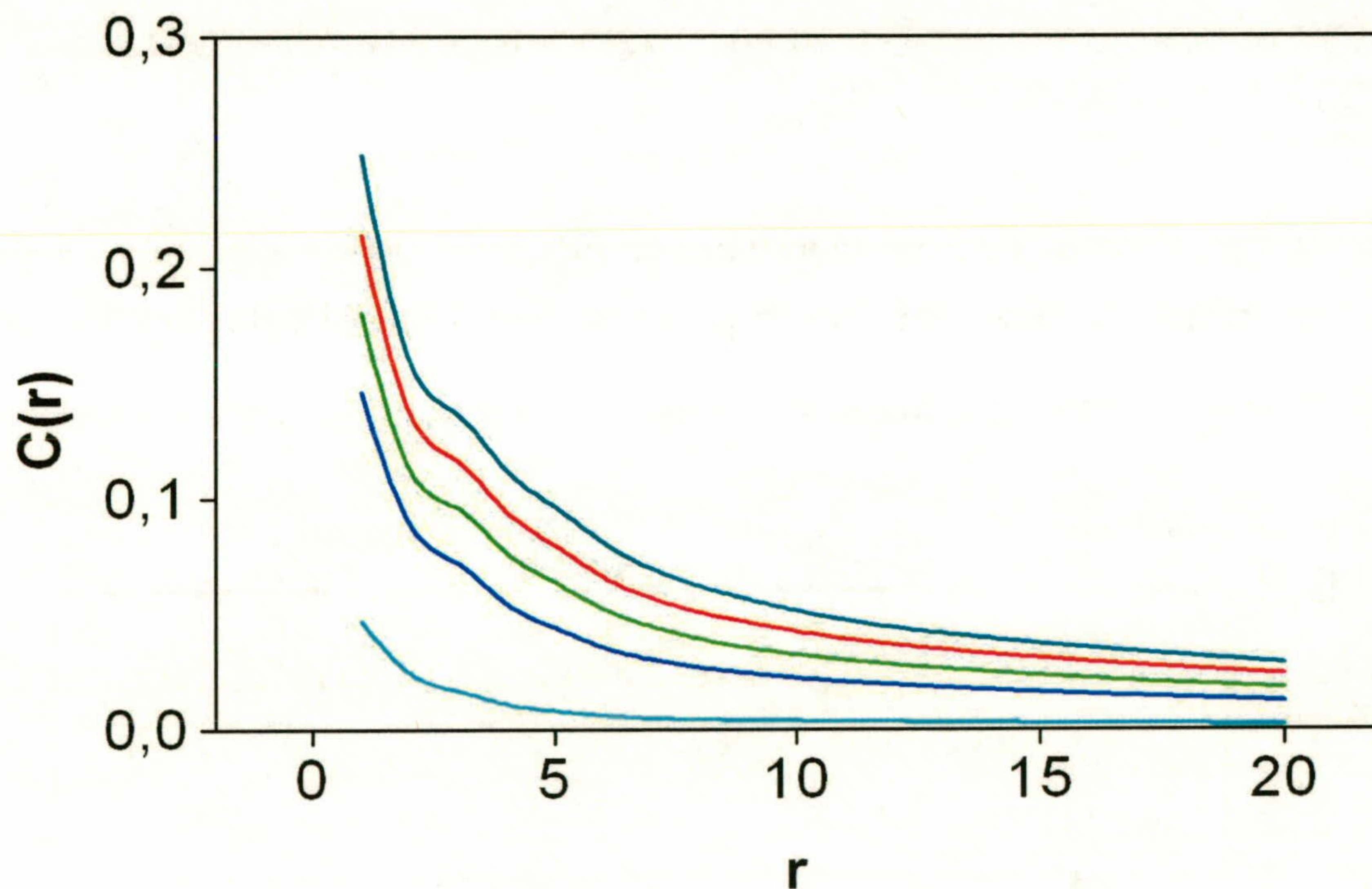


Figura V.10. Funciones de correlación para las distintas probabilidades de corte, calculadas sobre todo el conjunto base de la zona Bética.

La razón por la cual aparecen únicamente cinco gráficas se debe a que algunas de las diez que componen el total son similares entre sí, como era de esperar viendo la figura V.8. La línea de color turquesa oscuro representa la función de correlación para una probabilidad de corte de 0,5, la roja representa las funciones de correlación correspondientes a las probabilidades de corte 0,55 y 0,60, coincidentes; la línea verde representa la correspondiente al valor 0,65 de probabilidad umbral; la azul representa a

tres funciones de correlación que coinciden, las correspondientes a los valores 0.70, 0.75 y 0.80 de probabilidad umbral, y la línea de color turquesa claro representa a las también coincidentes relativas a los valores de probabilidad de corte 0.85, 0.90 y 0.95. La figura V.11 muestra las distribuciones de celdas activas e inactivas a las que corresponden estas funciones de correlación.

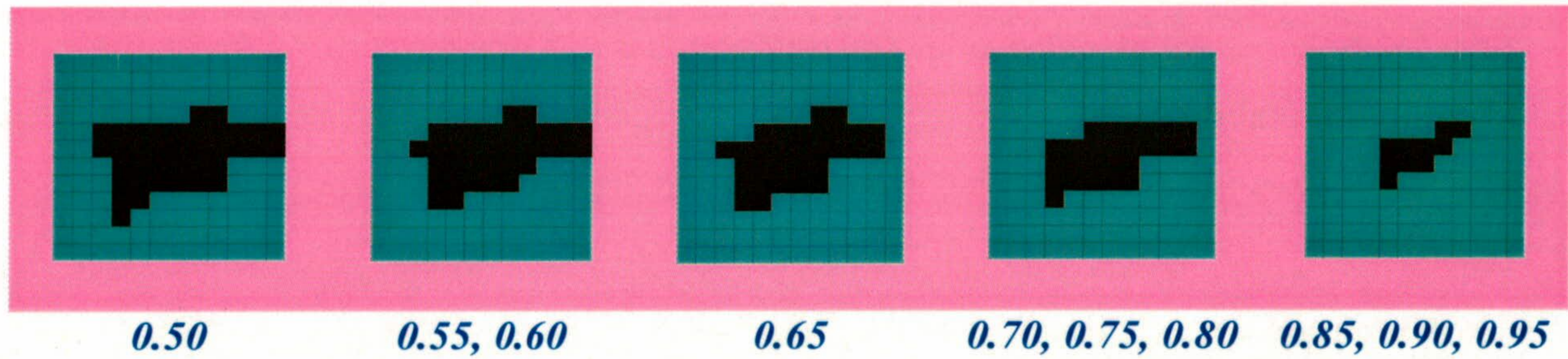


Figura V.11. Distintos patrones de sismicidad según la probabilidad de corte, referentes al conjunto base del Sureste Peninsular (zona de las Béticas).

En las figuras V.12 a V.15 se muestran las funciones de correlación para datos simulados y reales, en cada corte. Las líneas azules representan datos reales y las rojas los simulados.

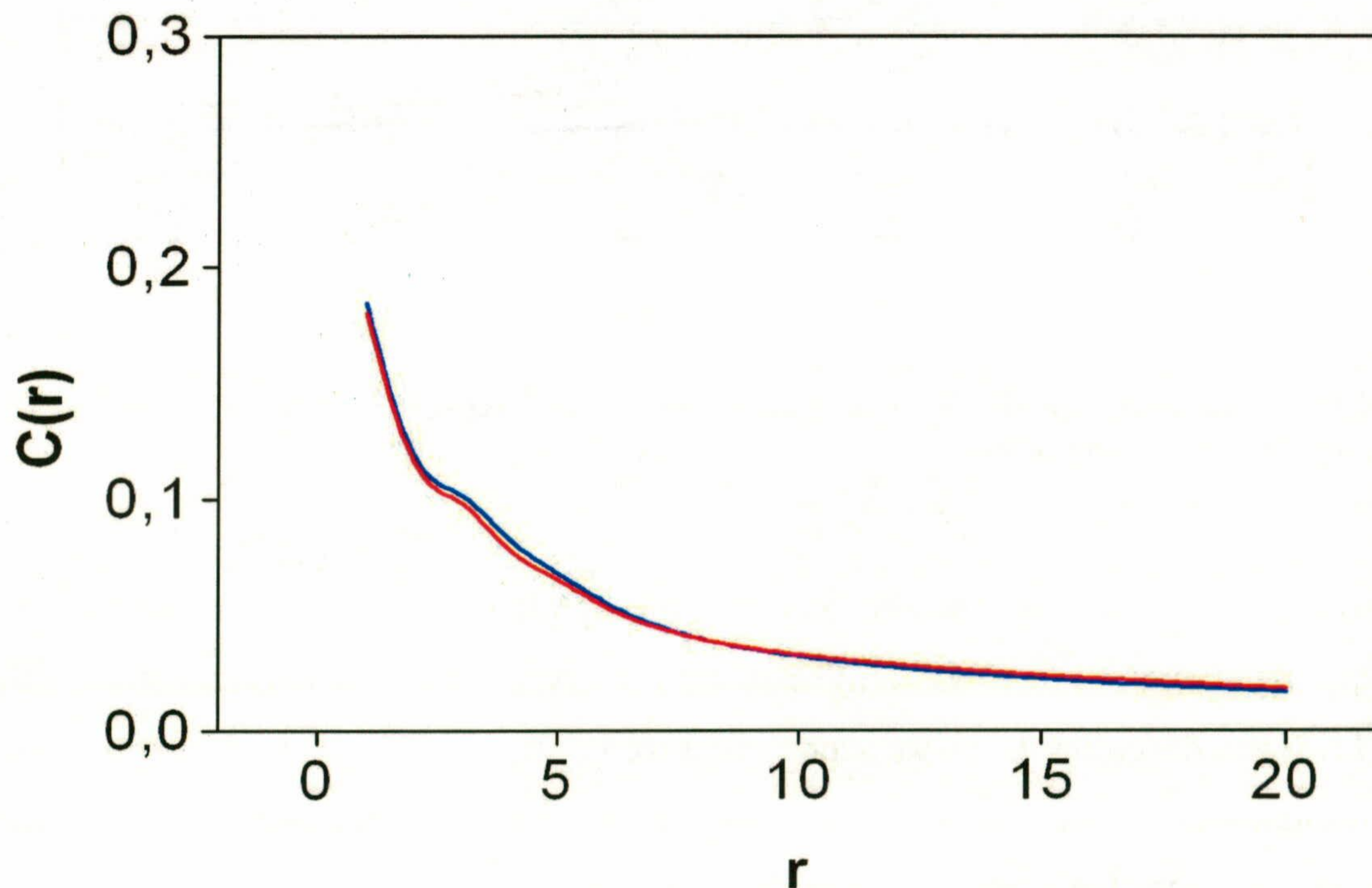


Figura V.12. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del primer corte temporal en la zona Bética.

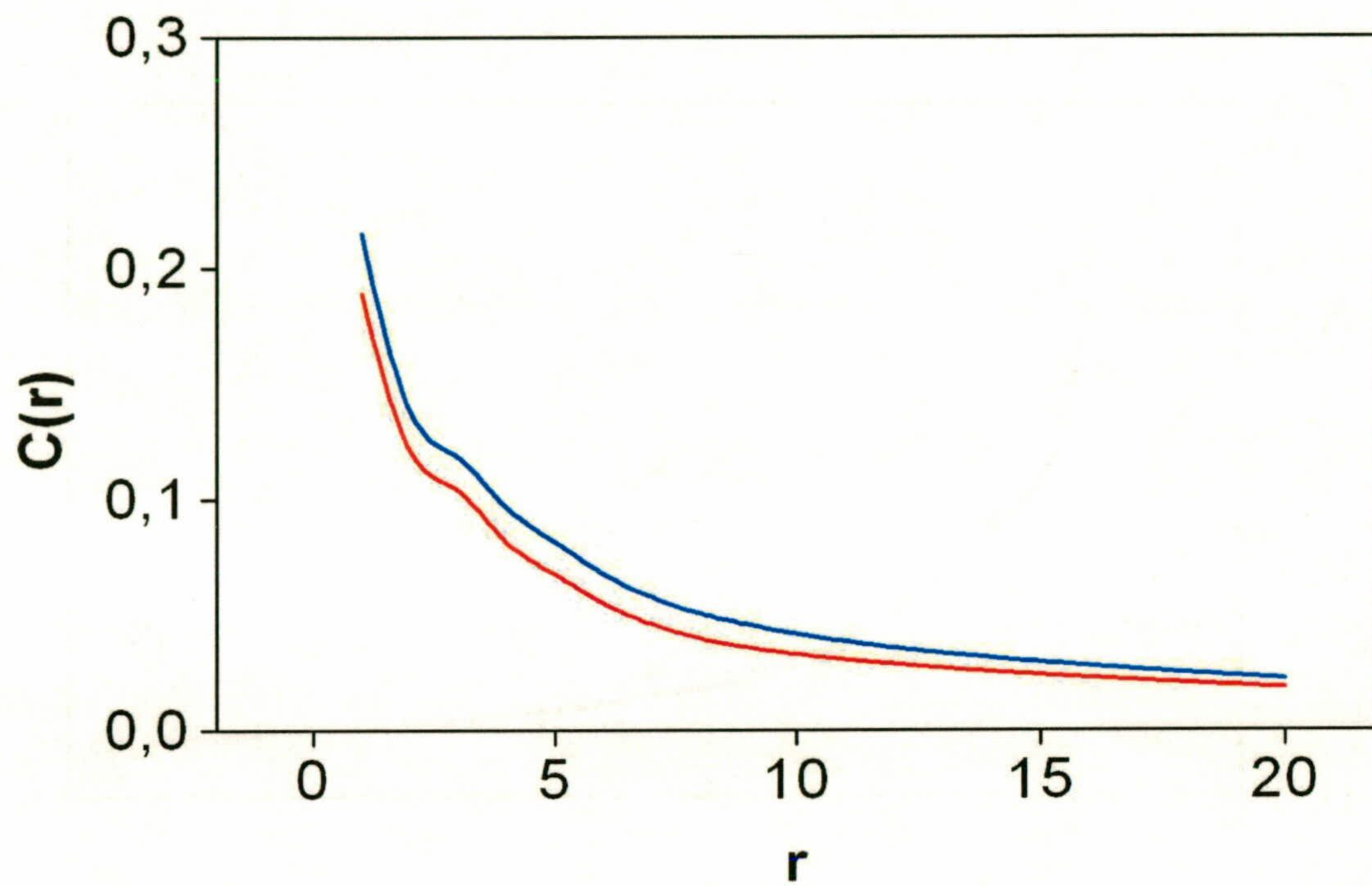


Figura V.13. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del segundo corte temporal en la zona Bética.

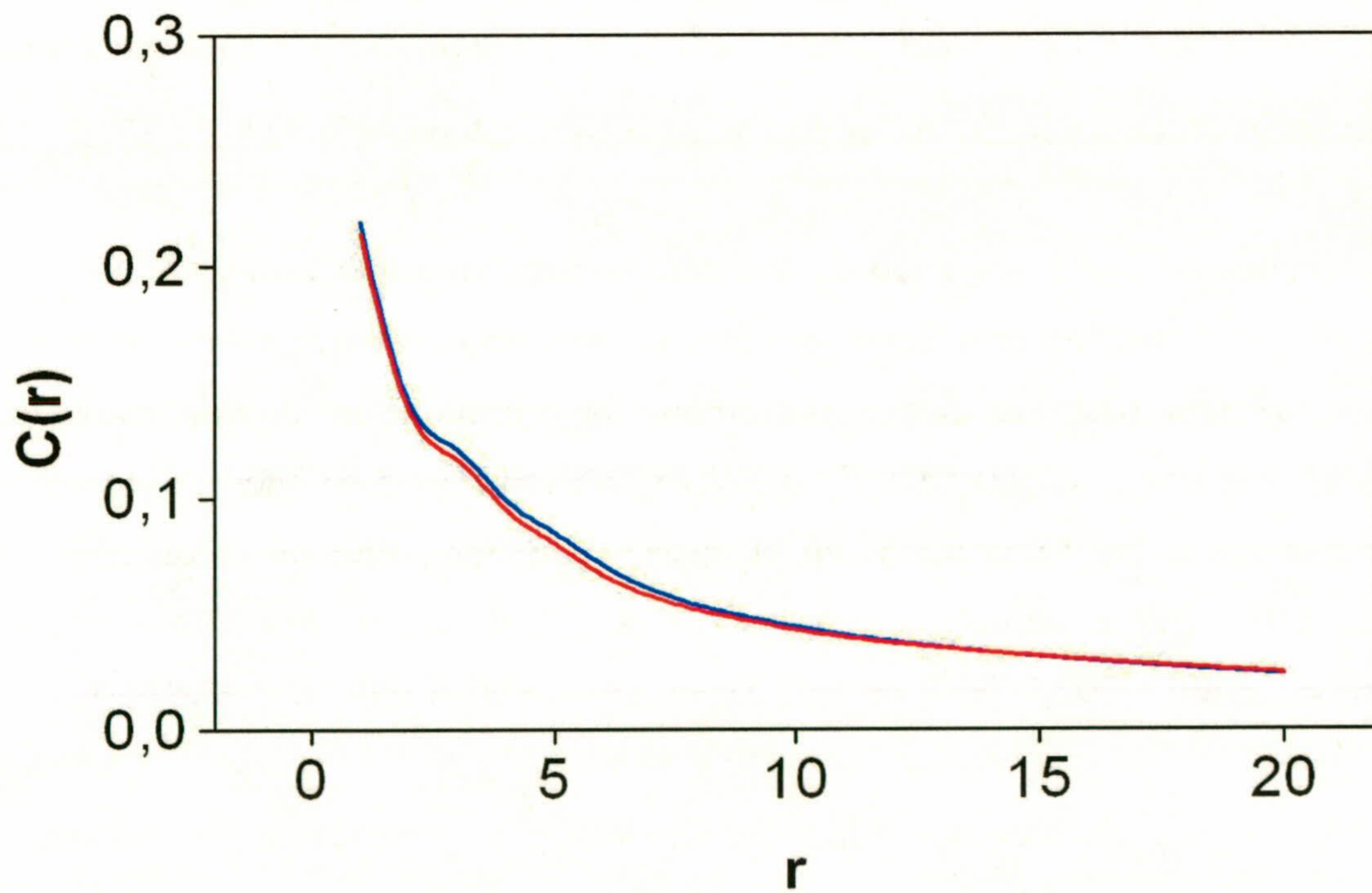


Figura V.14. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del tercer corte temporal en la zona Bética.

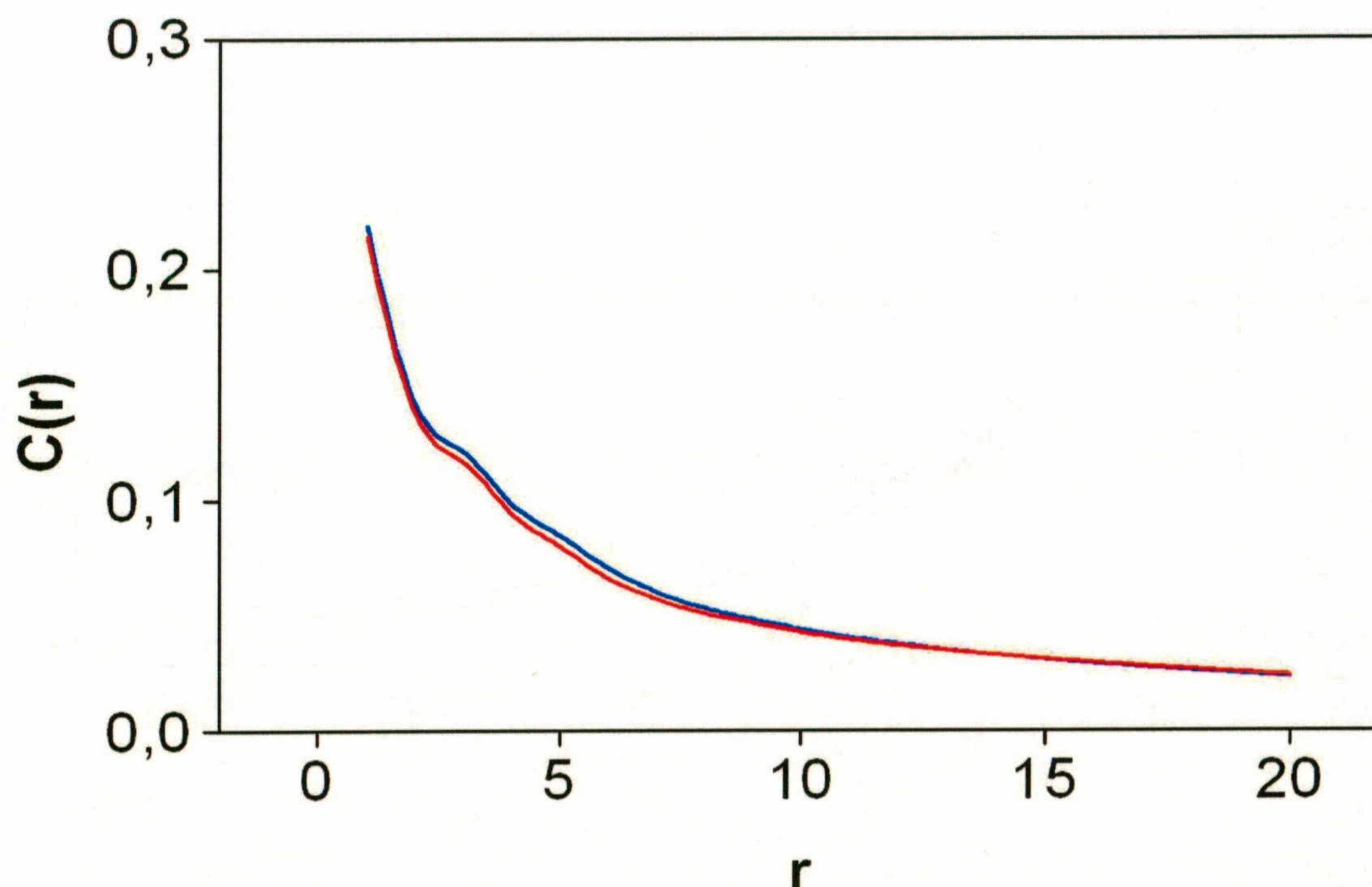


Figura V.15. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del cuarto corte temporal en la zona Bética.

Dada la semejanza entre las funciones de correlación se puede concluir que las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 del modelo CT y la probabilidad de corte encontradas previamente reproducen los patrones de sismicidad en la zona de Bética.

Finalmente, se ha realizado un test para comprobar como influye el número de sismos elegidos para la simulación en el resultado final, ya que parece lógico que partiendo de una base de datos más amplia la reproducción de los patrones de sismicidad sería más exacta. La figura V.16 muestra las funciones de correlación correspondiente a los datos reales en el cuarto corte temporal, en color azul, y las relativas a los valores simulados en los cortes 2 y 4, de colores rojo y magenta, respectivamente.

Se observa que la capacidad del modelo para reproducir los patrones de sismicidad es tanto más alta cuantos más datos se consideren. Y se resalta el hecho de que la predicción a largo plazo no es tan precisa como a corto, lo que está en

consonancia con la consideración de que la actividad sísmica presenta características caóticas, o bien, que se trata de un conjunto fractal.

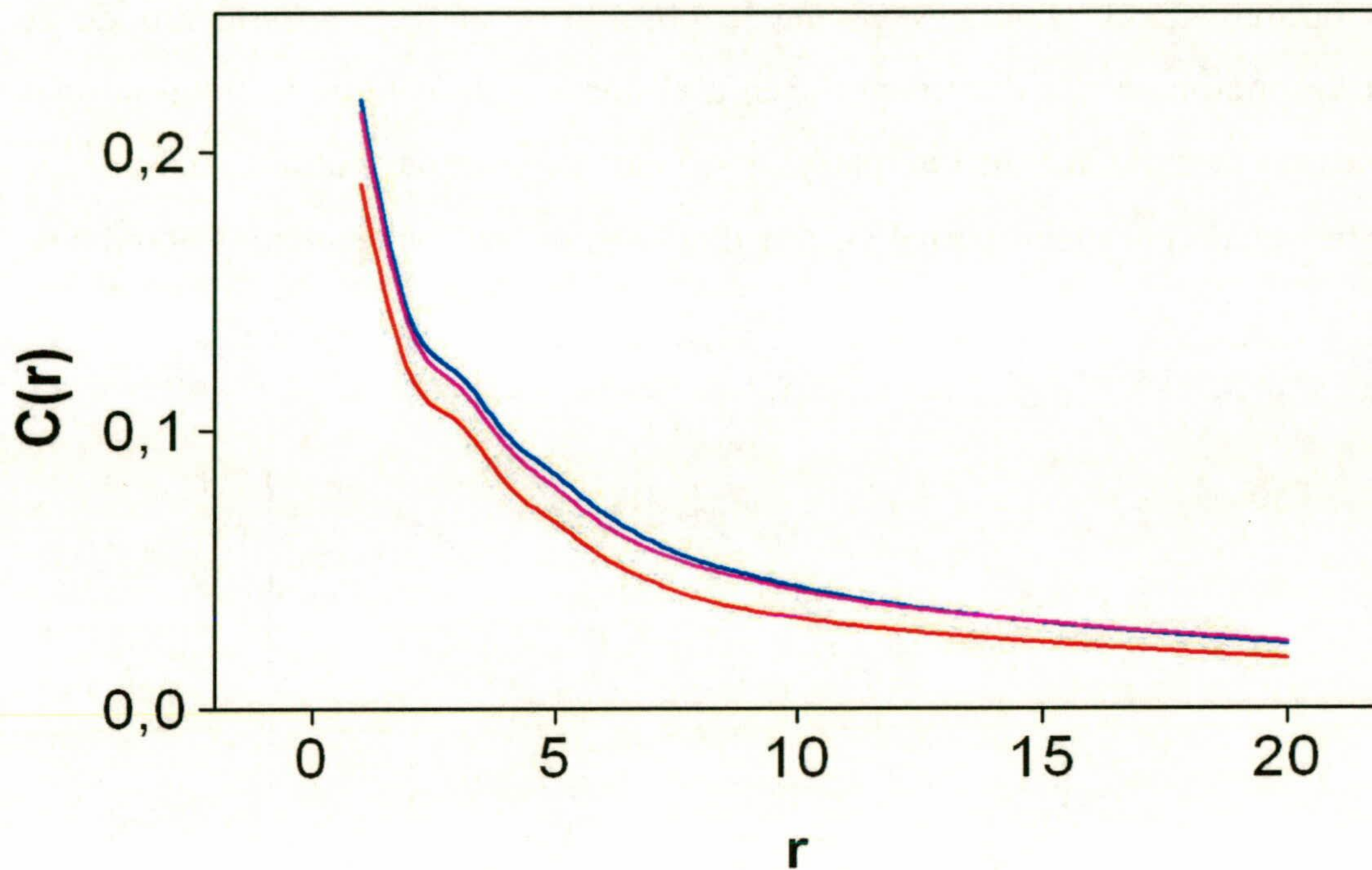


Figura V.16. Funciones de correlación correspondientes a datos reales en el cuarto corte y simulados en los cortes 2 y 4. La gráfica correspondiente a los datos simulados en el corte 4 está más próxima a la que representa los datos reales en dicho corte que la que representa los datos simulados en el corte 2.

Para finalizar este apartado dedicado a las simulaciones y tests, se van a llevar a cabo dos ejercicios basados en catálogos hipotéticos, tal y como ya se explicó en el capítulo IV. El primero de ellos, figura IV.5, corresponde a una distribución aleatoria de la sismicidad en el área de la región Bética; el segundo, figura IV.6, es una distribución totalmente alineada con dos fracturas hipotéticas que forman una cruz.

Los resultados del análisis llevado a cabo sobre el primero de los catálogos puede verse gráficamente en las figuras V.17 y V.18 que corresponden a los datos de las tablas V.5 y V.6. Hay que resaltar que el comportamiento de la *Información Mutua* frente al número de *pasos* indica la ausencia de un máximo claro para el valor de μ_l . En efecto, el único punto que podría destacarse es el de 11 pasos, si bien, en idénticas condiciones podríamos marcar al menos tres máximos más. Además, la relevancia de

estos máximos es mucho menor que en el caso real (figura V.3). Por último, destaca el valor mucho más pequeño en términos absolutos de la *Información Mutua* (entre 0,3 y 0,45 bits frente a los casi 3,2 bits). En cualquier caso, dada la necesidad de elegir un valor del *paso* se ha optado por $\tau = 11$. Menos clara es aún la elección del número de *celdas* óptimo. En la figura V.18 puede observarse un comportamiento de μ_I con carácter monótonamente decreciente frente al número de *celdas*. La total ausencia de máximos no permite decidir qué pareja $\tau - \beta$ caracterizará la muestra analizada, por lo que se ha optado por elegir varios valores de β y examinar los resultados obtenidos.

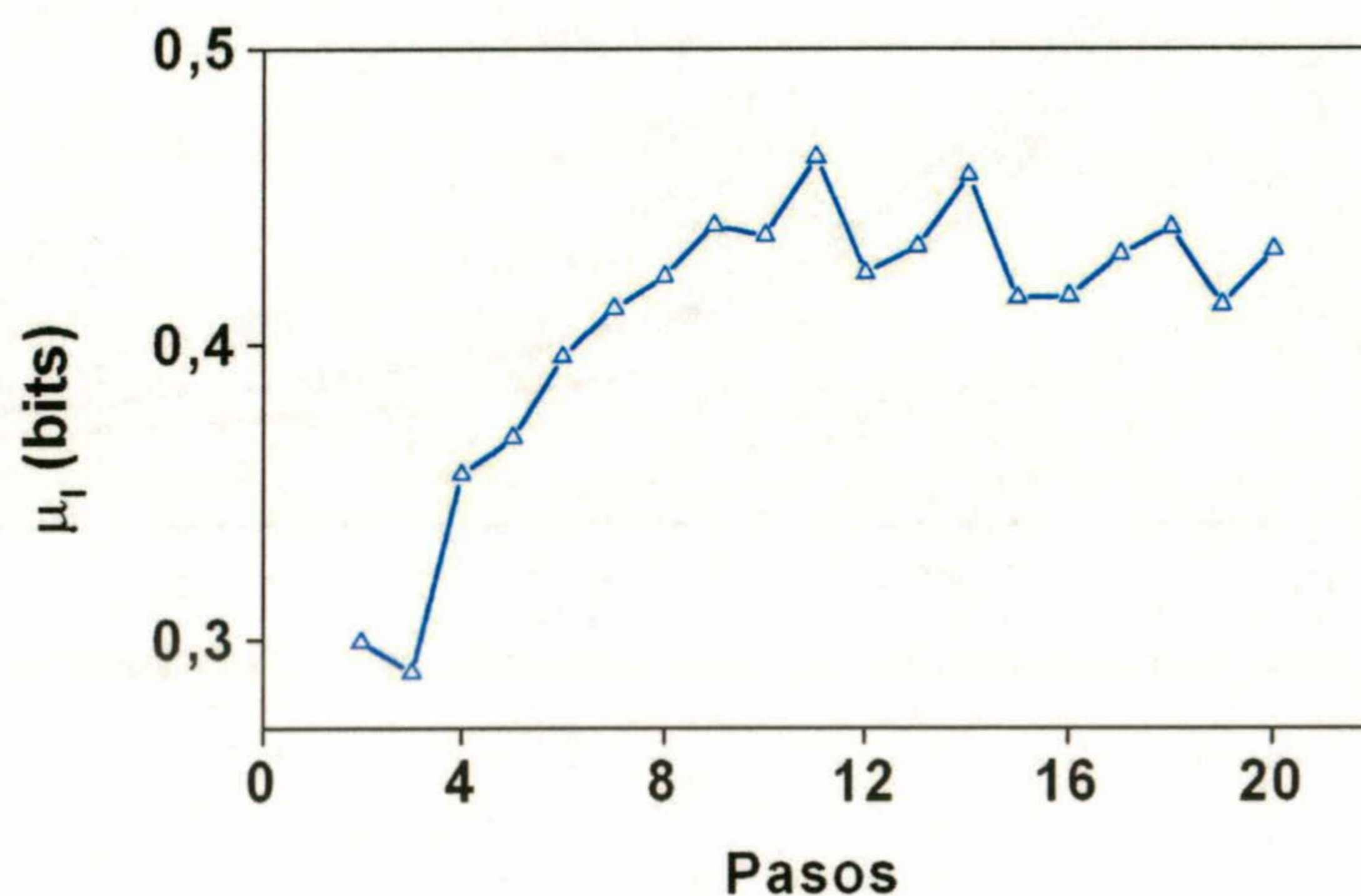


Figura V.17. Información Mutua frente a Pasos para una distribución de sismicidad aleatoria. No destaca ningún máximo de manera clara y además, los valores de la Información Mutua son mucho más bajos que en el caso real.

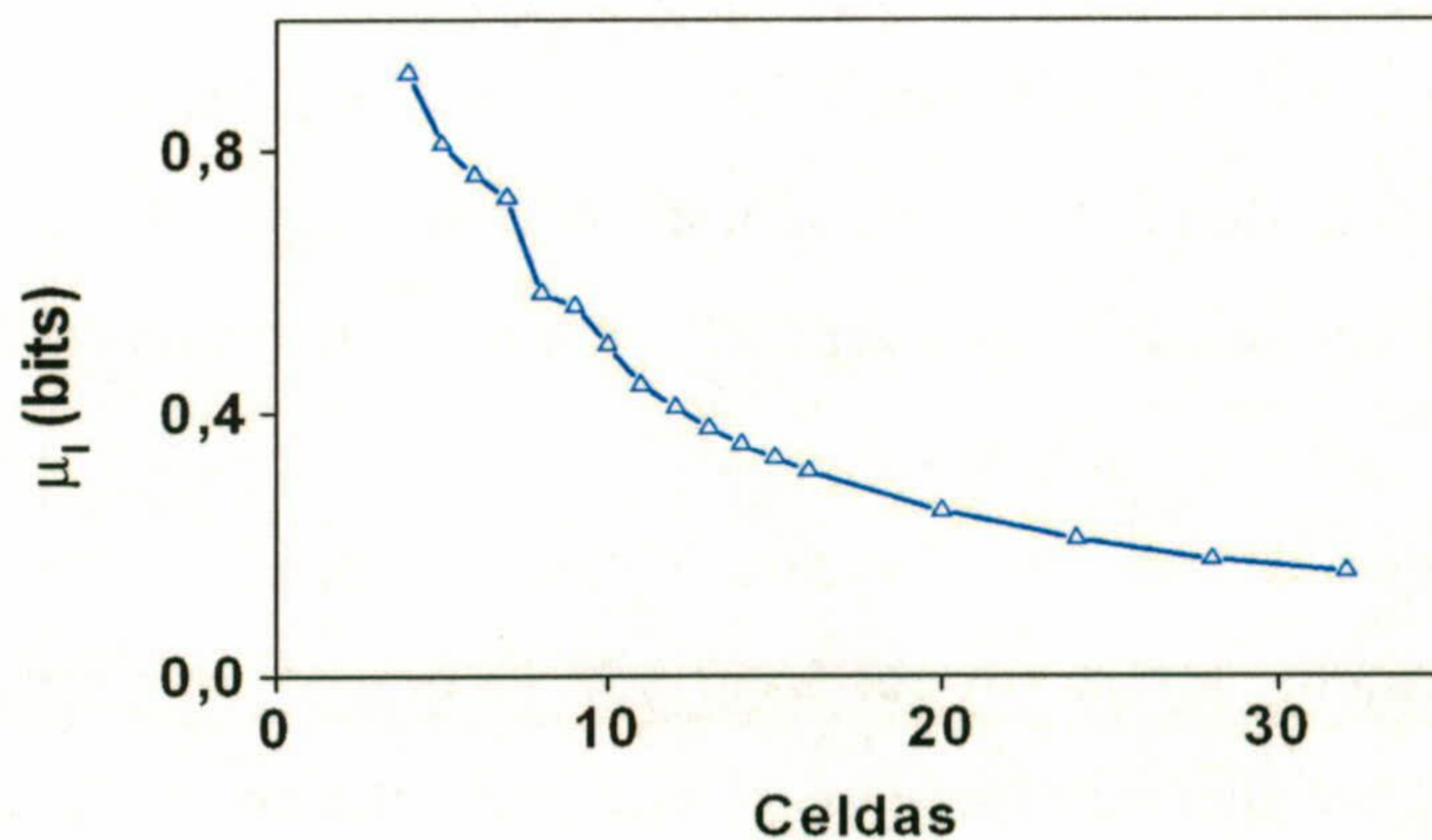


Figura V.18. Información Mutua frente a Celdas para una distribución de sismicidad aleatoria. Hay que destacar la ausencia de algún máximo y el comportamiento de función monótona creciente que exhibe la Información Mutua.

Tabla V.5.

Paso	Información Mutua (bits)	Paso	Información Mutua (bits)
2	0,29904	12	0,42387
3	0,28859	13	0,43270
4	0,35573	14	0,45669
5	0,36815	15	0,41533
6	0,39554	16	0,41605
7	0,41185	17	0,43008
8	0,42271	18	0,43914
9	0,43988	19	0,41304
10	0,43655	20	0,43151
11	0,46303		

Tabla V.6.

Número de Celdas	μ_I (bits)
4	0,91777
5	0,80976
6	0,76190
7	0,72751
8	0,58182
9	0,56257
10	0,50364
11	0,44225
12	0,40845
13	0,37576
14	0,35108
15	0,33042
16	0,31019
20	0,24913
24	0,20700
28	0,17547
32	0,15674

Los valores elegidos para β han sido 8, 11, 14 y 20. Los resultados pueden verse en las gráficas de las figuras V.19, V.20, V.21 y V.22; los datos de estas gráficas están en las tablas V.7, V.8, V.9 y V.10.

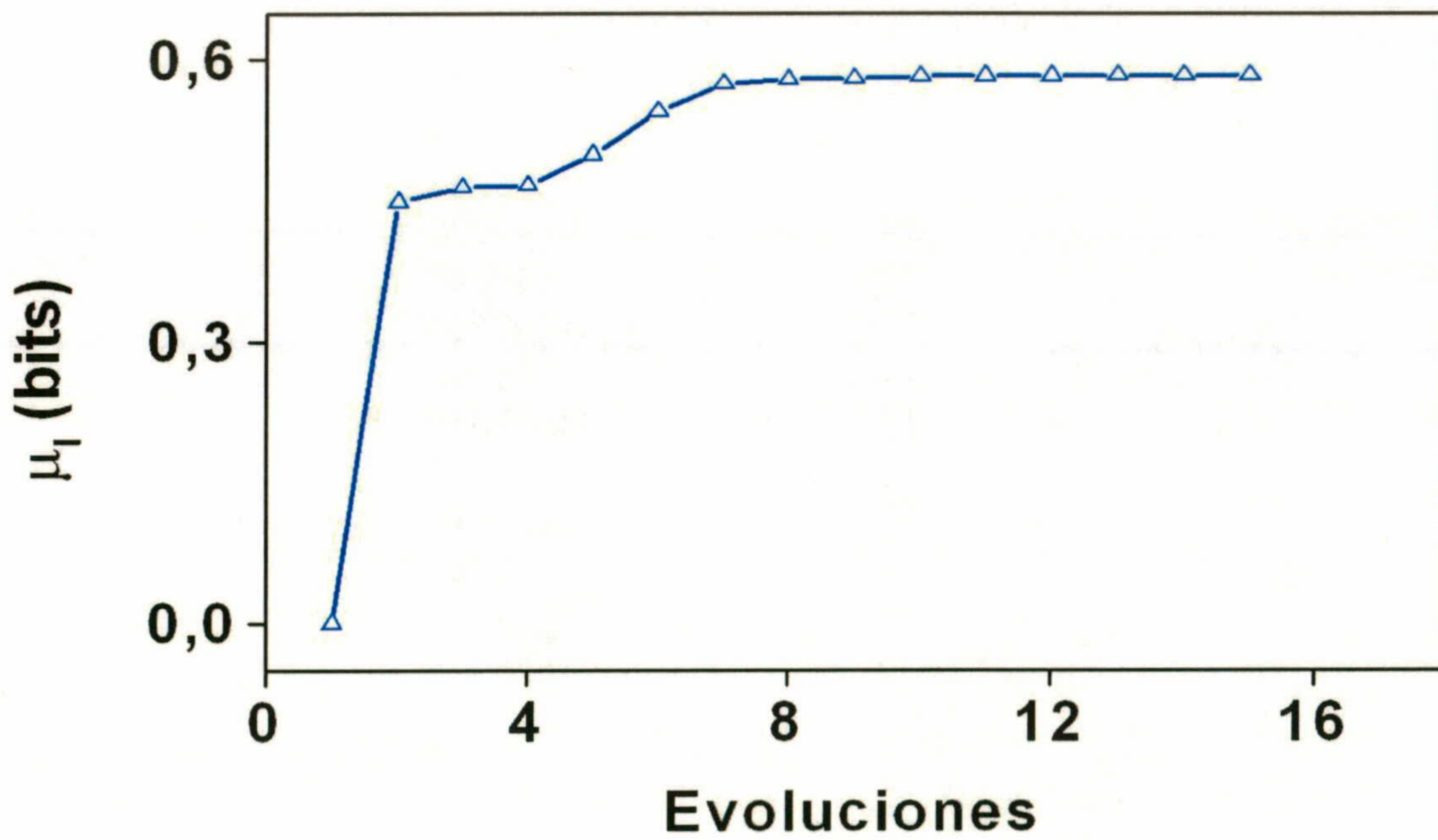
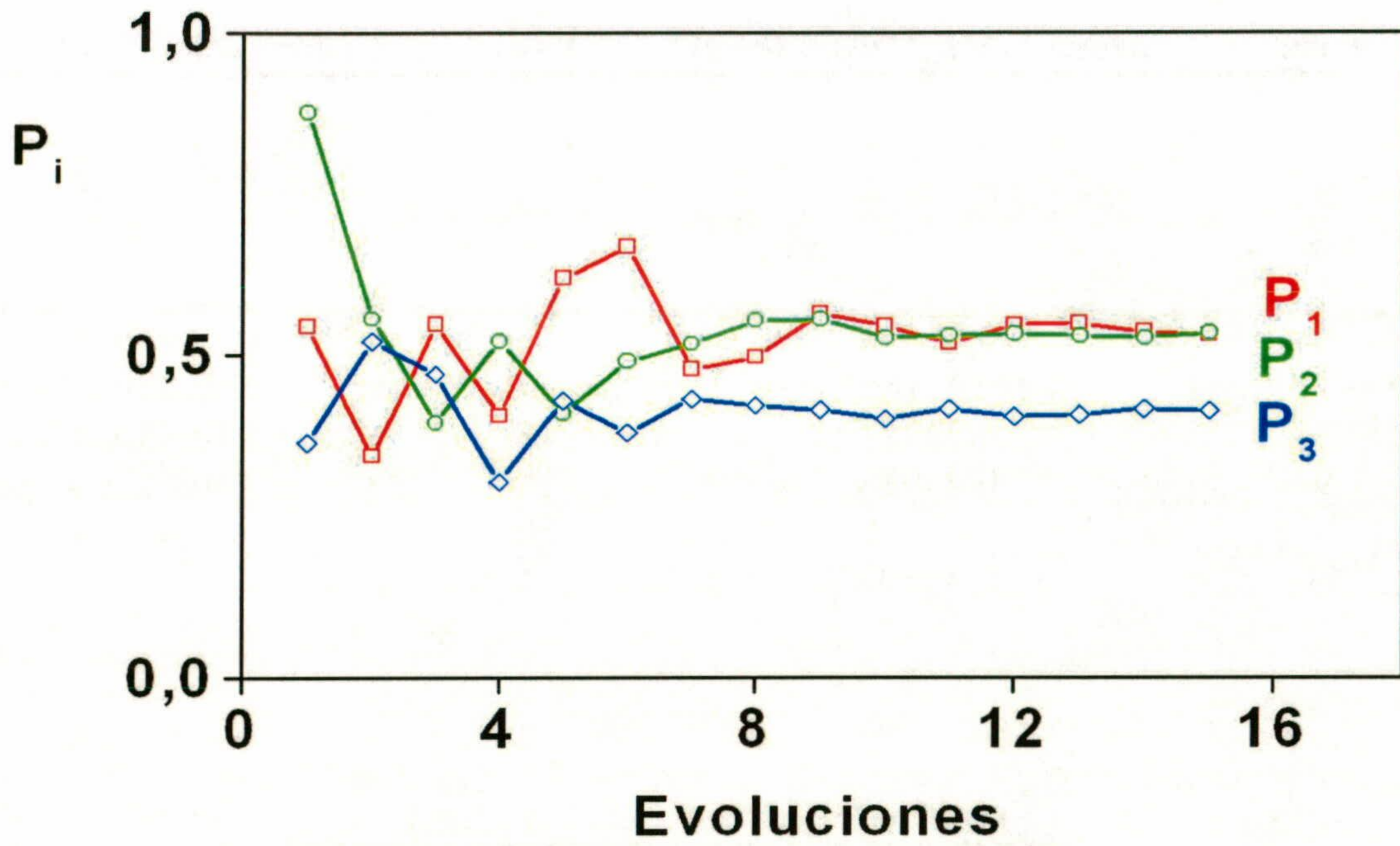


Figura V.19. Análisis de Probabilidades y de la Información Mutua para $\tau = 11$ y $\beta = 8$. El comportamiento de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 frente a las evoluciones está arriba y el de la Información Mutua está abajo.

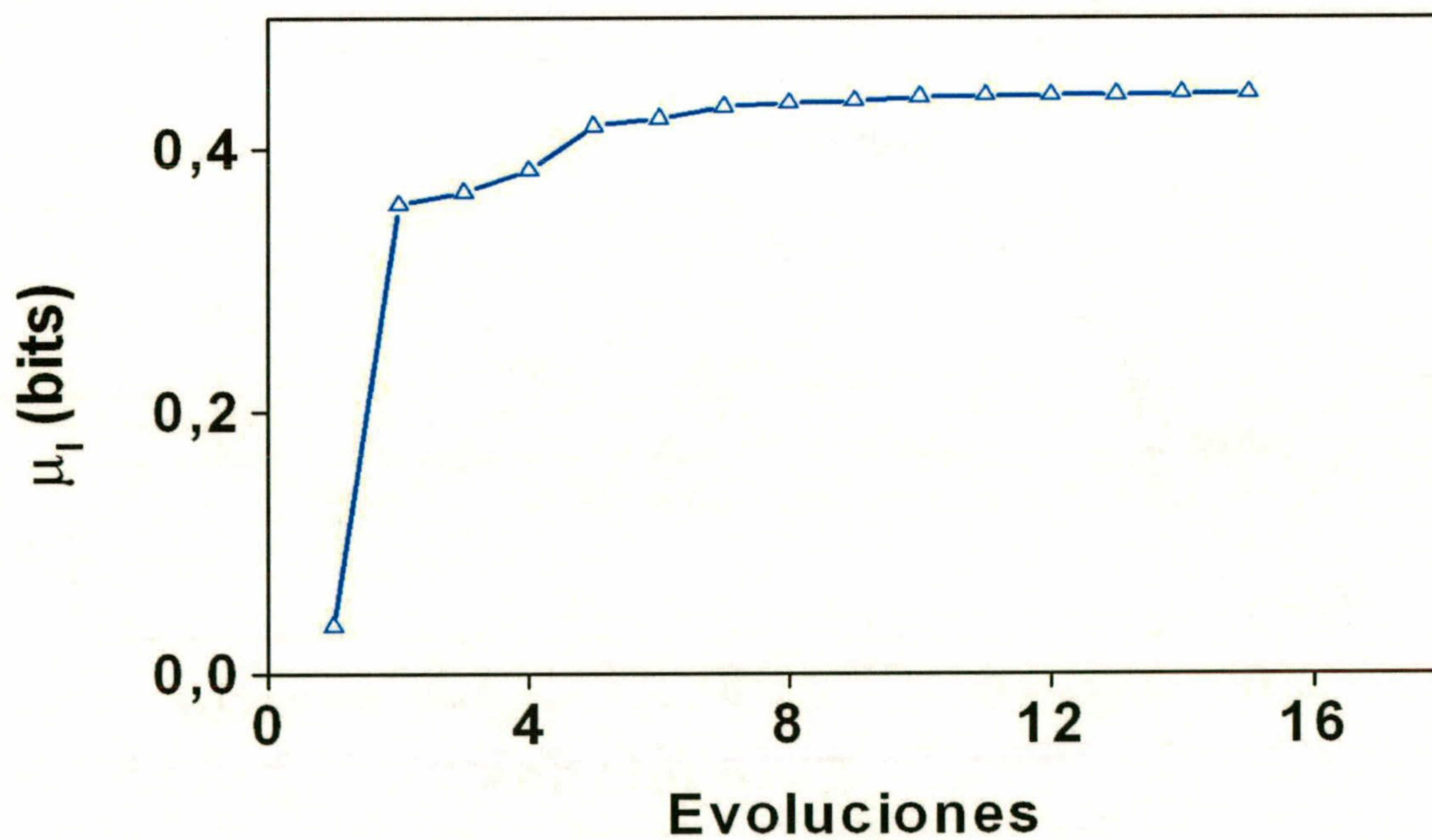
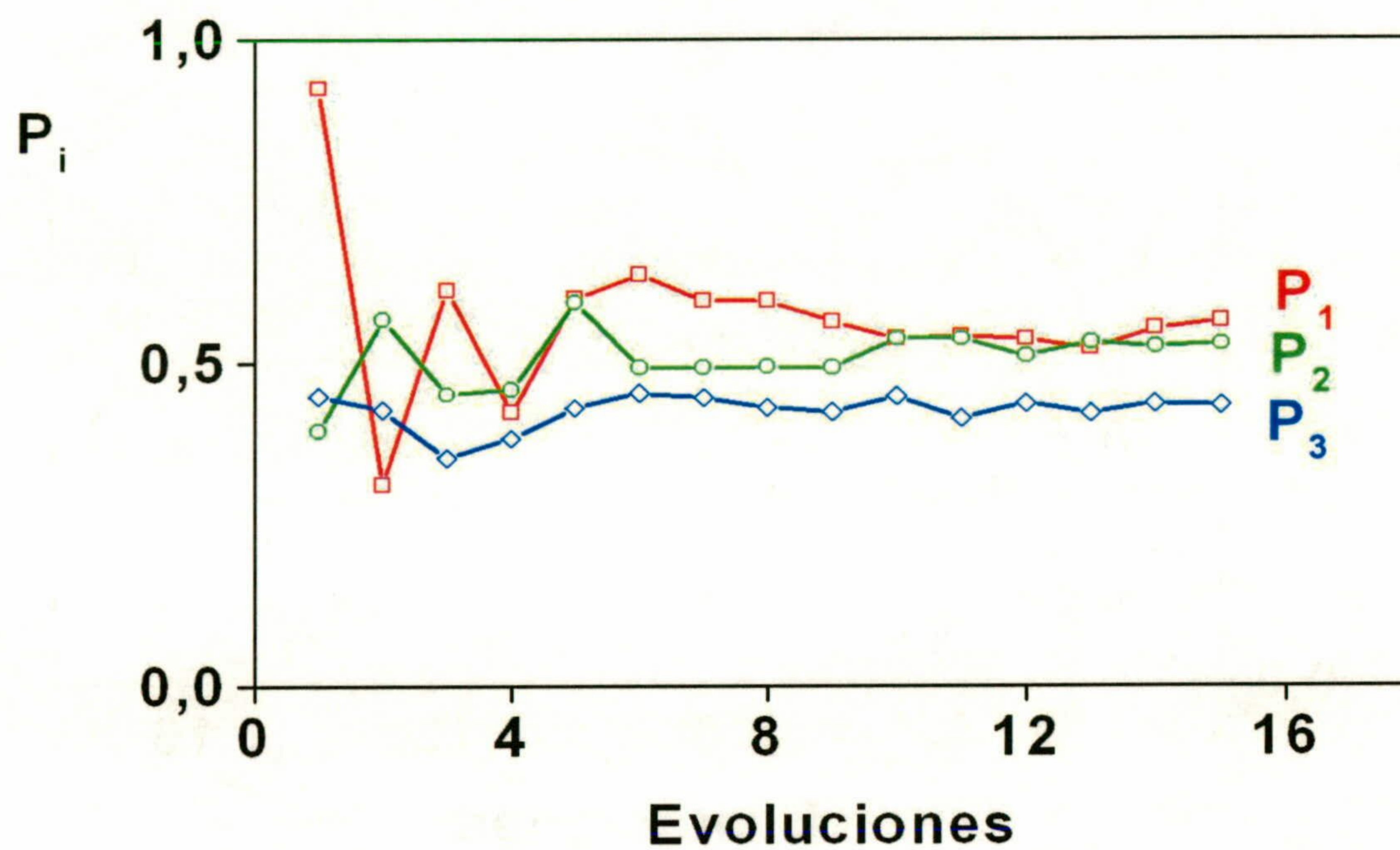


Figura V.20. Análisis de Probabilidades y de la Información Mutua para $\tau = 11$ y $\beta = 11$. El comportamiento de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 frente a las evoluciones está arriba y el de la Información Mutua está abajo.

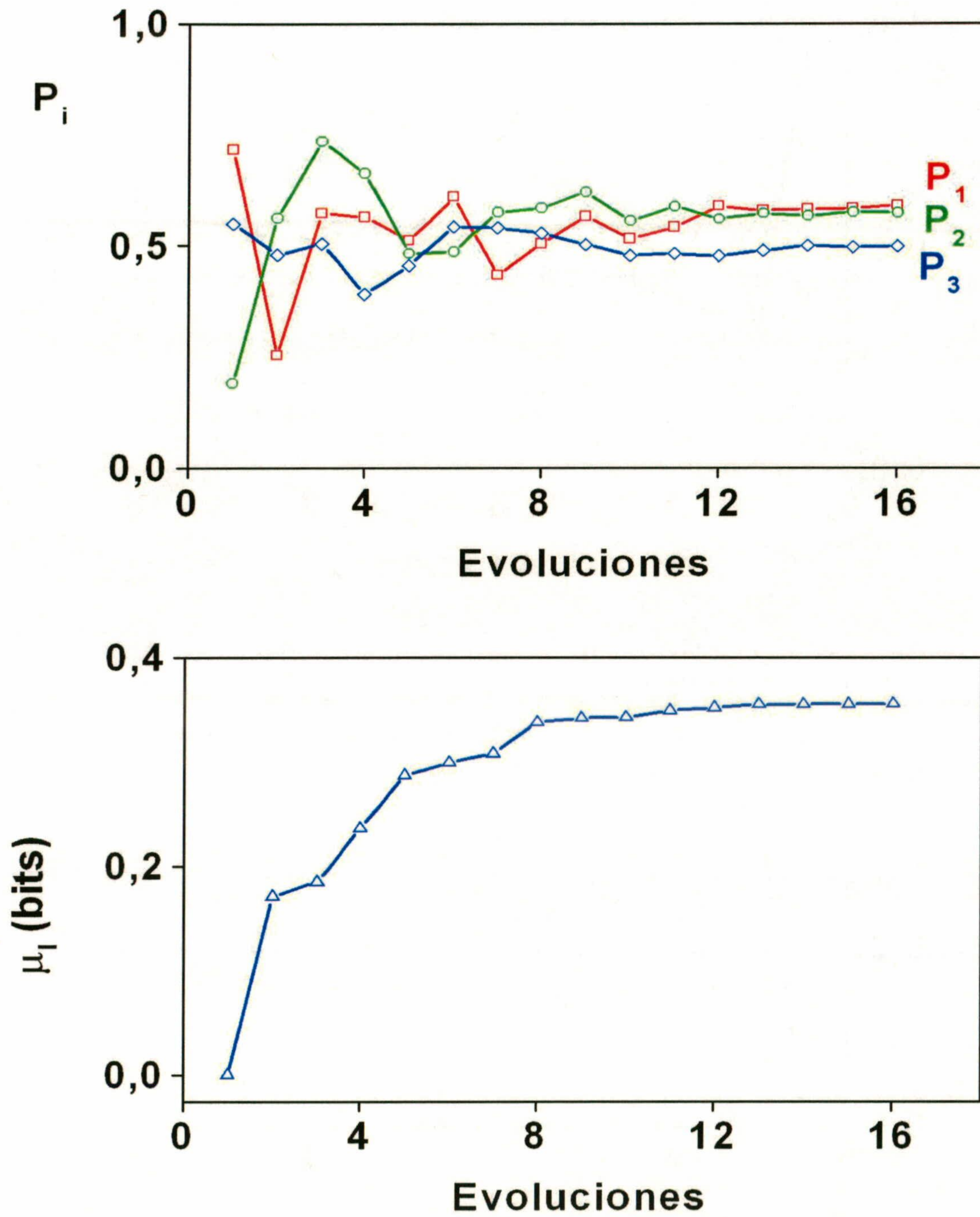


Figura V.21. Análisis de Probabilidades y de la Información Mutua para $\tau = 11$ y $\beta = 14$. El comportamiento de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 frente a las evoluciones está arriba y el de la Información Mutua está abajo.

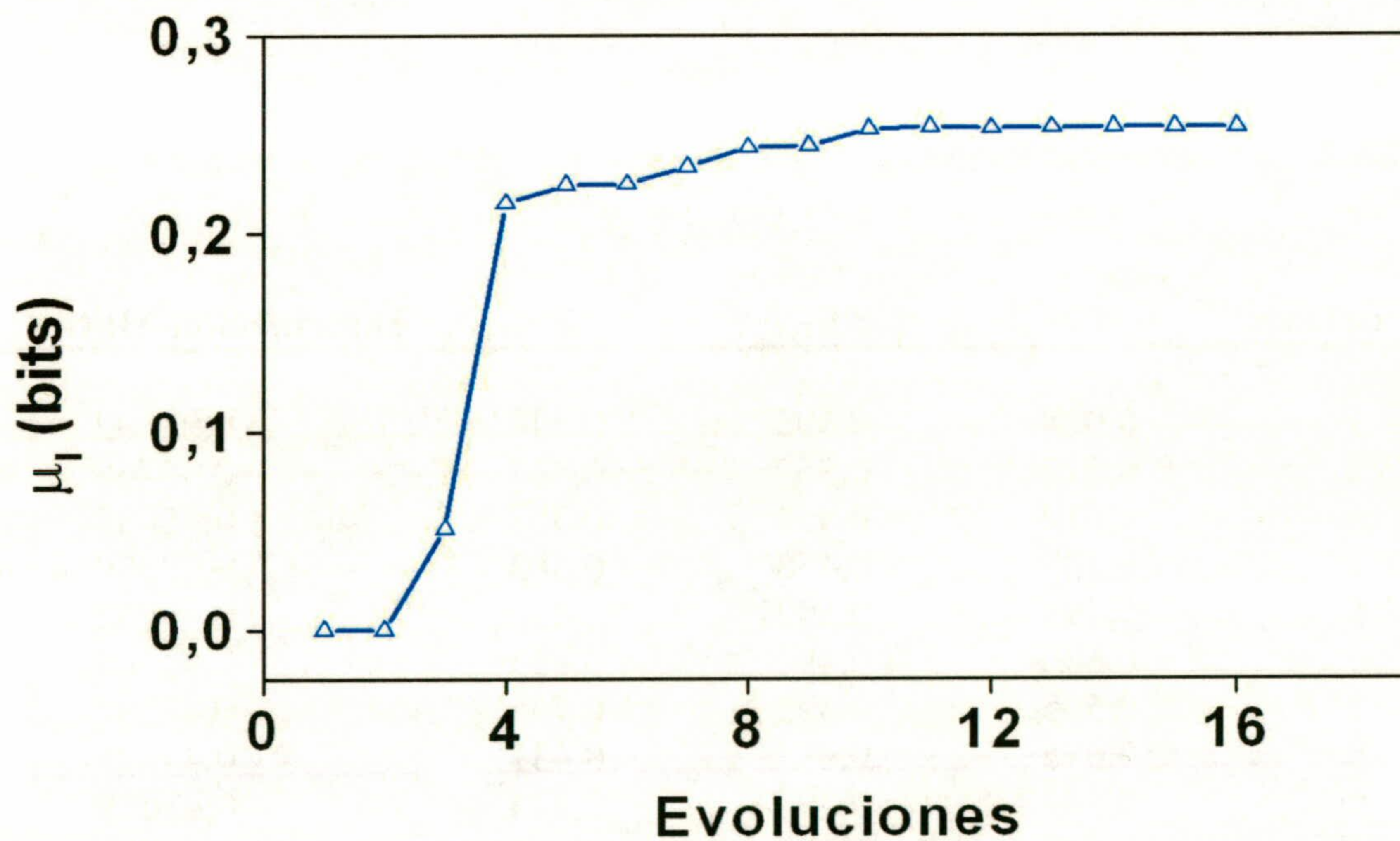
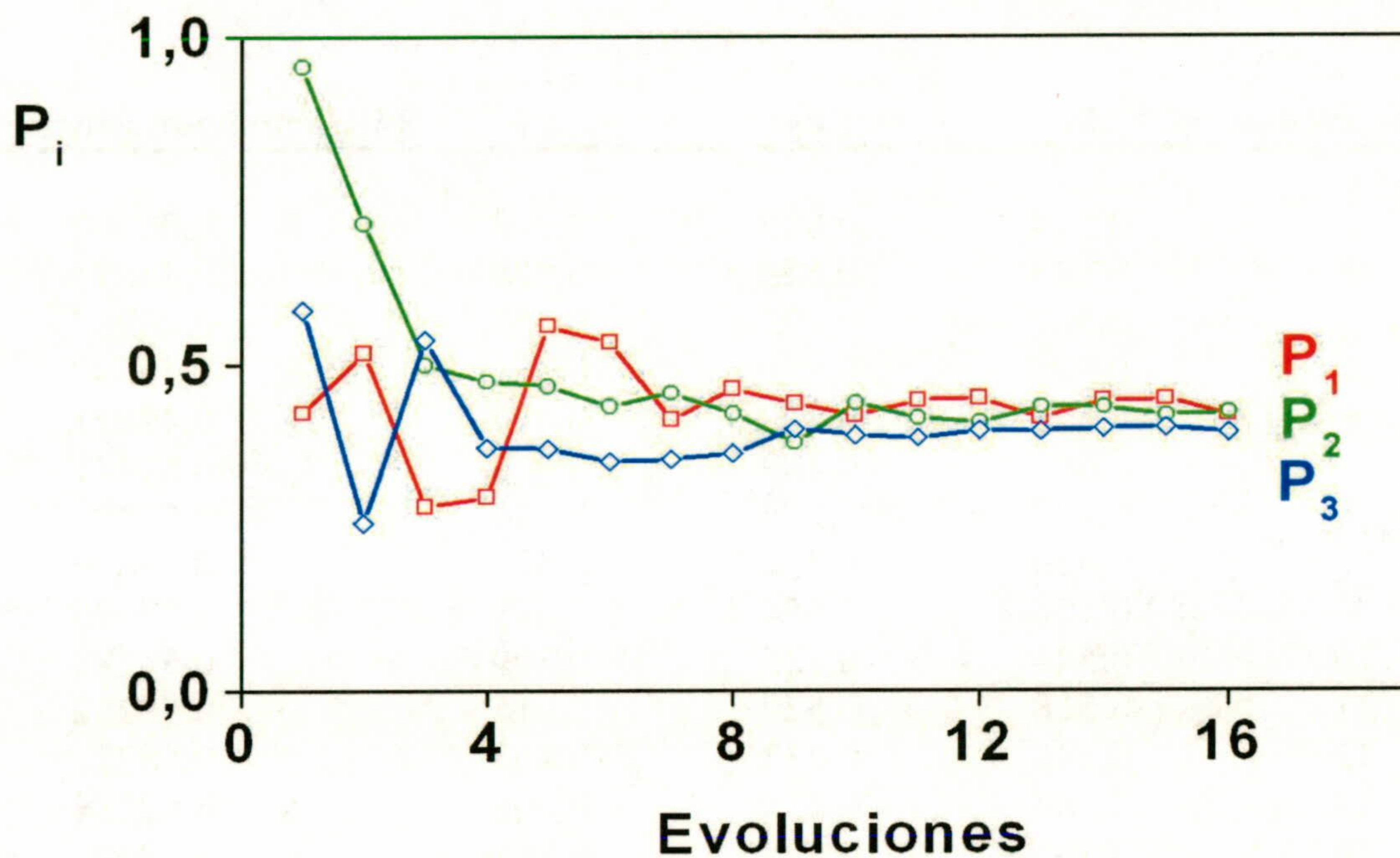


Figura V.22. Análisis de Probabilidades y de la Información Mutua para $\tau = 11$ y $\beta = 20$. El comportamiento de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 frente a las evoluciones está arriba y el de la Información Mutua está abajo.

Tabla V.7

Evoluciones	P₁	P₂	P₃	Información Mutua (bits)
1	0,544	0,875	0,363	0,00000
2	0,343	0,555	0,520	0,44871
3	0,547	0,393	0,469	0,46387
4	0,405	0,520	0,302	0,46642
5	0,618	0,408	0,427	0,49821
6	0,667	0,489	0,378	0,54441
7	0,477	0,516	0,430	0,57380
8	0,496	0,552	0,420	0,57830
9	0,564	0,554	0,413	0,57976
10	0,544	0,525	0,399	0,58183
11	0,518	0,529	0,415	0,58262
12	0,546	0,532	0,403	0,58271
13	0,548	0,528	0,406	0,58284
14	0,535	0,525	0,415	0,58297
15	0,530	0,533	0,412	0,58313

Tabla V.8

Evoluciones	P₁	P₂	P₃	Información Mutua (bits)
1	0,924	0,395	0,448	0,03592
2	0,312	0,567	0,427	0,35768
3	0,612	0,451	0,353	0,36684
4	0,423	0,458	0,383	0,38350
5	0,599	0,593	0,430	0,41732
6	0,636	0,492	0,453	0,42305
7	0,595	0,492	0,446	0,43202
8	0,595	0,494	0,431	0,43475
9	0,563	0,492	0,424	0,43619
10	0,537	0,537	0,448	0,43886
11	0,541	0,537	0,414	0,44024
12	0,536	0,510	0,437	0,44026
13	0,522	0,532	0,422	0,44089
14	0,553	0,525	0,437	0,44192
15	0,565	0,529	0,434	0,44196

Tabla V.9

Evoluciones	P₁	P₂	P₃	Información Mutua (bits)
1	0,716	0,190	0,548	0,00000
2	0,253	0,562	0,478	0,17096
3	0,573	0,734	0,503	0,18494
4	0,564	0,662	0,390	0,23627
5	0,511	0,481	0,454	0,28703
6	0,610	0,485	0,542	0,29900
7	0,433	0,574	0,539	0,30778
8	0,504	0,584	0,527	0,33762
9	0,566	0,620	0,501	0,34159
10	0,515	0,555	0,477	0,34241
11	0,541	0,588	0,481	0,34879
12	0,589	0,559	0,476	0,35164
13	0,579	0,572	0,488	0,35468
14	0,582	0,566	0,499	0,35490
15	0,583	0,575	0,495	0,35526
16	0,591	0,573	0,498	0,35544

Tabla V.10

Evoluciones	P₁	P₂	P₃	Información Mutua (bits)
1	0,425	0,954	0,582	0,00000
2	0,517	0,714	0,257	0,00000
3	0,282	0,499	0,537	0,05111
4	0,296	0,473	0,372	0,21530
5	0,558	0,466	0,370	0,22438
6	0,533	0,435	0,351	0,22486
7	0,415	0,455	0,354	0,23347
8	0,462	0,424	0,363	0,24356
9	0,439	0,379	0,400	0,24388
10	0,421	0,440	0,391	0,25243
11	0,444	0,417	0,387	0,25243
12	0,447	0,410	0,398	0,25261
13	0,417	0,434	0,397	0,25312
14	0,444	0,434	0,401	0,25338
15	0,446	0,421	0,403	0,25340
16	0,422	0,426	0,395	0,25360

Del análisis de las gráficas y tablas anteriores puede observarse que los valores de las probabilidades P1, P2 y P3 son siempre muy parecidos y próximos a 0,5. Este resultado indica que existe la misma probabilidad para que dada una celda activa, lo esté en el futuro, tanto ella misma, como las cuatro contiguas más próximas; asimismo, si era una celda inactiva, la probabilidad de que está activa en el futuro es también 0,5. Esta indiferenciación de la futura actividad o inactividad sísmica revela el carácter aleatorio de la misma y la no presencia de estructuras físicas que soporten la distribución de terremotos analizada. Estos resultados son muy significativos y esclarecedores, a la vez que informan de la robustez del método.

El segundo tipo de catálogo propuesto es una distribución totalmente alineada con dos fracturas hipotéticas que forman una cruz. Los resultados que ahora se obtienen pueden verse en las gráficas de las figuras siguientes. Para obtener la pareja *Paso - Celda* óptima hay que analizar las figuras V.23 y V.24; en la primera se ha representado el valor de la *Información Mutua* frente al valor del *paso* y en la segunda frente al valor de las *celdas*. Los valores correspondientes se encuentran en las tablas V.11 y V.12. Los valores elegidos son $\tau = 19$ y $\beta = 7$, aunque su elección debe matizarse en el sentido de que el comportamiento de las dos funciones anteriores es sumamente singular: la primera es creciente con máximos relativos muy pequeños y la segunda decreciente con picos relativos. Esta forma de comportarse, unida al hecho de los bajos valores de la Información Mutua (décimas de bits), más bien parece obedecer a algún tipo de secuenciación matemática que a una estructura física que lo soporte.

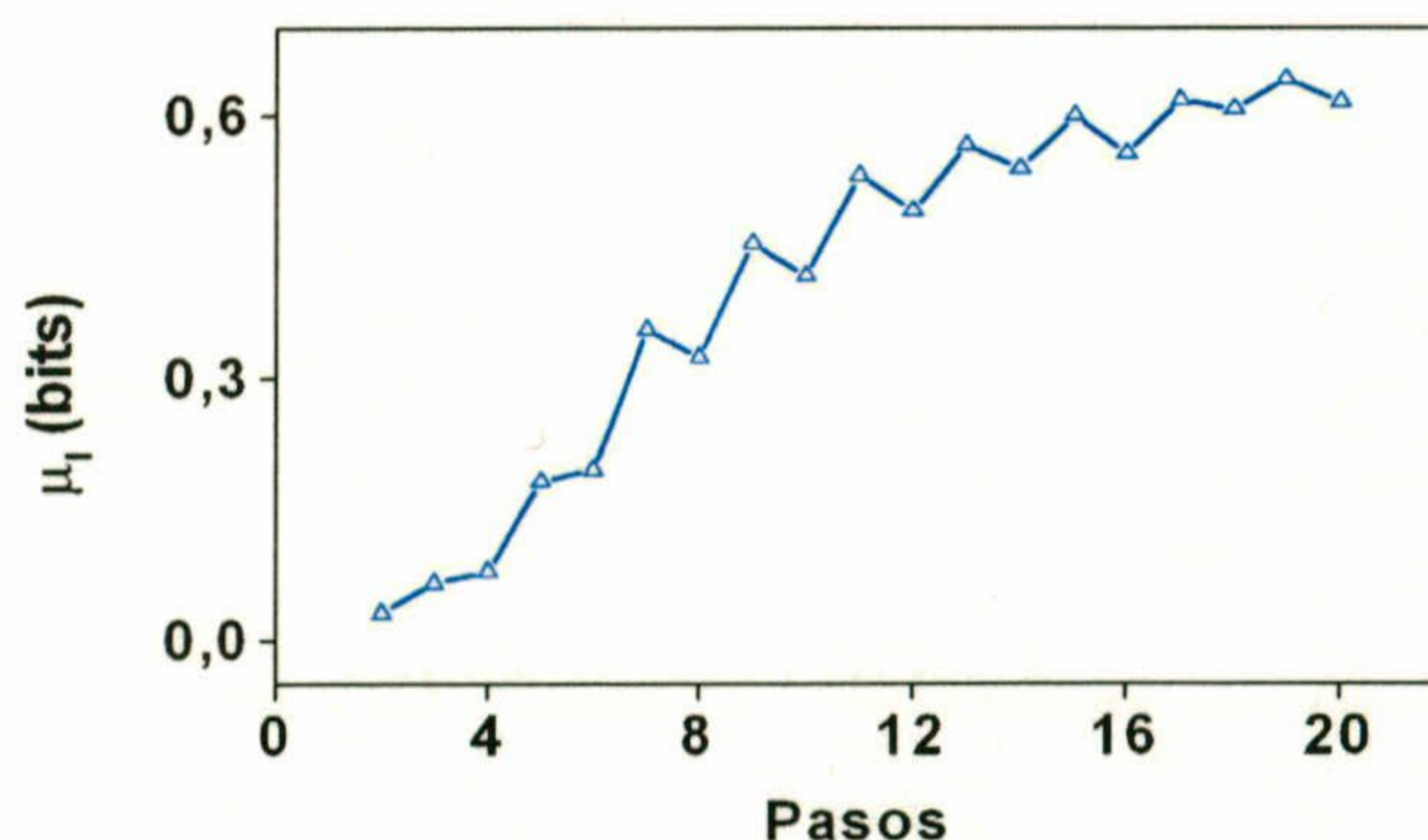


Figura V.23. Información Mutua frente a Pasos para una distribución de sismicidad absolutamente determinada por dos fracturas en forma de cruz. No destaca ningún máximo de manera clara y además, los valores de la Información Mutua son mucho más bajos que en el caso real.

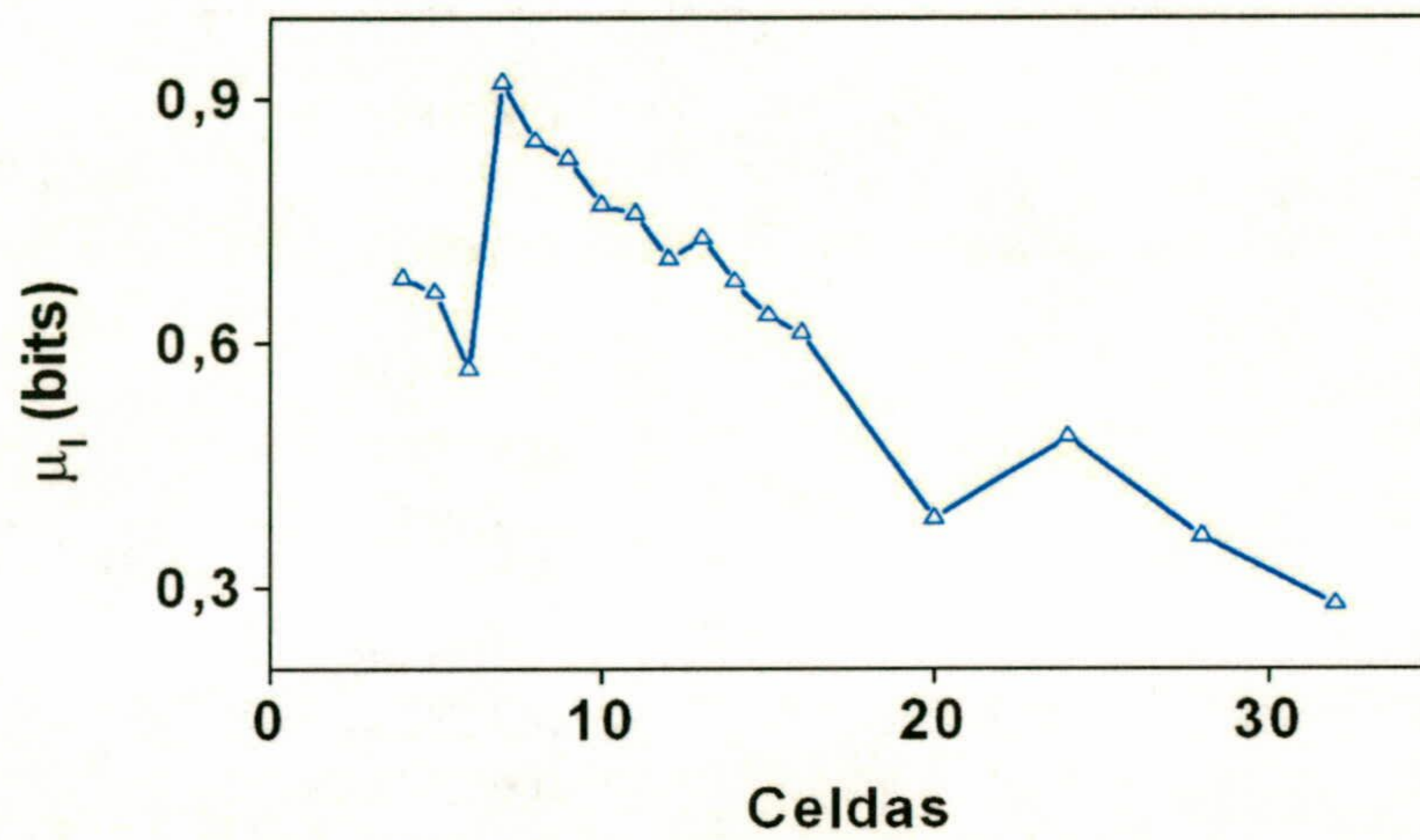


Figura V.24. Información Mutua frente a Celdas para una distribución de sismicidad perfectamente delimitada por dos alineamientos correspondientes a dos fracturas hipotéticas en forma de cruz.. Si bien existe un máximo para $\beta = 7$ los valores de la Información Mutua son mucho más bajos que en el caso real.

Tabla V.11

Paso	Información Mutua (bits)	Paso	Información Mutua (bits)
2	0,03126	12	0,49014
3	0,06511	13	0,56544
4	0,07795	14	0,53868
5	0,18069	15	0,59943
6	0,19398	16	0,55551
7	0,35443	17	0,61690
8	0,32278	18	0,60697
9	0,45274	19	0,64068
10	0,41564	20	0,61453
11	0,53090		

Tabla V.12

Número de Celdas	μ_I (bits)
4	0,67985
5	0,66224
6	0,56808
7	0,91987
8	0,84788
9	0,82621
10	0,76948
11	0,75856
12	0,70314
13	0,72823
14	0,67504
15	0,63367
16	0,61187
20	0,38370
24	0,48435
28	0,36157
32	0,27794

Para la pareja $\tau - \beta$ escogida (19 pasos y 7 celdas) se ha realizado un ejercicio de maximización de la Información Mutua tal y como ya se ha explicado anteriormente. Los resultados para el catálogo que ahora se analiza puede verse en la figura V.25; los datos correspondientes están en la tabla V.13. En esta prueba puede verse que tanto P_1 como P_2 tienen valores altos (0,859 y 0,615 respectivamente) frente al acusado bajo valor de P_3 . Estos resultados son los esperados (véase capítulo IV) para una distribución como la analizada. En efecto, dado que los terremotos se han alineado ahora en unas zonas muy concretas, la probabilidad de que una casilla activa lo esté en el futuro tiene que ser alta; el mismo comportamiento, aunque algo atenuado, cabría esperar para las casillas contiguas más próximas. En cuanto a la tercera probabilidad, si la celda estudiada está inactiva seguirá inactiva; el valor obtenido ha sido de 0,147, interpretándose el hecho de que no sea nulo porque algunas casillas próximas a los alineamientos de terremotos en algún caso serán computadas.

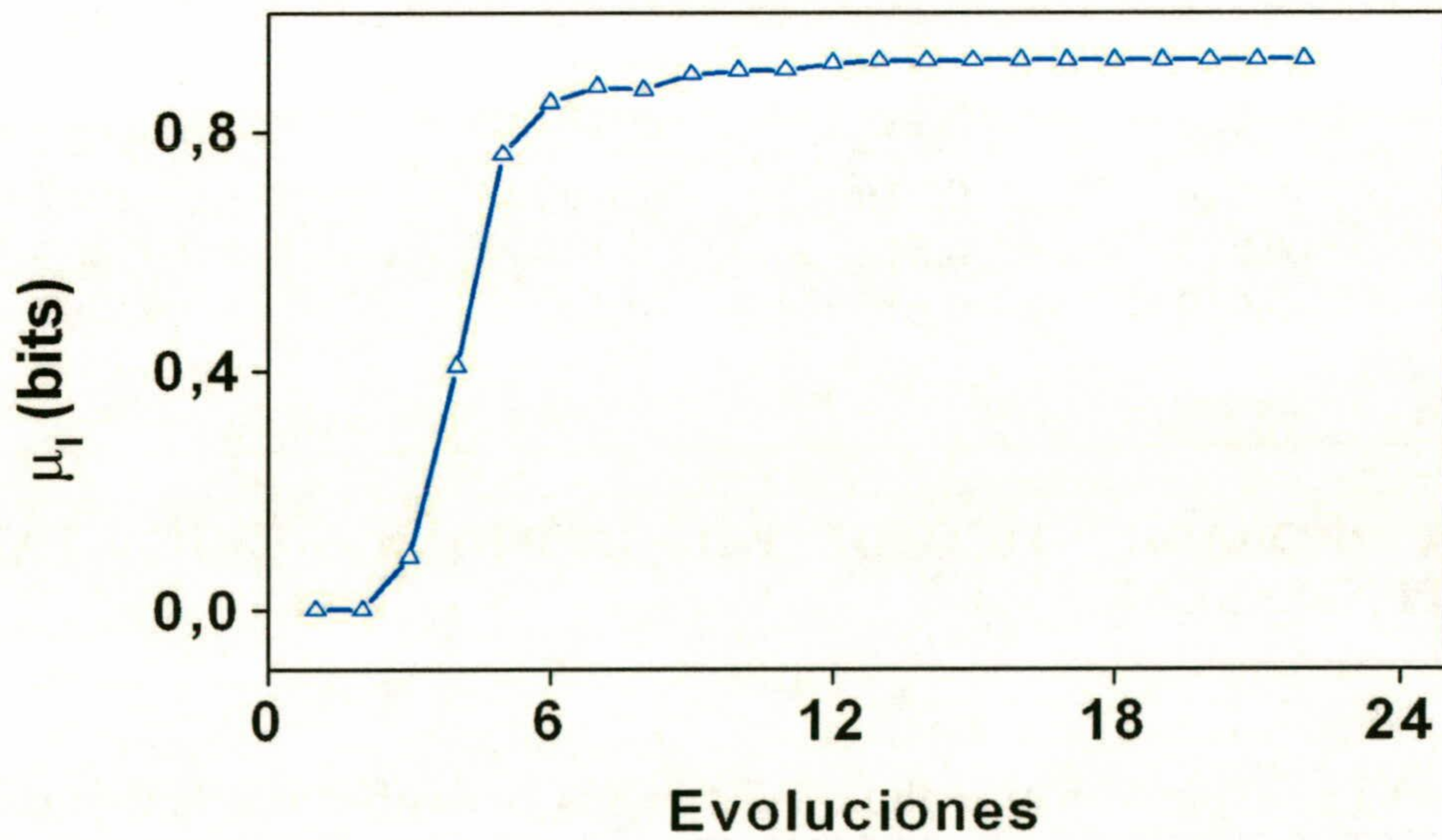
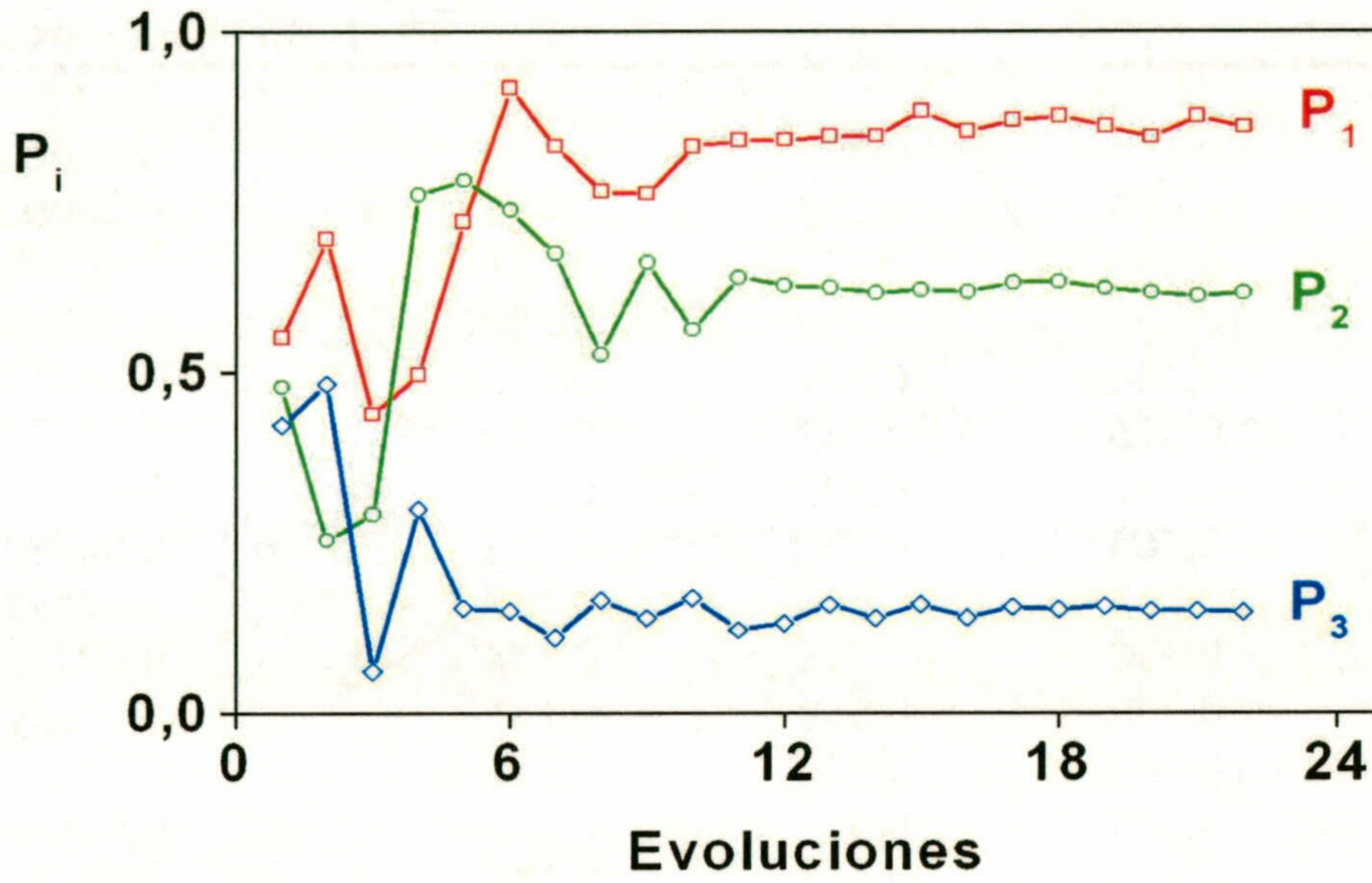


Figura V.25. Comportamiento de las tres probabilidades del modelo CT y de la Información Mutua frente al número de evoluciones para el caso de la sismicidad distribuida determinísticamente en torno a dos alineaciones que forman una cruz. Puede apreciarse el alto valor de P_1 y P_2 frente al valor pequeño de P_3 .

Tabla V.13

Evoluciones	P₁	P₂	P₃	Información Mutua (bits)
1	0,551	0,478	0,422	0,00000
2	0,695	0,253	0,482	0,00000
3	0,438	0,291	0,061	0,08826
4	0,496	0,759	0,299	0,40730
5	0,720	0,781	0,153	0,76162
6	0,916	0,737	0,149	0,84828
7	0,831	0,673	0,110	0,87448
8	0,765	0,525	0,165	0,86982
9	0,761	0,660	0,138	0,89513
10	0,830	0,561	0,168	0,90113
11	0,839	0,638	0,121	0,90256
12	0,840	0,626	0,131	0,91390
13	0,845	0,623	0,158	0,91843
14	0,846	0,615	0,138	0,91847
15	0,882	0,620	0,159	0,91849
16	0,852	0,617	0,139	0,91907
17	0,869	0,630	0,155	0,91940
18	0,875	0,631	0,151	0,91960
19	0,860	0,622	0,156	0,91983
20	0,844	0,616	0,149	0,92017
21	0,875	0,611	0,149	0,92063
22	0,859	0,615	0,147	0,92082

V.5. MAPA PROBABILÍSTICO DE PELIGROSIDAD SÍSMICA PARA EL SURESTE PENINSULAR

Como ya se explicó en el capítulo IV, también es posible, con la técnica descrita en esta Memoria de Tesis, encontrar una predicción de los niveles de actividad desde el momento actual T hasta un tiempo $T + \tau$. Los resultados se obtienen a partir de todo el conjunto de datos y el resultado para un tiempo $T + 5\tau$ en la zona Bética puede verse en la figura V.26.

Este primer resultado puede superponerse al mapa geográfico de la zona y tras un proceso de suavizado de la imagen e interpolación se obtiene la figura V.27., en la

que la longitud representada (5° W hasta 3° W) corresponde a la parte más activa de la zona en estudio.

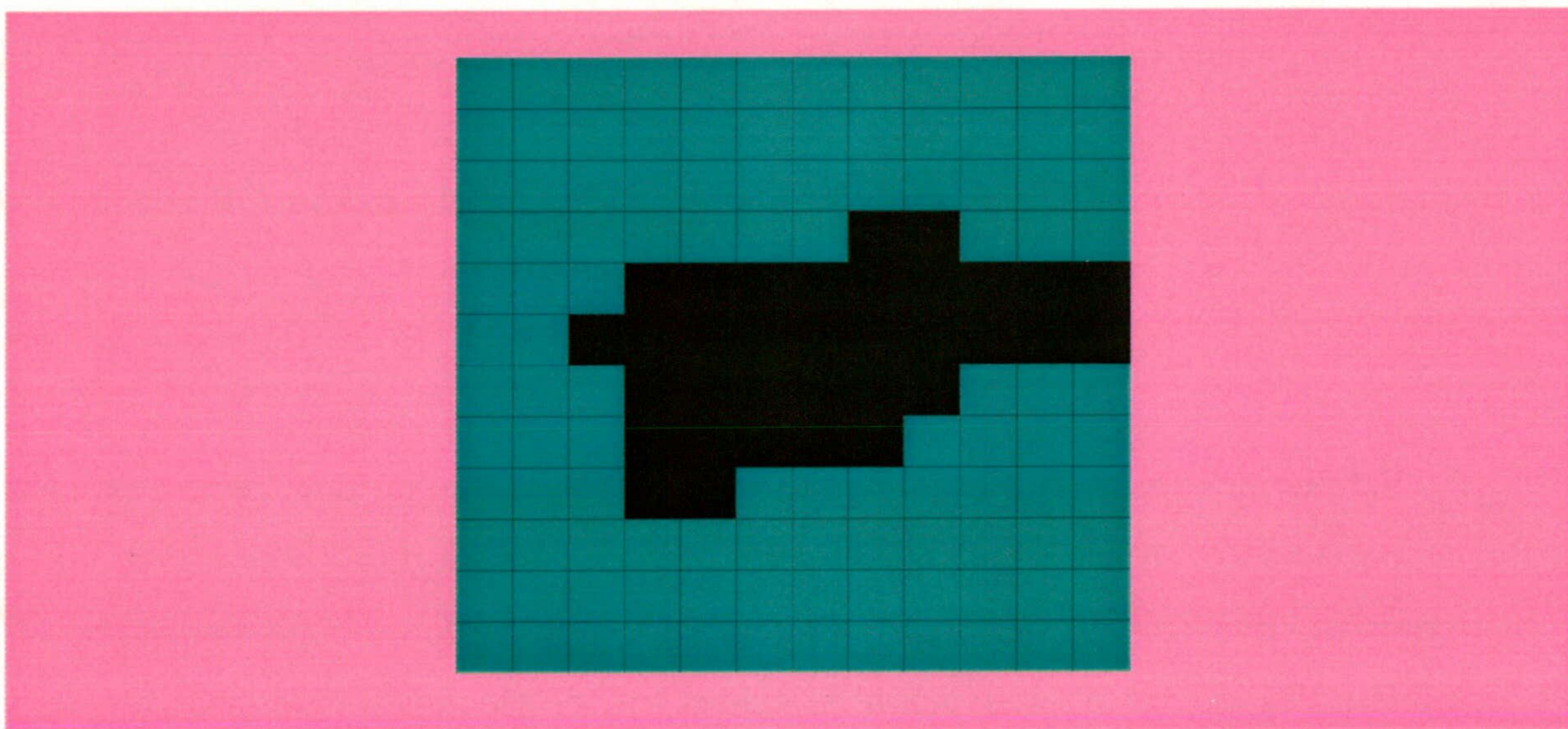


Figura V.26. Patrón de predicción para las Béticas en el período $T+5\tau$, simulado sobre todo el conjunto base. Este patrón puede obtenerse en tiempo real, constituyendo una predicción a relativamente corto plazo, en base al modelo CT.

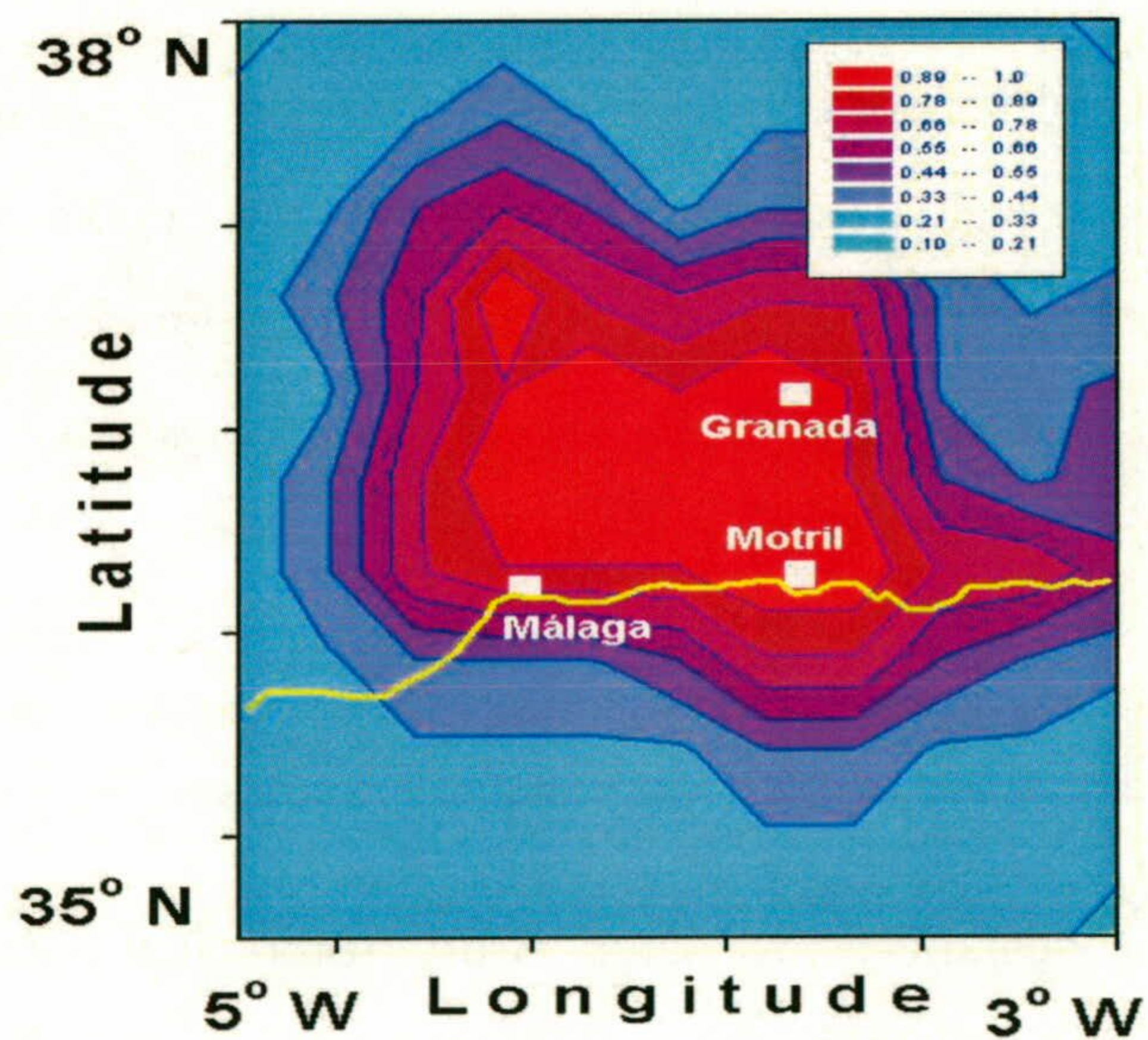


Figura V. 27. Mapa probabilístico de peligrosidad sísmica para el sureste peninsular.

V.6. RESUMEN Y CONCLUSIONES.

La región Bética, en el sur de la Península Ibérica, es una zona sísmicamente activa, si bien es cierto que no de grandes sismos. Los datos sobre la sismicidad de esta región, obtenidos por la Red Sísmica de Andalucía durante el período 1985-1995, han constituido la base de datos sobre la que se ha aplicado el modelo CT al objeto de caracterizar la propagación espacio-temporal de la actividad sísmica en esta zona concreta.

Esta es la primera aplicación práctica de la metodología que hemos expuesto, fundamentalmente, en el capítulo IV; los resultados y comportamientos obtenidos nos ha permitido constatar el acierto en la elección del modelo de propagación sísmica CT y, también, del criterio de activación de celdas tras el proceso de mallado o "*coarse-graining*". En este capítulo, por ser el primero en el que se aplica la metodología que hemos propuesto, se ha detallado pormenorizadamente todo el proceso seguido.

Las conclusiones más relevantes que pueden destacarse son:

- Se ha desarrollado un proceso de mallado o *coarse-graining* que incluye también la variable tiempo: se han realizado subdivisiones (τ) de todo el intervalo temporal analizado y se les ha asignado, a cada una de ellas, todos los tamaños posibles de celda (β); además, se introducen las probabilidades de transmisión de la sismicidad en las cuadrículas sísmicamente activas (P_1), a las más próximas a éstas (P_2) y a las que no están sísmicamente activas (P_3).
- Se han procesado estos datos sobre todas las combinaciones posibles tiempo-tamaño, calculando los valores máximos de la Información Mutua a través del algoritmo genético descrito en el capítulo IV; a continuación, se obtiene el valor medio de los máximos correspondientes a los distintos tamaños de celda (β) para un determinado *paso* (τ), siendo el tamaño óptimo de paso aquel que presenta el máximo valor medio para μ_1 . Se ha tomado como tamaño óptimo de celda, β , aquel para el que μ_1 presenta

su valor máximo de entre todos los correspondientes al valor τ del paso óptimo anteriormente obtenido.

- Se ha observado el comportamiento asintótico hacia un máximo en la función μ_I tal y como se esperaba (ver apartado IV.4 y figura IV.3a).
- La pareja de valores $\tau - \beta$ calculados para maximizar μ_I tienen asignadas tres probabilidades cuyos valores hemos podido comprobar que son estables tras un número dado de evoluciones en el algoritmo genético, tal y como se esperaba (ver apartado IV.4 y figura IV.3b).
- En esta aplicación (región Bética) se han obtenido los siguientes valores para los cinco parámetros que intervienen:

$$\tau = 5 (\approx 2 \text{ años}) \quad \beta = 12 (\approx 40 \times 30 \text{ km}^2)$$

$$P_1 = 0.856 (\approx 86\%) \quad P_2 = 0.696 (\approx 70\%) \quad P_3 = 0.103 (\approx 10\%)$$

- Estos resultados se interpretan como que en la región:
 - La probabilidad de que una celda sísmicamente activa, de $40 \times 30 \text{ km}^2$, permanezca activa tras un período de 24 meses es del 86%, y la de que se activen regiones próximas, según la cruceta característica del modelo CT, es del 70%.
 - Si la celda inicial está sísmicamente inactiva, la probabilidad de que en un período de 24 meses esté activa, junto con las más próximas, será tan solo del 10%.
- En los tests aplicados a los datos y empleando el modelo CT, se observa la similitud que presentan los patrones reales y simulados así como la proximidad de las respectivas funciones de correlación; por tanto, puede concluirse que el modelo CT es una herramienta útil y fiable para el

estudio de la propagación de la actividad sísmica en términos probabilísticos corto plazo (como corresponde a un sistema con dinámica caótica).

- En lo referente a las pruebas con especial incidencia en la parte espacial, los resultados de la aplicación del método a una distribución epicentral aleatoria han demostrado que es imposible entonces reconocer ninguna estructura física que sustente esta sismicidad, o dicho en otros términos, los resultados reconocen una actividad sísmica igual y homogénea en cada región ($P_1 \approx P_2 \approx P_3 \approx 0.5$); por el contrario, si la presencia de terremotos está perfectamente alineada en torno a dos hipotéticas fracturas, las probabilidades obtenidas muestran la existencia de tal estructuración y ordenamiento en los datos epicentrales.
- *Se ha establecido un mapa probabilístico de peligrosidad sísmica a corto plazo de la región Bética; este mapa indica la probabilidad de cada zona de estar sísmicamente activa en los dos próximos años. Además supone un reconocimiento geográfico de las áreas que presentan mayor probabilidad de estar activas en dicho intervalo de tiempo.*
- *La comparación de este mapa con los de peligrosidad sísmica que se han propuesto habitualmente en las distintas normativas (obtenidos con métodos muy diferentes) nos lleva a concluir que existen coincidencias entre las zonas que unos y otros señalan como potencialmente más peligrosas. Sin embargo, debemos señalar que se entiende que esta coincidencia será aún más determinante y tendrá mayor significado geológico cuando se confeccionen mapas que tengan en cuenta también las magnitudes y, por tanto, la superación de un umbral de energía. La elección de este último criterio para decidir cuándo una casilla está o no sísmicamente activa, creemos que hará comparables los mapas probabilísticos que en esta Tesis Doctoral se proponen con aquellos a los que hacíamos referencia anteriormente, quedando así apuntada una futura línea de trabajo. No obstante, es muy clarificador y también bastante*

alentador el hecho de que, aún en esta fase de elaboración de la metodología basada en la Información Mutua, *los resultados que se obtienen tiendan a ser homogéneos con los ya existentes.*

ANÁLISIS DE LA PROPAGACIÓN
DE LA
ACTIVIDAD SÍSMICA
EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

CAPÍTULO VI.

ANÁLISIS DE LA PROPAGACIÓN SÍSMICA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

VI. 1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta una segunda aplicación del método expuesto en los capítulos anteriores. Como en el anterior capítulo, este tiene dos partes bien diferenciadas. En primer lugar, se lleva a cabo una breve exposición del marco geofísico general de la región de estudio y de los datos sísmicos presentes en ella, incluyéndose una descripción general de la Red Sísmica Digital Española (RSDE). En segundo lugar, como ya se hizo en el capítulo anterior, se procederá a exponer la aplicación práctica de los cálculos de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 , así como de la Información Mutua. Los resultados obtenidos serán los que caractericen la propagación espacial y temporal de la actividad sísmica en la Península Ibérica, según el modelo CT.

VI.2. MONITORIZACIÓN DE LOS DATOS Y ÁREA DE ESTUDIO: LA RED SÍSMICA DIGITAL ESPAÑOLA

El área analizada es una región rectangular entre los 36° y 45° de latitud norte y entre los -15° de longitud oeste y 5 ° de longitud este. El catálogo sísmico base de este estudio consta de más de 10000 eventos, y se ha escogido un intervalo temporal de 31 años comprendidos entre 1970 y 2001. El error medio de la localización hipocentral en las direcciones X, Y y Z es ± 5 km, ± 5 km y ± 10 km, respectivamente, en los datos registrados hasta 1985, y ± 1 km, ± 1 km y ± 2 km en los adquiridos desde ese año hasta el final del período en estudio. La sismicidad durante el período comprendido entre 1970 y 2001 se puede considerar normal, es decir, sin eventos sísmicos importantes. La relación de Gutenberg-Richter se satisface y se asume que los datos están libres de sesgos y de sismicidad anormal.

Los datos base de este estudio han sido obtenidos por la Red Sísmica Nacional y en buena parte, por la Red Sísmica Digital Española, algunas de cuyas características se describen en el siguiente apartado.

VI.2.1. Características de la nueva Red Sísmica Digital Española

El Instituto Geográfico Nacional (IGN) dispone de una red sísmica distribuida en todo el territorio español, la Red Sísmica Nacional (RSN), que cuenta actualmente con 42 estaciones, 35 de ellas de corto periodo conectadas en tiempo real con el Centro de Recepción de Datos Sísmicos ubicado en Madrid.

Para la actualización de dichas instalaciones sísmicas, el IGN puso en marcha en 1998 el proyecto RESIDE que contempla la modernización de la RSN; dicho proyecto pretende superar una serie de deficiencias de la actual red, que provienen fundamentalmente del tipo de sensores usados (de corto período y una componente), de la antigüedad de algunas de las instalaciones (aquellas anteriores a 1980) y del alto nivel de ruido de fondo de los emplazamientos de las estaciones (debido a la ubicación de construcciones en zonas cercanas).

Las razones y objetivos fundamentales que se consiguen con la actualización de la Red Sísmica Nacional son los siguientes:

- Conseguir detectar sin distorsión los movimientos sísmicos de magnitud media y alta.
- Obtener datos digitales de alta resolución mediante estaciones sísmicas digitales, de tres componentes, de gran ancho de banda frecuencial y de gran rango dinámico.
- Aumentar la cobertura de la red sísmica y uniformizar la distribución espacial de estaciones.
- Reducir las condiciones de alto nivel de ruido presentes en las anteriores estaciones.
- Minimizar los fallos en la detección, caracterización y localización automática de eventos sísmicos que permitan una información rápida y organizada automáticamente.
- Aumentar la precisión de los parámetros espaciales y energéticos calculados.
- Mejorar la calidad de la transmisión de las señales sísmicas utilizando enlaces digitales, incluida vía satélite.
- Robustecer la red tanto en su topología como en su sistema de transmisión de señales, así como en el proceso de evaluación automática de parámetros y de información rápida.
- Ampliar la capacidad de vigilancia sísmica de la red y su fiabilidad, de tal forma que permita realizar una notificación rápida de los parámetros del terremoto y del movimiento del suelo, simultáneamente, haciendo de la red un instrumento eficaz en la mitigación de riesgos sísmicos.
- Mejorar el Banco de Datos Sísmicos existentes en el IGN y dar un servicio de formas de onda y datos sísmicos de calidad a los usuarios técnicos y científicos que permita la investigación básica y la aplicada, así como el desarrollo de estrategias futuras de prevención sísmica.

La nueva Red Sísmica Digital Española (RSDE) se diseñó para cumplir satisfactoriamente los objetivos mencionados. Las estaciones sísmicas de banda ancha se han situado en lugares recónditos y en el interior de cuevas, galerías y pozos para minimizar las condiciones de ruido ambiental (viento, cursos de agua, topografías desfavorables, cambios térmicos, condiciones atmosféricas, etc.) y suficientemente

alejadas de núcleos urbanos y de fuentes de ruido cultural (tráfico, maquinaria, actividades agrícolas e industriales, tendidos eléctricos, etc.) y las que genera la propia instalación (por las antenas, placas solares, vallado, etc.). La transmisión de los datos se hace en digital, la mayoría vía satélite (35 estaciones) y el resto vía teléfono (45 en tiempo real y otras 10 por interrogación). La figura VI.1a. muestra el emplazamiento de estas estaciones y la figura VI.1b las estaciones de la antigua RSN.



Figura VI.1a. Situación de las estaciones de la Red Sísmica Digital Española (RSDE).

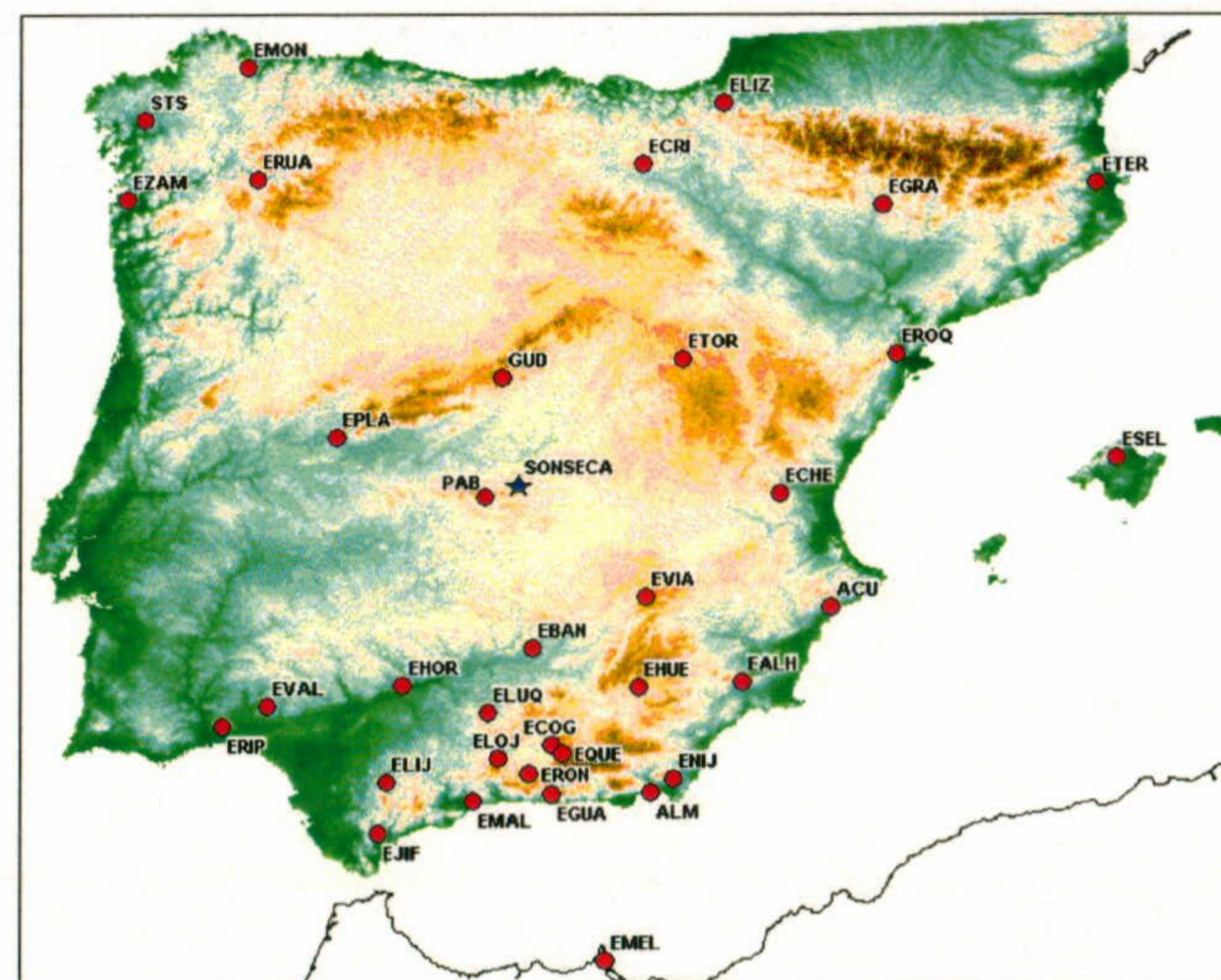


Figura VI.1b. Situación de las estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN).

VI.3. CARACTERIZACIÓN PROBABILÍSTICA DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA.

VI.3.1. Introducción.

La caracterización probabilística de la actividad sísmica requiere encontrar la pareja período de tiempo-tamaño de celda (*step-bin*) para la que la Información Mutua se hace máxima; en el capítulo IV se explicó la utilización de un algoritmo genético básico capaz de determinar la secuencia de evoluciones que hace tender asintóticamente a un máximo a la Información Mutua. La metodología que se ha expuesto anteriormente comienza con el cálculo del valor de τ para el cual se alcanza el máximo absoluto de la media de μ_I ; a continuación, se obtiene el tamaño de celda β que a su vez hace crecer el valor de la Información Mutua. La obtención de la pareja ($\tau - \beta$) se consigue para una terna de valores estables de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 del modelo CT. En este apartado se interpretarán los resultados obtenidos y se representarán los mapas sobre los que visualizar la propagación de la actividad sísmica.

VI.3.2. Obtención del valor óptimo del paso τ .

El periodo de tiempo del catálogo que se analiza en este epígrafe se extiende en unos 30 años. Por ello, al igual que ocurría en el caso del conjunto de datos de la zona Bética, se subdividirá en un máximo de 20 subintervalos (pasos o *steps*) toda la secuencia temporal de terremotos, lo cual significa que los valores de τ oscilan entre los 1.5 y los 15 años. La discretización espacial de la zona comienza en 4 x 4 celdas (*bins*) y acaba en 32 x 32; la justificación en el caso de toda la Península Ibérica de estos valores es idéntica a la que se ofreció en el capítulo anterior relativa a la transmisión de información y la similitud de los patrones de sismicidad.

Se han llevado a cabo un millón de *mutaciones* para las cuales sólo se han producido unas pocas decenas de *evoluciones*. El resultado de las parejas ($\tau_i, \mu_I(\tau_i)$) puede verse en la figura VI.2 y los valores exactos en la tabla VI.1; en la gráfica de la figura pueden observarse tres máximos locales, correspondientes a los pasos nueve, doce y diecinueve, respectivamente. El máximo absoluto es el

correspondiente al paso nueve ($\tau = 9$) que se convierte en el valor buscado y que corresponde a un período temporal de aproximadamente 3.3 años.

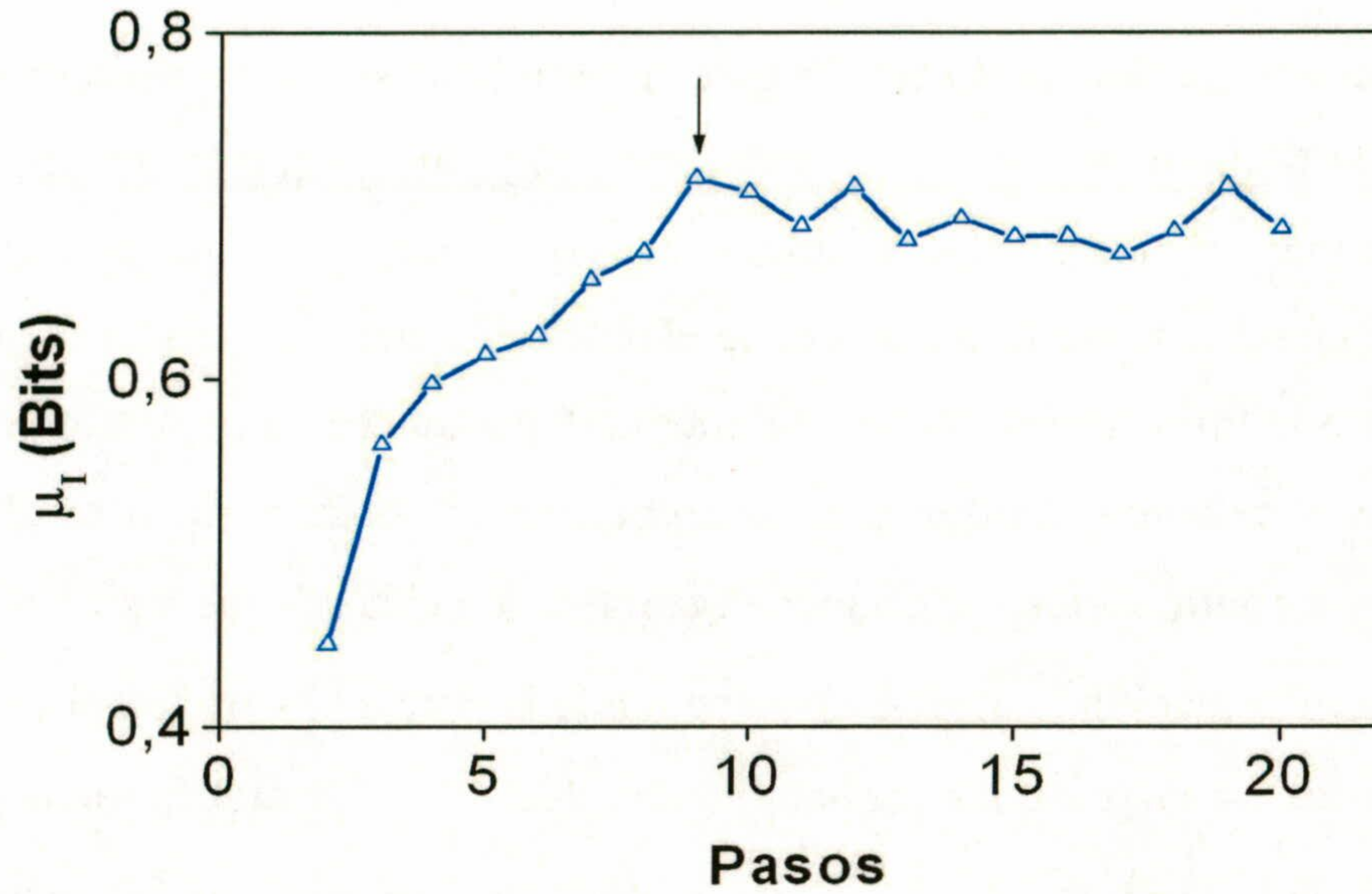


Figura VI.2. Pasos frente a Información Mutua. Los máximos relativos son $\tau = 9$, $\tau = 12$ y $\tau = 19$.

Tabla VI.1

Paso	Información Mutua (Bits)	Paso	Información Mutua (Bits)
2	0.44685	12	0.71059
3	0.56181	13	0.67944
4	0.59682	14	0.69197
5	0.61387	15	0.68144
6	0.62471	16	0.68151
7	0.65683	17	0.67126
8	0.67266	18	0.68494
9	0.71540	19	0.71094
10	0.70735	20	0.68602
11	0.68768		

VI.3.3. Obtención del valor óptimo de la celda β .

Una vez fijado el valor de $\tau = 9$ se estudian los valores máximos de la Información Mutua para los distintos tamaños de celda en el mallado. Llevando a cabo un análisis como el detallado en el capítulo anterior se ha obtenido un valor óptimo de $\beta = 9$ (fig.VI.3 y tabla VI.2), esto es, un área aproximada de $195 \times 110 \text{ km}^2$.

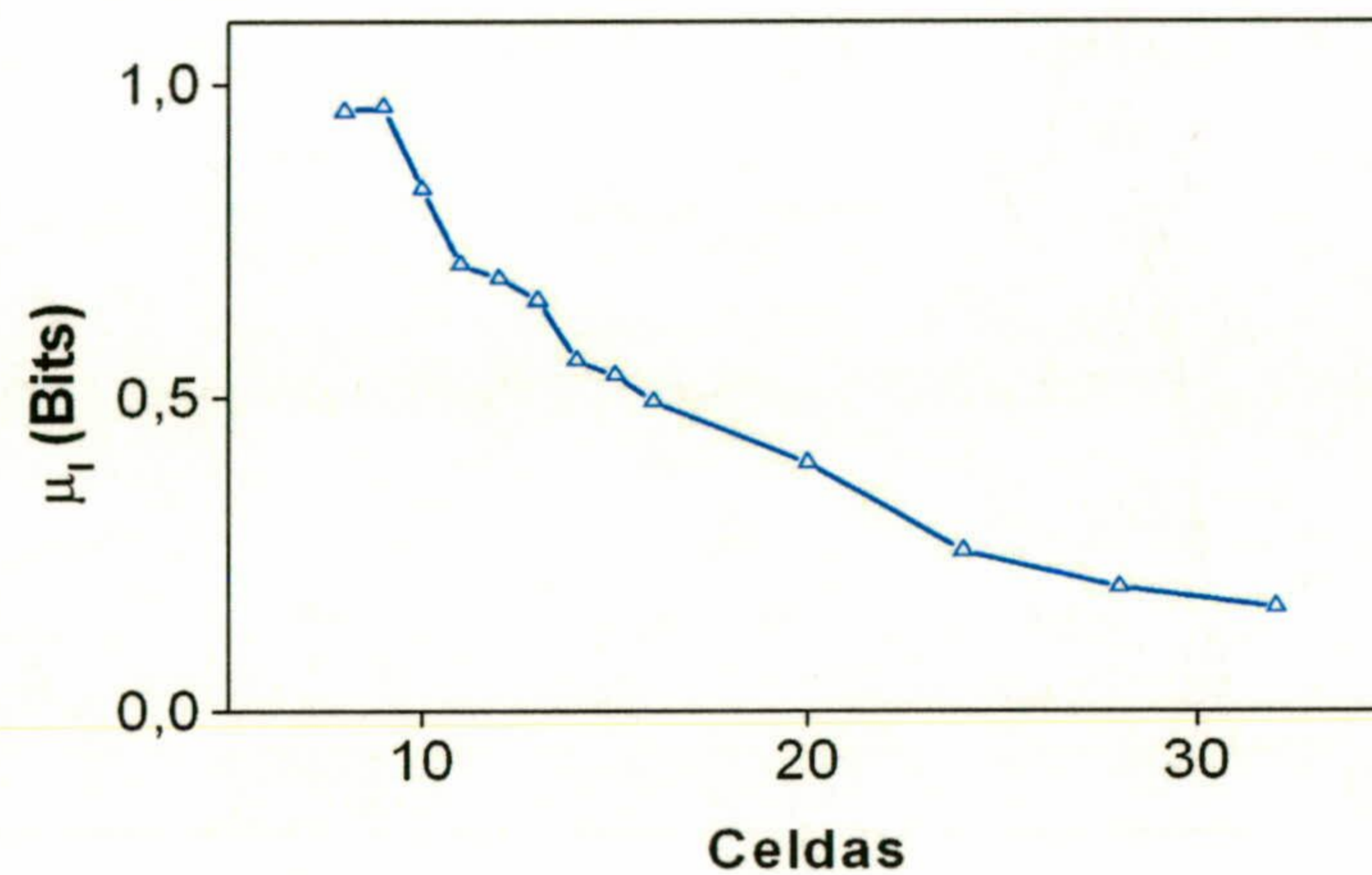


Figura VI.3. Cálculo del valor óptimo del número de celdas. El máximo valor de la Información Mutua se alcanza para $\beta = 9$.

Tabla VI.2

Número de Celdas	Información Mutua (Bits)
8	0.95550
9	0.96259
10	0.83209
11	0.71252
12	0.68930
13	0.65439
14	0.55868
15	0.53579
16	0.49326
20	0.39588
24	0.25561
28	0.19705
32	0.16533

VI.3.4. Obtención de las probabilidades (P_1 , P_2 y P_3).

Los valores de las tres probabilidades P_1 , P_2 y P_3 asociadas a la pareja de valores $\tau - \beta$ se estabilizan una vez efectuadas unas pocas evoluciones. En la figura VI.4. se ha presentado la gráfica de los mismos mientras que en la tabla VI.3 se muestran los valores exactos correspondientes.

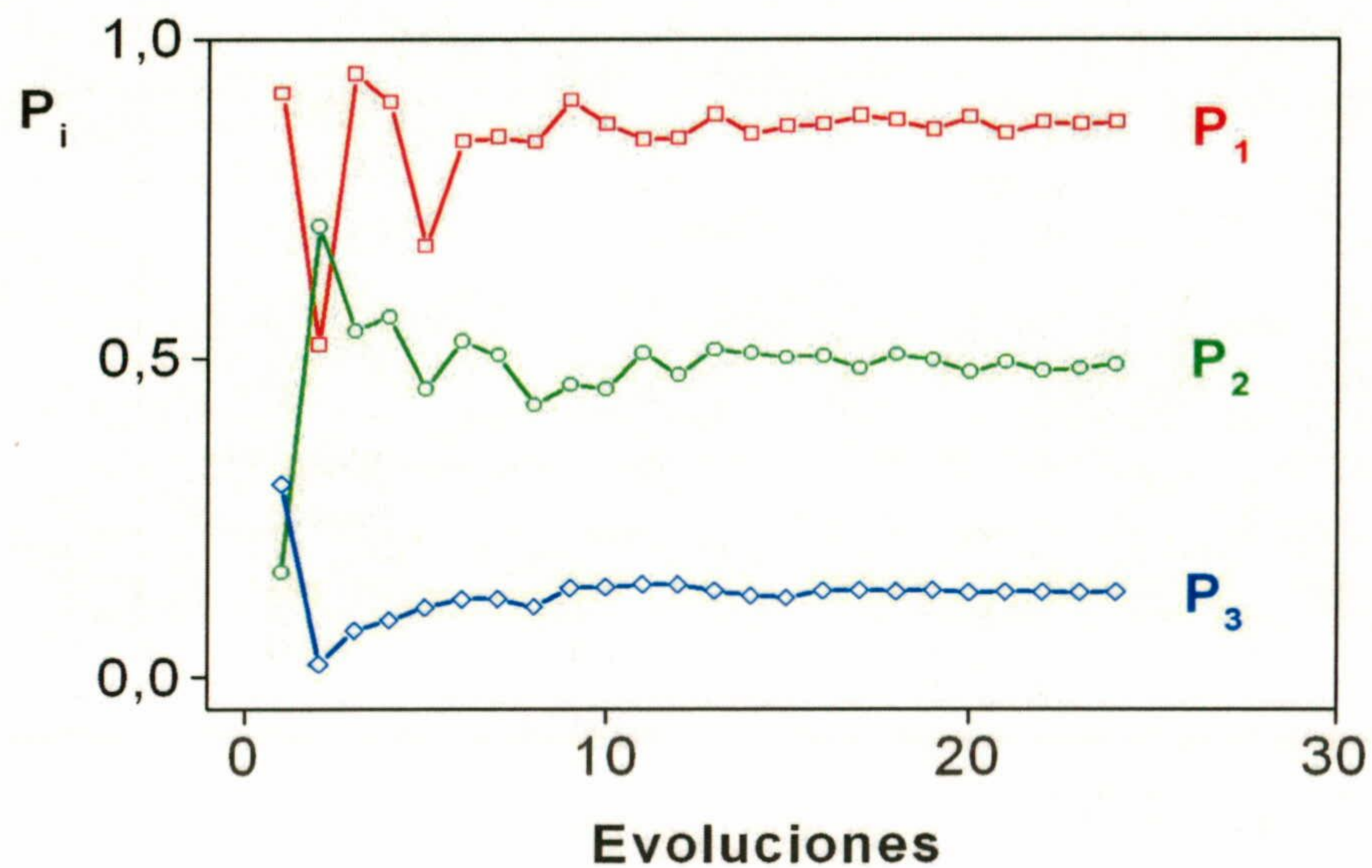


Figura VI.4. Comportamiento de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 del modelo CT.

En cuanto al comportamiento de la Información Mutua para las mismas evoluciones, se observa que alcanza rápidamente una estabilidad en sus valores tal y como puede verse en la gráfica de la figura VI.5.

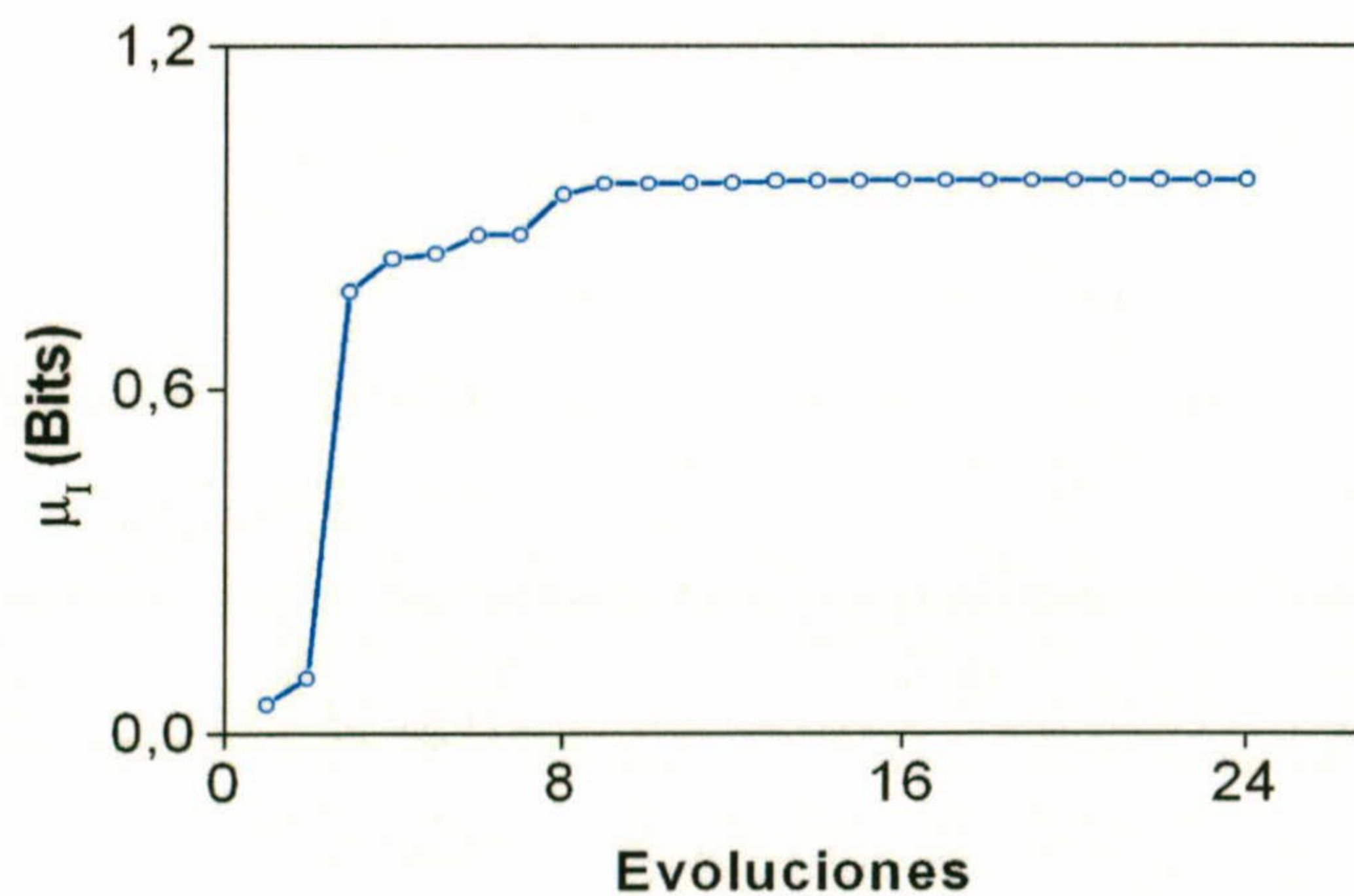


Figura VI.5. Comportamiento de la Información Mutua.

Tabla VI.3

Iteration Number	P ₁	P ₂	P ₃	Mutual Information (in bits)
1	0.913	0.164	0.302	0.04782
2	0.521	0.706	0.020	0.09445
3	0.944	0.542	0.072	0.76871
4	0.899	0.564	0.089	0.82495
5	0.674	0.451	0.109	0.83377
6	0.838	0.526	0.122	0.86606
7	0.845	0.504	0.122	0.86708
8	0.837	0.426	0.110	0.93789
9	0.902	0.458	0.139	0.95662
10	0.865	0.451	0.140	0.95670
11	0.841	0.507	0.145	0.95728
12	0.843	0.473	0.145	0.95769
13	0.880	0.513	0.135	0.96083
14	0.850	0.507	0.127	0.96087
15	0.862	0.500	0.124	0.96091
16	0.865	0.503	0.135	0.96192
17	0.878	0.483	0.136	0.96194
18	0.871	0.505	0.134	0.96196
19	0.856	0.496	0.136	0.96196
20	0.876	0.477	0.132	0.96201
21	0.851	0.493	0.133	0.96211
22	0.868	0.479	0.133	0.96224
23	0.865	0.483	0.132	0.96243
24	0.868	0.489	0.133	0.96259

VI.3.5. Caracterización de la actividad sísmica.

En el caso de la Península Ibérica se ha obtenido $\tau = 9$ (3.3 años) y $\beta = 9$ (195 x 110 km²) de acuerdo al modelo CT. La caracterización espacio-temporal de la actividad sísmica consiste en los patrones de sismicidad que estos resultados aportan, por un lado, y en el valor de las probabilidades asociadas a los mismos, por otro. Existen, pues, nueve patrones de sismicidad consecutivos en el tiempo con 81 celdas espaciales (9 x 9); estos patrones de sismicidad muestran en las casillas oscuras la presencia de

actividad sísmica mientras que la ausencia de activación se refleja en las casillas no oscurecidas. El resultado puede verse en la figura VI.6.

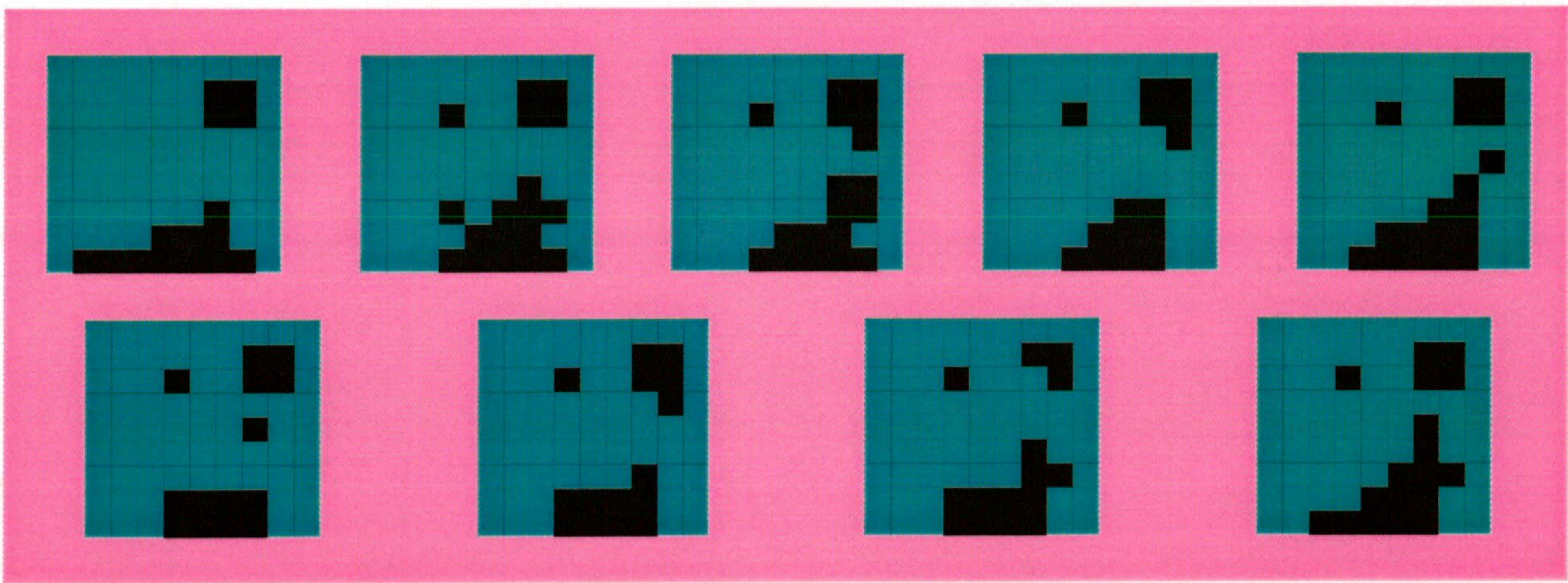


Figura VI.6. Mapas representativos de la sismicidad generada en cada corte temporal en la Península Ibérica.

Los valores obtenidos para las probabilidades han sido $P_1 = 0.868$, $P_2 = 0.489$ y $P_3 = 0.133$. La interpretación de estos valores es que la probabilidad de que una región de tamaño β (aproximadamente $195 \times 110 \text{ km}^2$) que está sísmicamente activa continúe estándolo tras un período τ (aproximadamente 40 meses) es del 87%; la probabilidad de que esta celda active a las cuatro más próximas contiguas (según el modelo CT) se sitúa en torno al 50%. En cambio, si se parte de una región inicialmente inactiva, la probabilidad de que dicha región y las cuatro contiguas próximas a ella estén activas tras un período de 40 meses ronda el 13%.

VI.4. SIMULACIONES Y TESTS PARA LA PENÍNSULA IBÉRICA

En el capítulo cuarto quedó establecido el modelo CT. En el capítulo quinto se comprobó la fiabilidad del modelo aplicándolo sobre un catálogo sísmico del Sureste Peninsular, y se trata ahora de hacer una segunda comprobación aplicando el modelo sobre un catálogo de terremotos ocurridos en la Península Ibérica y zonas adyacentes. Al igual que se hizo en el anterior capítulo, se comenzará por los tests en los que la incidencia se hace en la variable temporal (como siempre, íntimamente ligada a la espacial); para ello, se generan simulaciones a partir de subconjuntos de la muestra de terremotos y se comparan con los patrones reales. Se generan en primer lugar las

simulaciones para, en segundo lugar, calcular las funciones de correlación y comparar el grado de ajuste. Se han desarrollado una serie de siete simulaciones para Iberia. Los parámetros óptimos obtenidos por el modelo CT han sido $\tau = 9$ y $\beta = 9$, aplicado sobre una base de datos de 10026 sismos.

El siguiente esquema muestra los nueve cortes temporales en el catálogo base de la sismicidad de la Península:

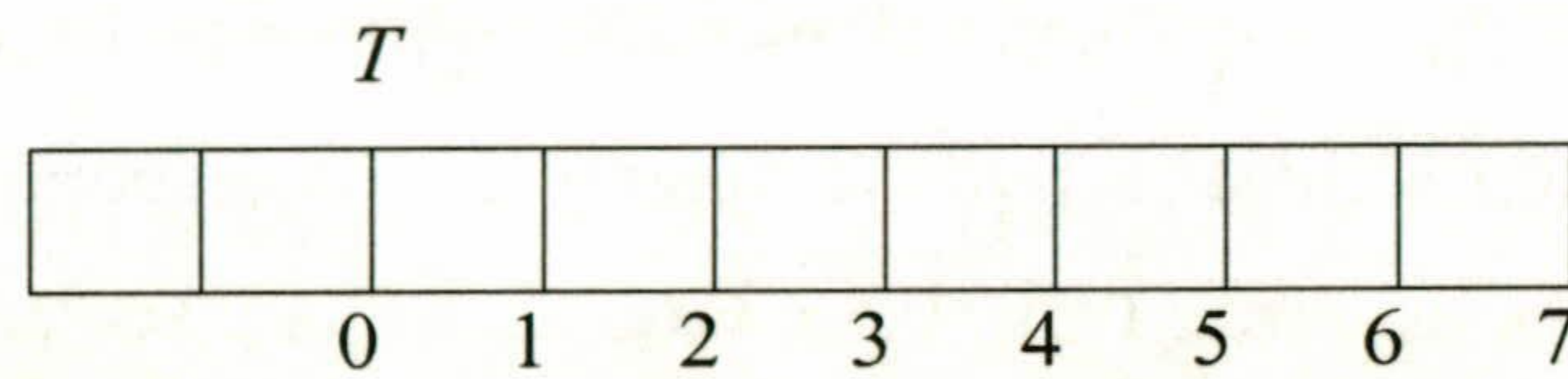


Tabla VI.4.

CORTE SISMOS ESTADO DENSIDAD

CORTE	SISMOS	ESTADO	DENSIDAD
0	2228	T	0.2222
1	3342	$T + \tau$	0.2099
2	4456	$T + 2\tau$	0.1852
3	5570	$T + 3\tau$	0.1976
4	6684	$T + 4\tau$	0.1852
5	7798	$T + 5\tau$	0.1852
6	8912	$T + 6\tau$	0.1852
7	10026	$T + 7\tau$	0.2099

El corte notado con 0, con un total de 2228 sismos, se corresponde con el segundo paso o *step*, T , y comprende el paquete base sobre el que se hace la primera simulación. Se pretende conocer el patrón de sismicidad que se espera tenga lugar en el corte 1, para compararlo posteriormente con el patrón real que tuvo lugar en dicho instante. Posteriormente, se toma como base el corte 1, $T + \tau$, y se simula el patrón esperado para el corte 2, para compararlo posteriormente con el patrón real ocurrido para dicho tiempo, y el procedimiento continua hasta tomar como base el corte 6, $T + 6\tau$, simular

el patrón se espera tenga lugar en el corte 7 y compararlo con el patrón real que ha tenido lugar en dicho instante. En total, son siete las comparaciones que se van a establecer. Posteriormente se tomará como base todo el conjunto y se hará una simulación de la sismicidad esperada para un período τ posterior, que constituirá una predicción en términos probabilísticos de la actividad sísmica en la zona, basada en el modelo CT. El criterio para establecer el valor de la probabilidad umbral (de corte), a partir de la cual se considerará que la celda está activa, es similar al empleado en el capítulo V en el estudio de la zona Bética. Se trabaja con siete conjuntos de datos, uno por cada simulación. Para cada una de estas se representan todos los patrones de sismicidad (mapas con celdas activas e inactivas) correspondientes, considerando distintas probabilidades de corte: 0.50, 0.55, 0.60, ... hasta 0.95, con lo que se obtienen un total de diez mapas, algunos de los cuales pueden coincidir. A continuación se representa gráficamente la densidad de celdas activas (eje de ordenadas) en función de la probabilidad (eje de abscisas). El resultado para cada una de estas simulaciones es una gráfica decreciente, como la que puede observarse en la figura VI.7, en la que se representa el proceso para el conjunto total de Iberia. Se marca con un trazo horizontal el valor real de la densidad de celdas activas, calculado sobre todo el conjunto de sismos procesados y cuyo valor es $\rho = 0.2099$. Se localiza a continuación el valor de la probabilidad a la que corresponde el punto de corte de las dos gráficas, obteniéndose como probabilidad de corte el valor $\pi_c = 0.60$, con un error inferior al 5 %.

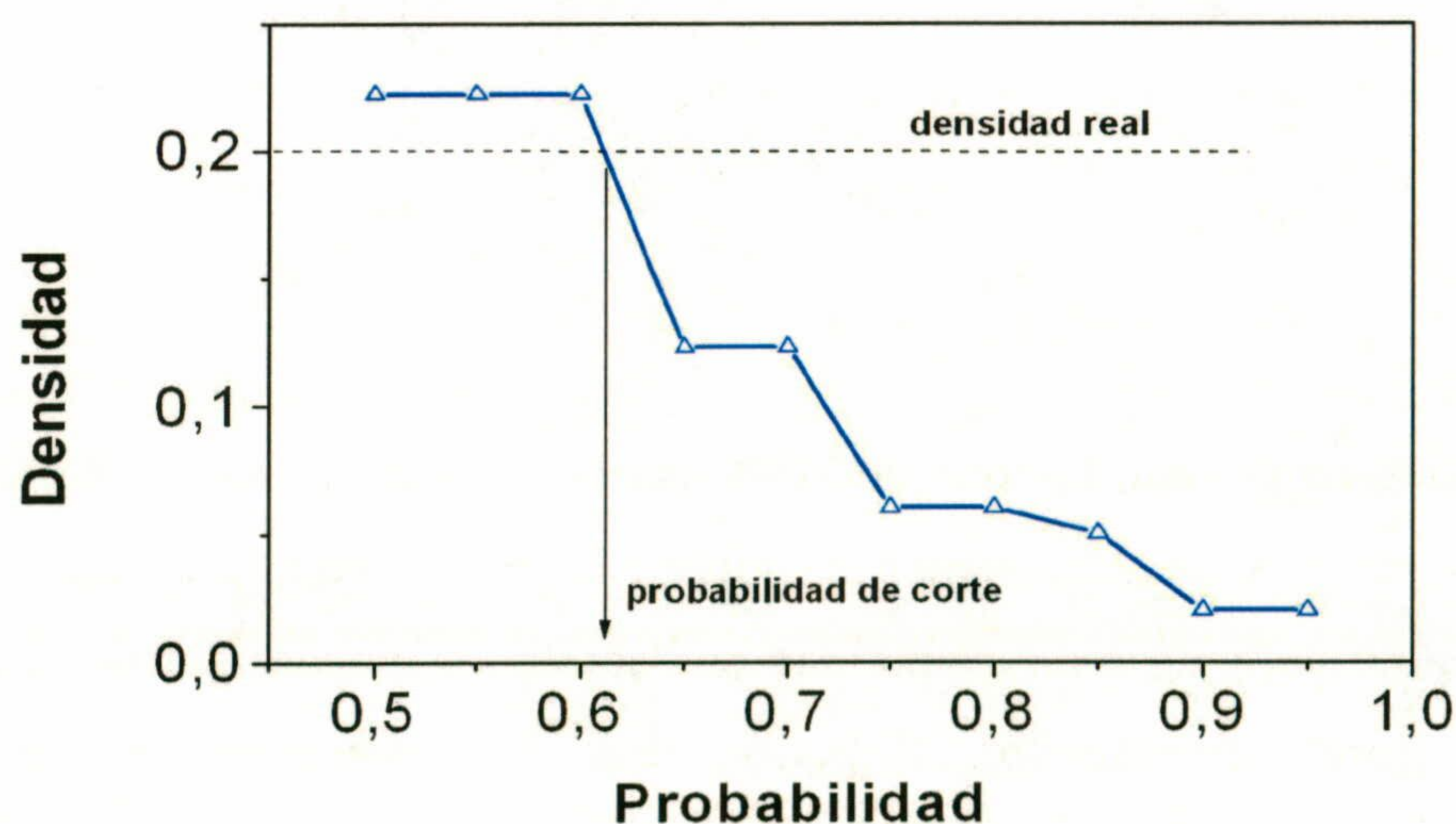


Figura VI.7. Obtención de la probabilidad umbral para la comparación de patrones reales y simulados. Para la Península Ibérica el valor obtenido es $\pi_c = 0.6$, con un error menor que 0.05.

Las densidades reales de celdas activas correspondientes a los distintos cortes pueden verse en la tabla VI.4, en su cuarta columna. Los mapas de sismicidad simulados y reales pueden verse en la figura VI.8.

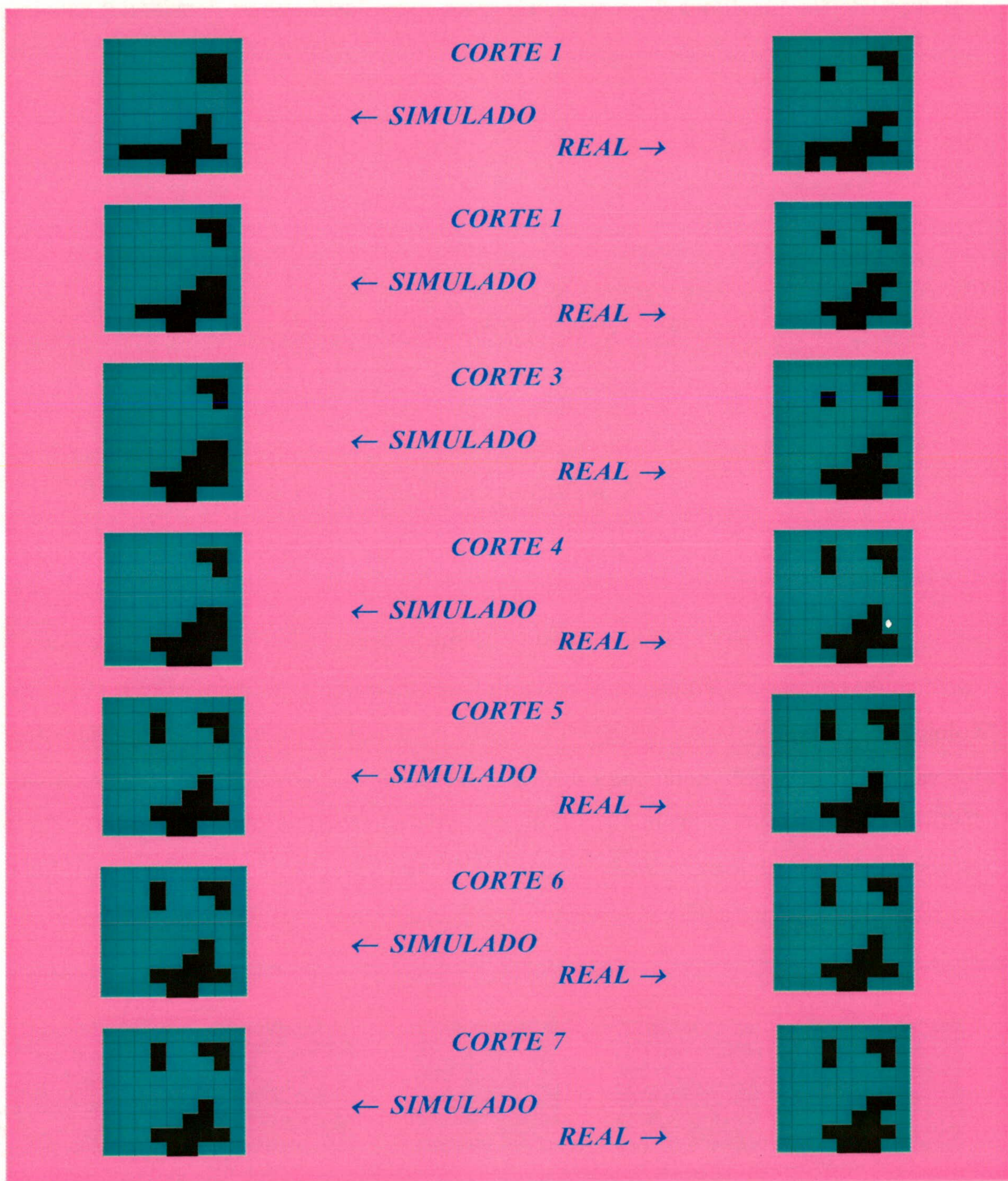


Figura VI.8. Patrones simulados y reales correspondientes a los siete cortes temporales de Iberia.

El paso siguiente es la determinación de la función de correlación. Las funciones de correlación son diferentes según las distintas distribuciones de celdas activas, por lo que dependen directamente de las probabilidades de corte, al verificarse que a mayor probabilidad de corte, menor número de celdas activas. En la figura VI.8 se han representado las funciones de correlación para todas las distintas densidades (distintas probabilidades de corte) correspondientes al conjunto total de datos.

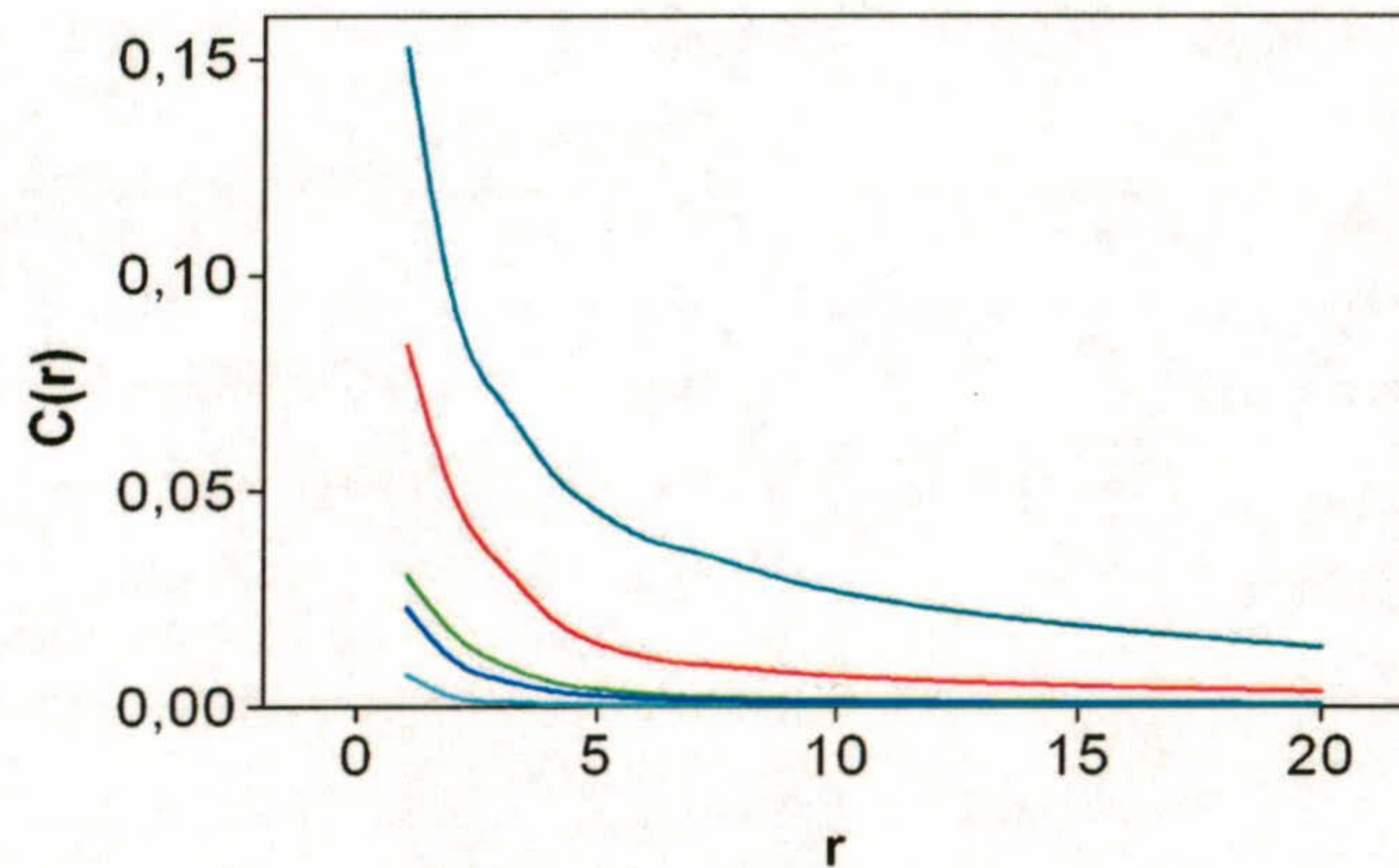
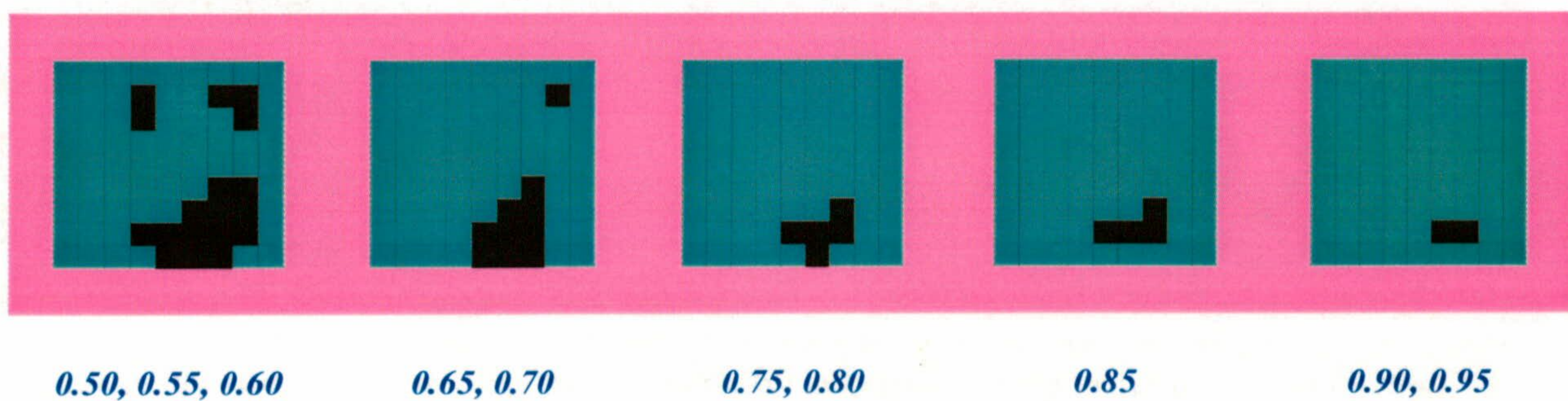


Figura VI.9. Funciones de correlación para las distintas probabilidades de corte.

La razón por la cual aparecen únicamente cinco gráficas se debe a que algunas de las diez que componen el total son similares entre sí, como ocurre con las densidades en la figura VI.7. Así, la línea de color turquesa oscuro representa las funciones de correlación correspondientes a las probabilidades de corte 0.50, 0.55 y 0.60; la línea de color rojo las correspondientes a 0.65 y 0.70, la de color verde las correspondientes a los valores 0.75 y 0.80, la de color azul la correspondiente al valor 0.85 y las relativas a 0.90 y 0.95, de color celeste. Estas funciones de correlación corresponden a distintos patrones de sismicidad, caracterizado cada uno de ellos por una determinada distribución de celdas activas e inactivas. La figura VI.10 muestra estos patrones.



0.50, 0.55, 0.60

0.65, 0.70

0.75, 0.80

0.85

0.90, 0.95

Figura VI.10. Distintos patrones de sismicidad según la probabilidad de corte, referentes al conjunto base de la Península Ibérica.

En la figuras VI.11 a VI.17 se muestran las funciones de correlación para datos simulados y reales, en cada paso. Las líneas azules representan datos reales y las rojas los simulados.

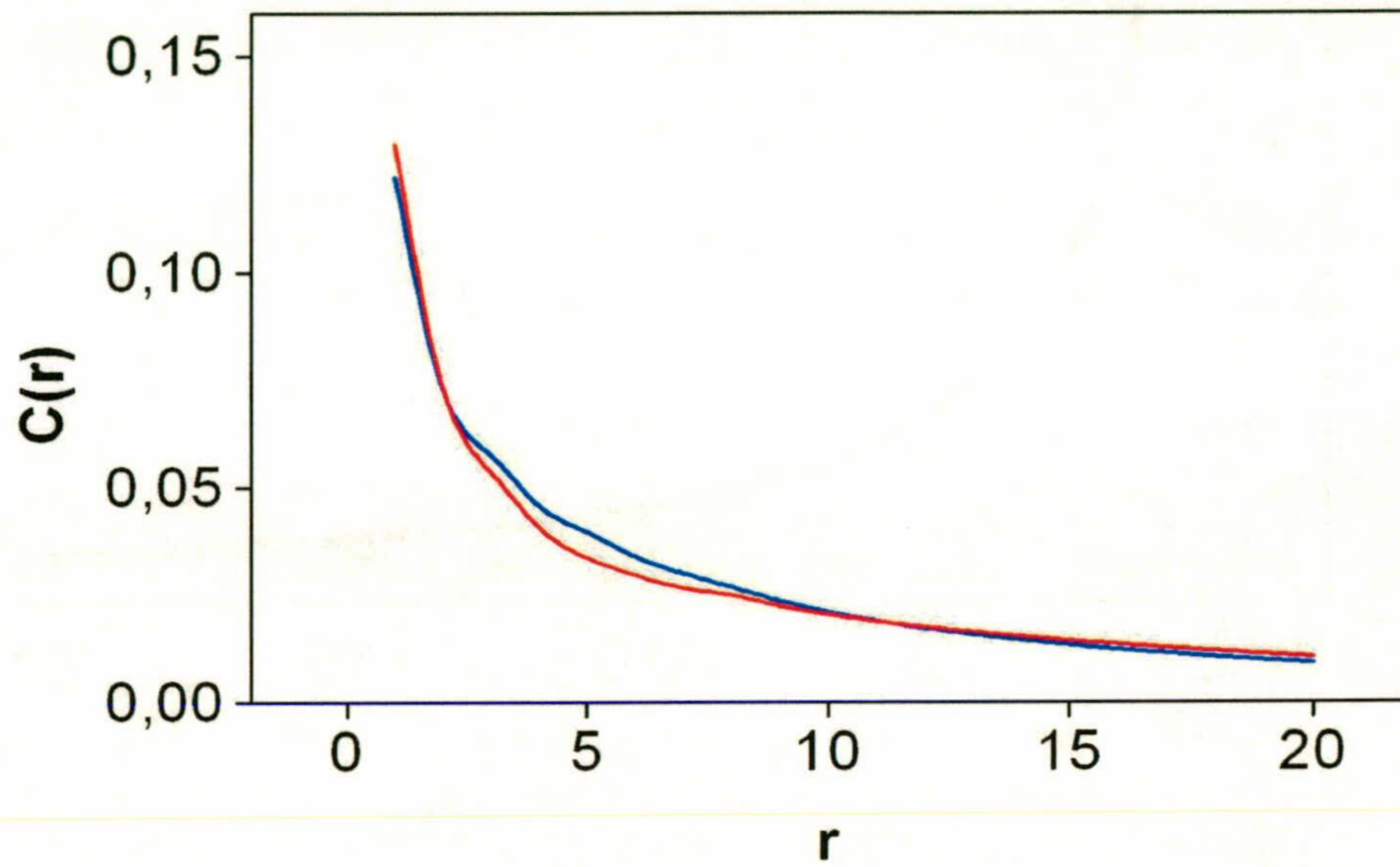


Figura VI.11. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del primer corte temporal en la Península Ibérica.

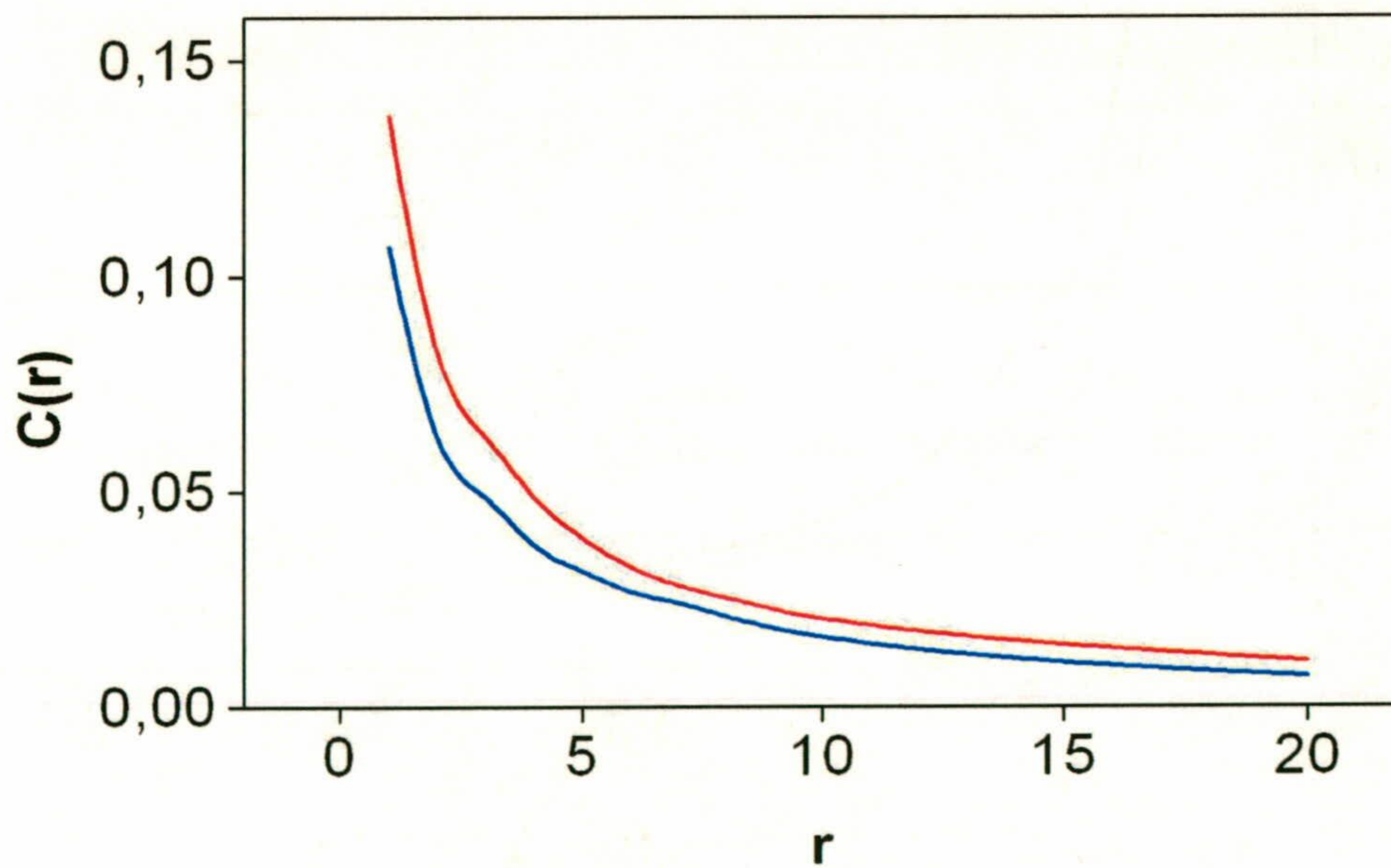


Figura VI.12. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del segundo corte temporal en la Península Ibérica.

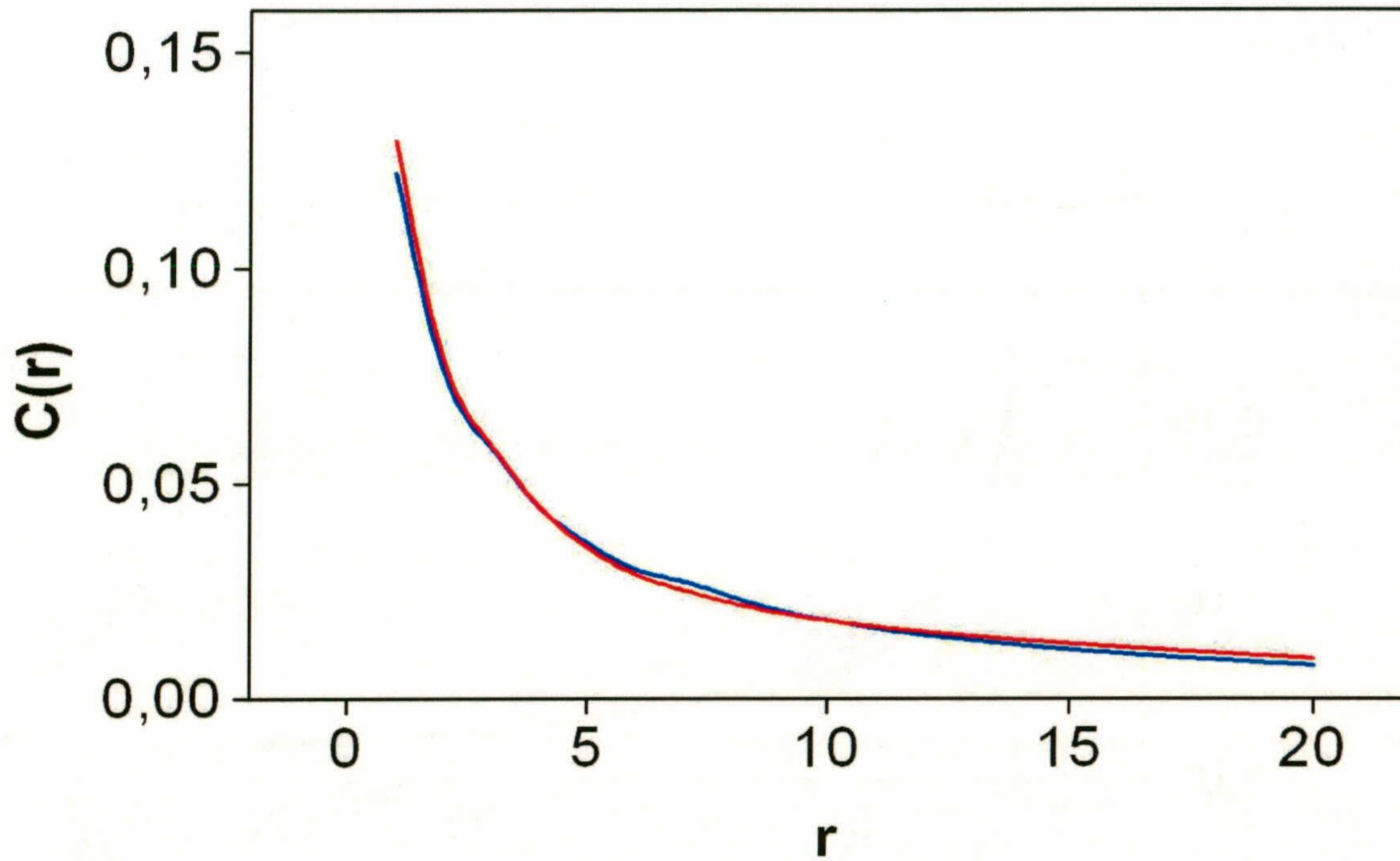


Figura VI.13. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del tercer corte temporal en la Península Ibérica.

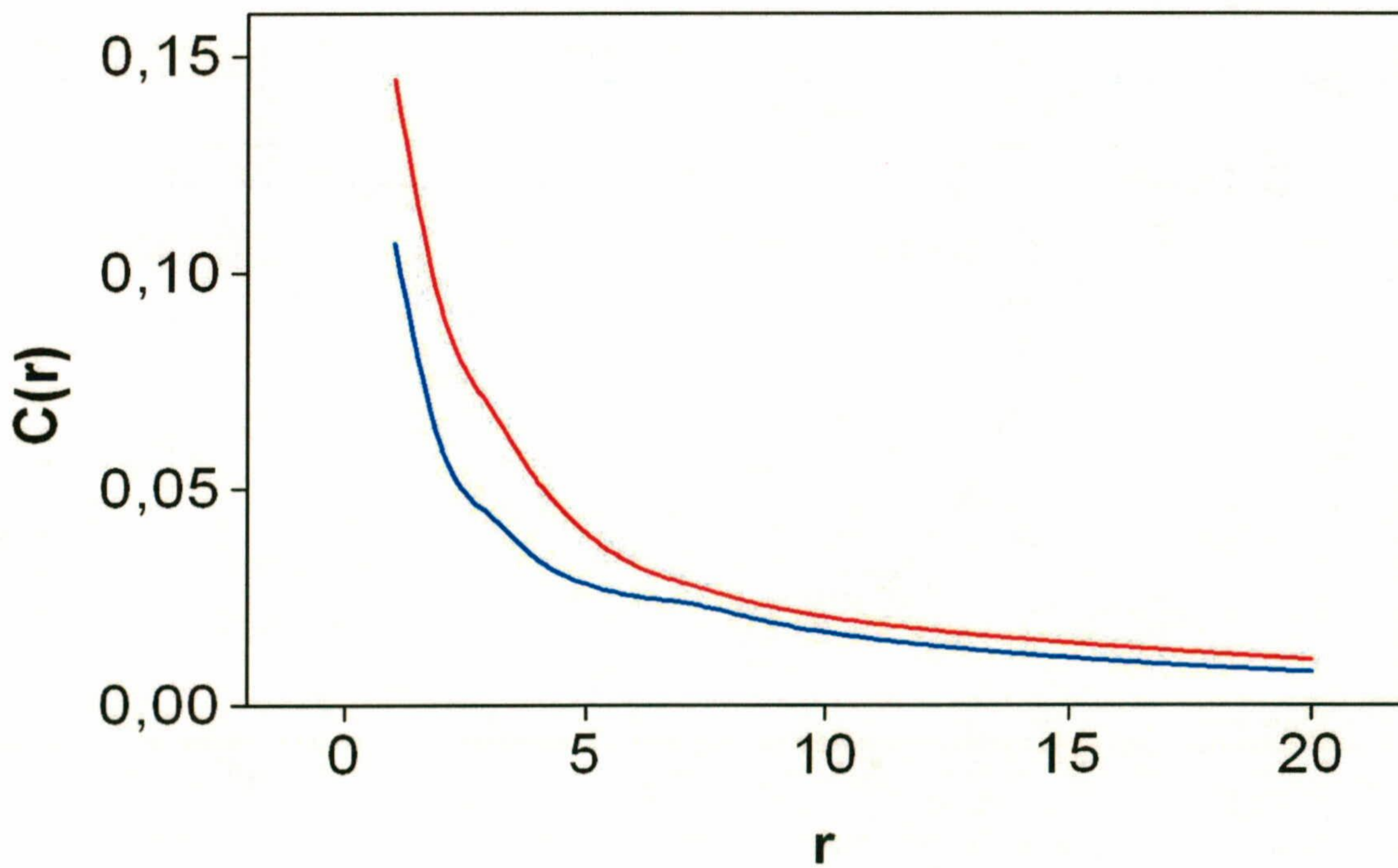


Figura VI.14. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del cuarto corte temporal en la Península Ibérica.

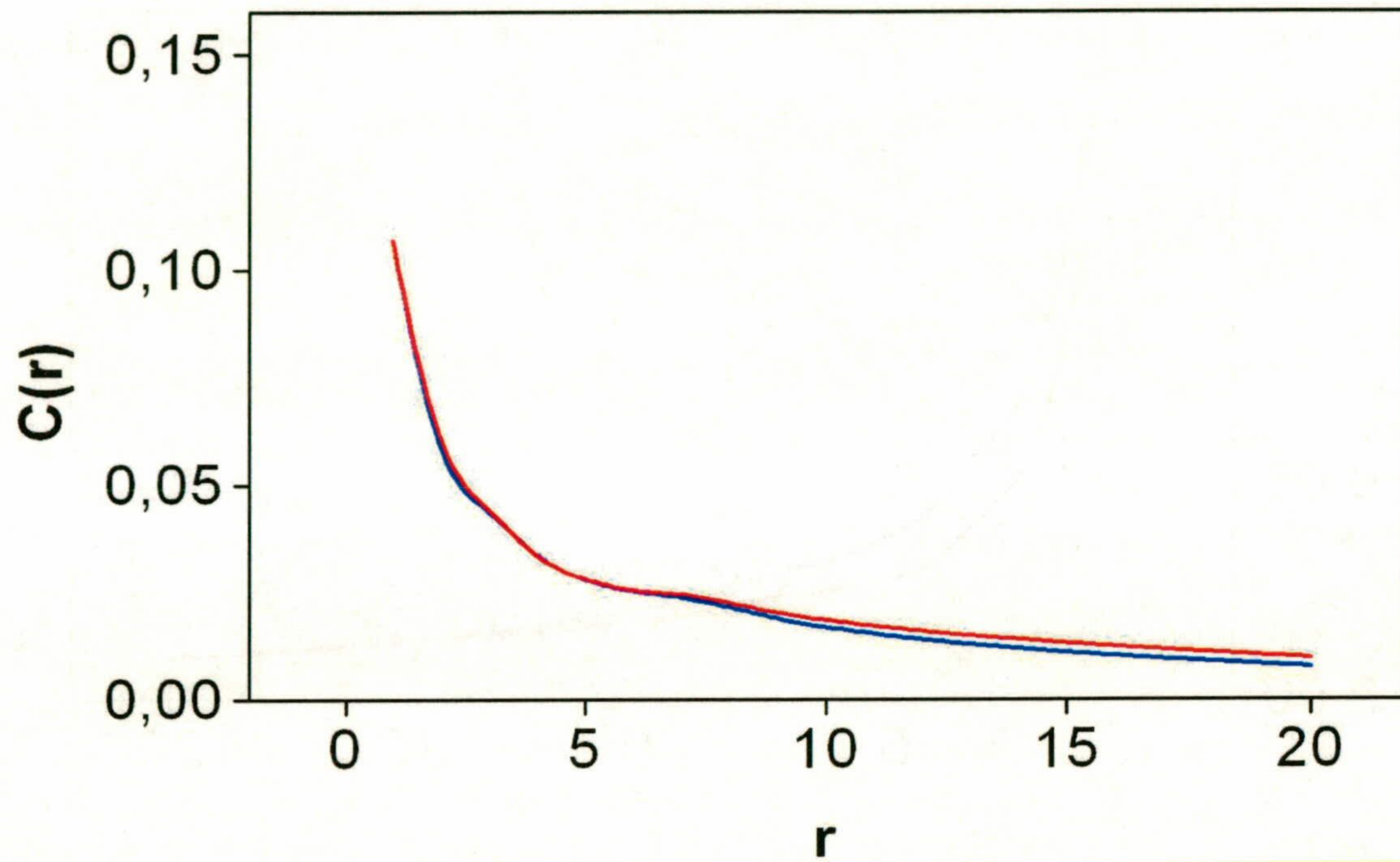


Figura VI.15. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del quinto corte temporal en la Península Ibérica.

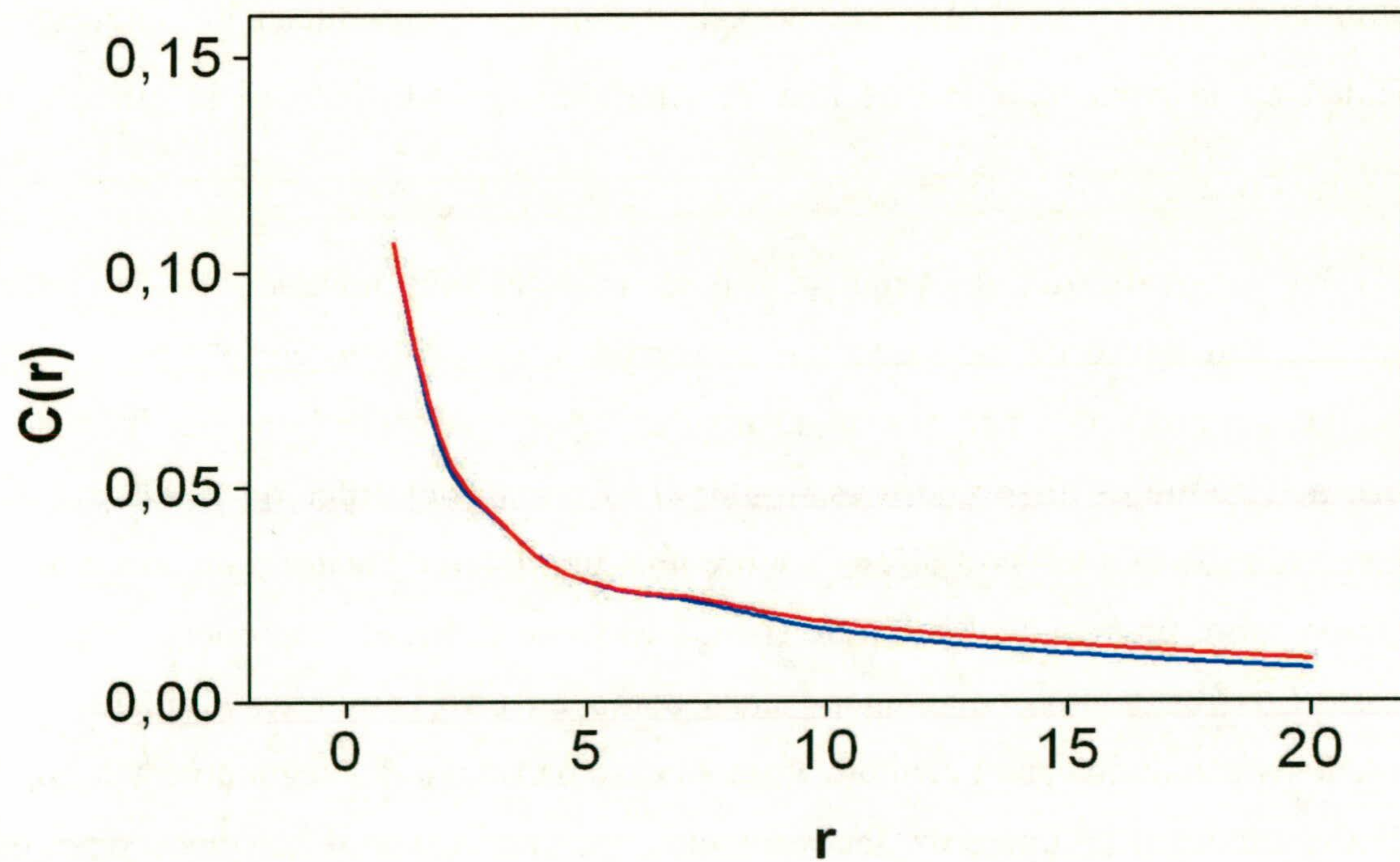


Figura VI.16. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del sexto corte temporal en la Península Ibérica.

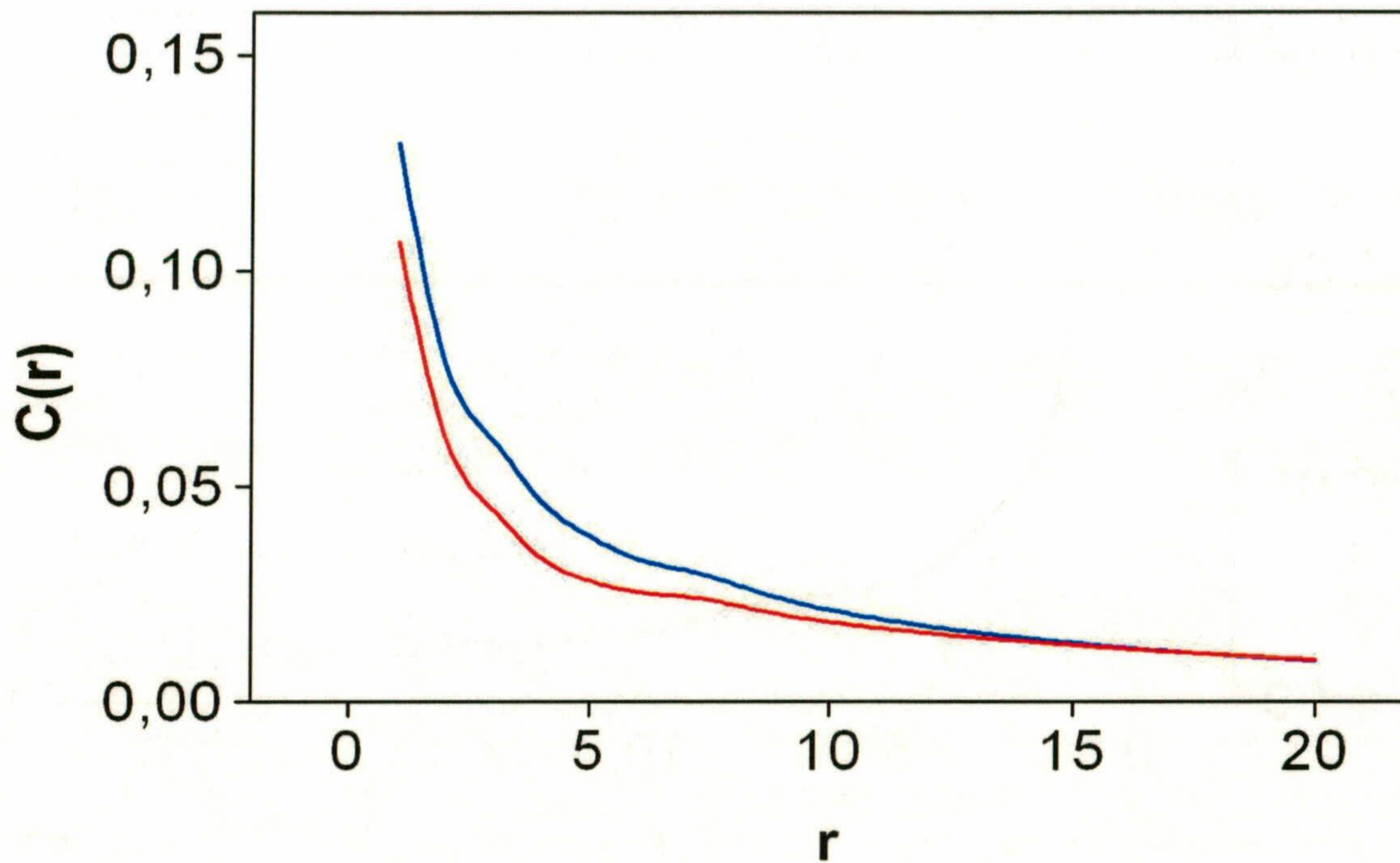


Figura VI.17. Comparación de las funciones de correlación correspondientes a los patrones real y simulado del séptimo corte temporal en la Península Ibérica.

Dada la semejanza entre las funciones de correlación se puede concluir que las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 del modelo CT encontradas reproducen los patrones de sismicidad en la zona, con lo que una vez más ha quedado patente la eficacia del modelo.

Una vez realizadas las pruebas con un carácter más marcado en la variable temporal se han llevado a cabo aquéllas que inciden, sobre todo, en lo espacial. Para ello, se han generado dos ficheros de sismicidad hipotética sobre la región ibérica. La cantidad de terremotos distribuidos es similar al caso real (del orden de 10000 eventos) y se han realizado dos tests: el primero sobre una distribución aleatoria de terremotos y el segundo sobre una concentración de sismos en torno a dos alineaciones que forman una cruz. Los resultados, tanto en un caso como en otro, son muy similares a los presentados y discutidos en el capítulo V; en el caso particular del segundo catálogo, los terremotos alineados en una cruz, los resultados son prácticamente idénticos y por ello no se reproducen de nuevo aquí.

Las figura VI.18 y VI.19 muestran el valor de la *Información Mutua* frente al número de *pasos* y al número de *celdas* respectivamente; las tablas con los datos de estas gráficas son la VI.5 y la VI.6. El análisis de estos resultados conducen a una elección de $\tau = 19$ y una clara indeterminación en cuanto al valor óptimo de β . Como en el capítulo precedente, se ha optado por estudiar el comportamiento de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 así como de μ_I para distintos valores de β . Los resultados se han resumido en la figura VI.20, comprobándose que nuestra metodología es incapaz de asignar valores de propagación a esta hipotética actividad sísmica. Los datos correspondientes están en las tablas VI.7, VI.8, VI.9 y VI.10.

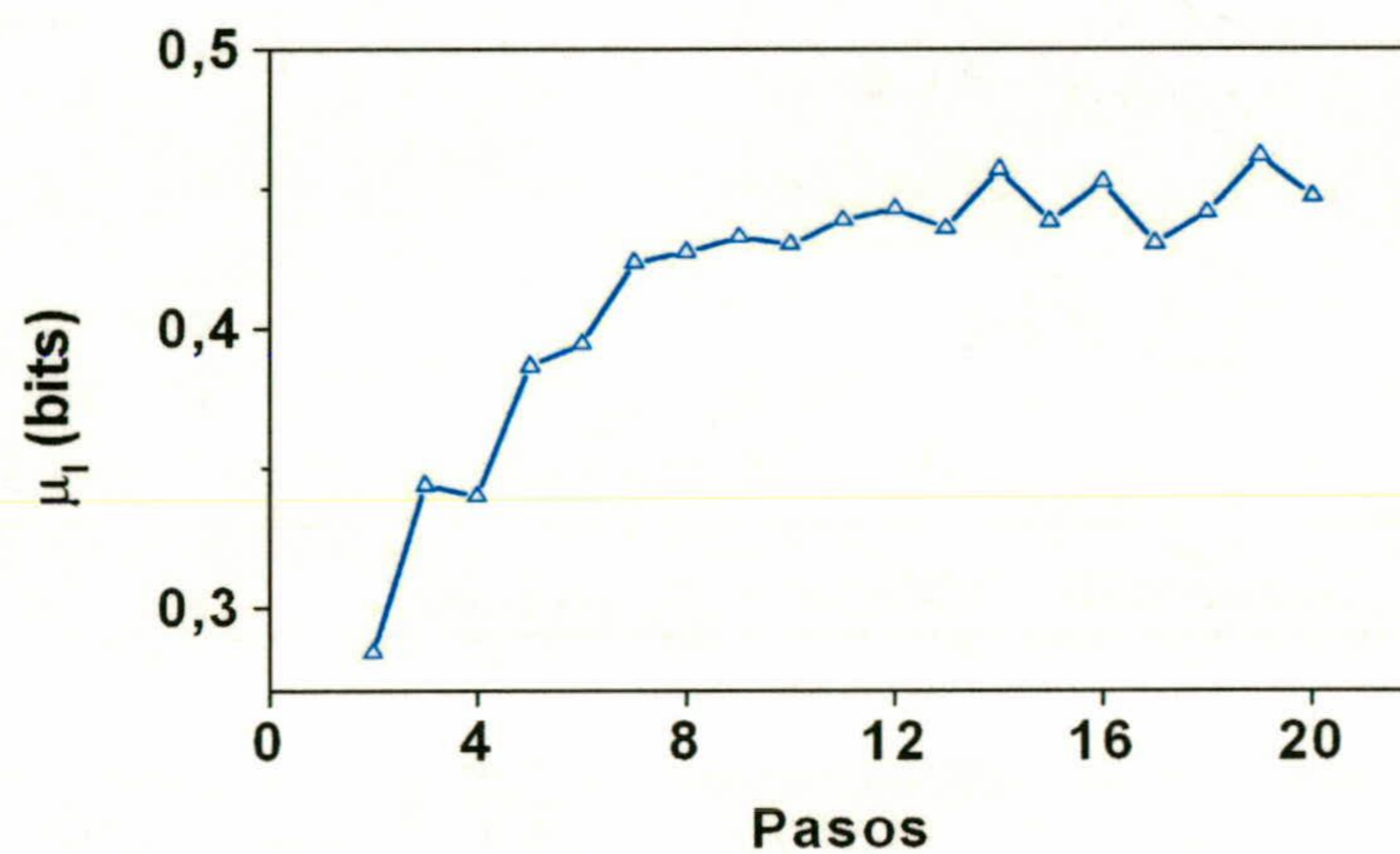


Figura VI.18. Información Mutua frente a Pasos para una distribución de sismicidad aleatoria. La presencia de máximos no es tan destacada como en el caso real y los valores de la Información Mutua son más bajos que en el caso real.

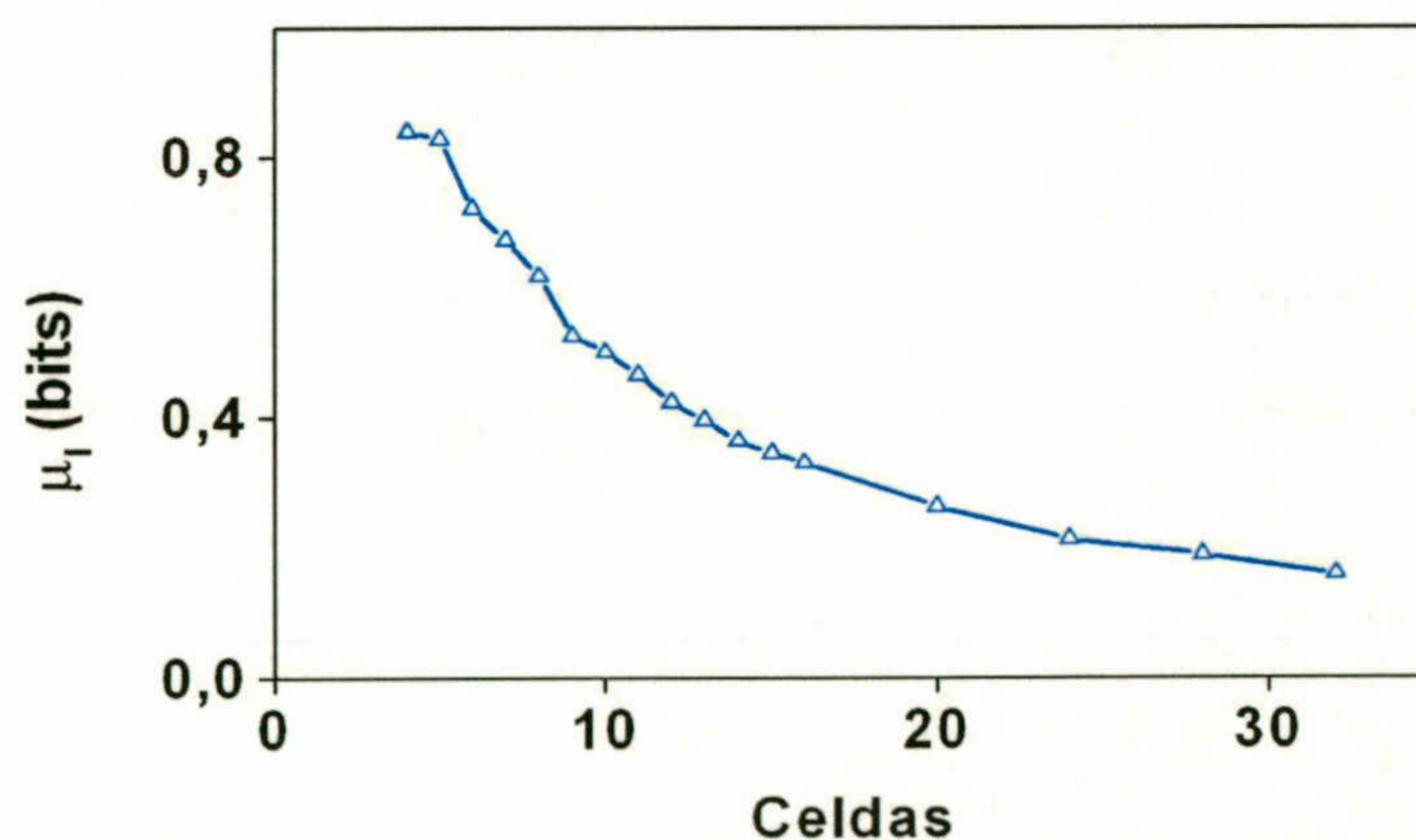


Figura VI.19. Información Mutua frente a Celdas para una distribución de sismicidad aleatoria. Hay que destacar la ausencia de algún máximo y el comportamiento de función monótona creciente que exhibe la Información Mutua

Tabla VI.5

Paso	Información Mutua (bits)	Paso	Información Mutua (bits)
2	0,28380	12	0,44255
3	0,34366	13	0,43555
4	0,33975	14	0,45669
5	0,38605	15	0,43794
6	0,39417	16	0,45208
7	0,42330	17	0,43008
8	0,42707	18	0,44105
9	0,43253	19	0,46141
10	0,42988	20	44692
11	0,43847		

Tabla VI.6

Número de Celdas	μ_I (bits)
4	0,84008
5	0,82878
6	0,72090
7	0,67285
8	0,61671
9	0,52497
10	0,49965
11	0,46514
12	0,42260
13	0,39477
14	0,36350
15	0,34487
16	0,32941
20	0,26233
24	0,21167
28	0,18787
32	0,15791

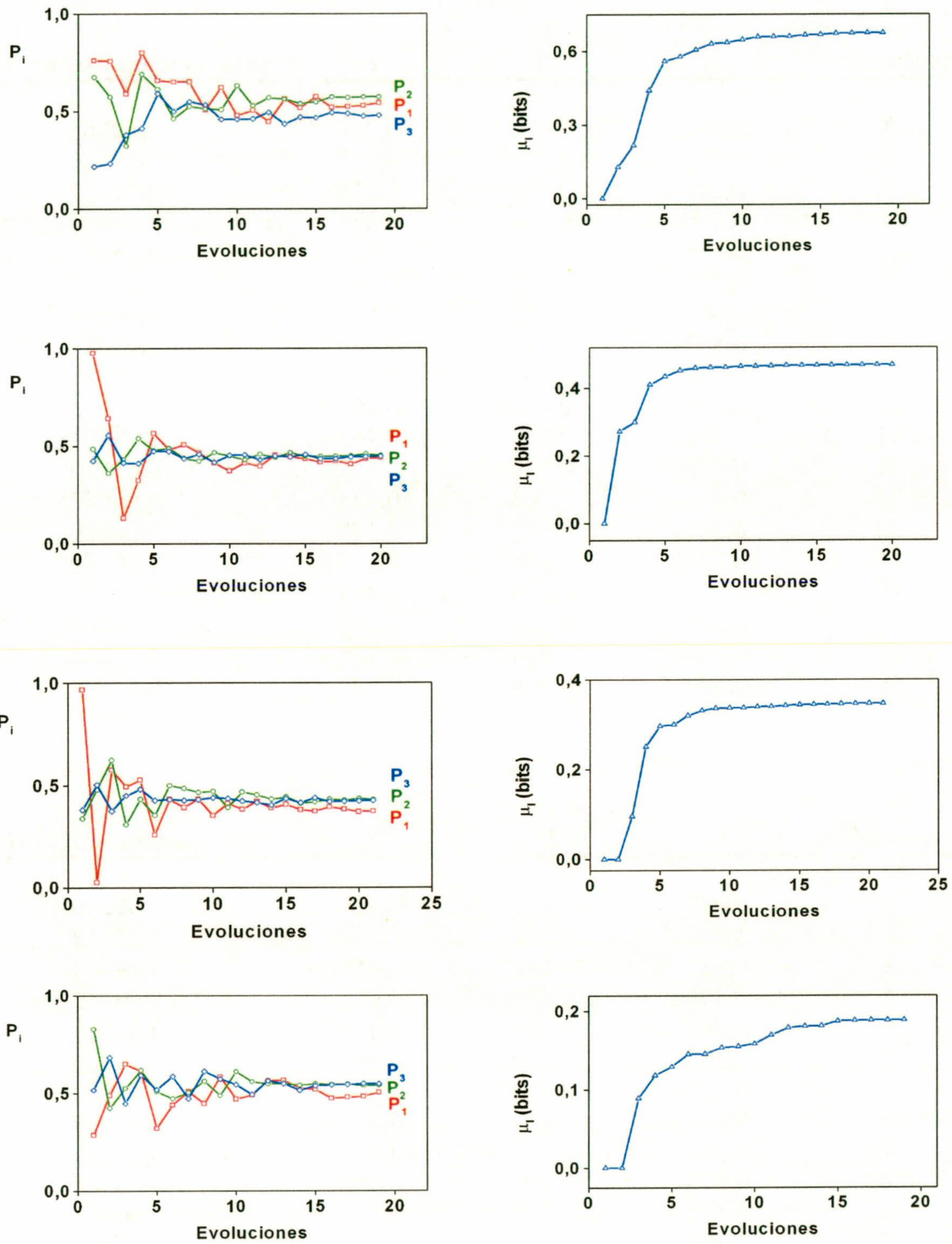


Figura VI.20. En la columna izquierda pueden verse los comportamientos de las probabilidades P_1 , P_2 y P_3 mientras que en la derecha se encuentra el aspecto creciente de la Información Mutua frente al número de evoluciones. De abajo a arriba los casos corresponden a $\tau = 11$ y $\beta = 7, 11, 15$ y 28 respectivamente.

Tabla VI.7

Evoluciones	P₁	P₂	P₃	Información Mutua (bits)
1	0,762	0,675	0,217	0,00000
2	0,758	0,574	0,233	0,12780
3	0,591	0,322	0,379	0,21711
4	0,800	0,690	0,413	0,44082
5	0,658	0,613	0,591	0,55965
6	0,651	0,462	0,500	0,57801
7	0,652	0,525	0,550	0,60599
8	0,508	0,514	0,534	0,63028
9	0,624	0,509	0,459	0,63529
10	0,479	0,632	0,459	0,64655
11	0,506	0,529	0,462	0,65791
12	0,448	0,570	0,495	0,65930
13	0,563	0,563	0,435	0,65972
14	0,519	0,540	0,470	0,66529
15	0,576	0,548	0,467	0,66670
16	0,521	0,574	0,494	0,67157
17	0,525	0,570	0,489	0,67227
18	0,530	0,574	0,475	0,67343
19	0,544	0,574	0,479	0,67362

Tabla VI.8

Evoluciones	P₁	P₂	P₃	Información Mutua (bits)
1	0,977	0,486	0,425	0,00000
2	0,642	0,362	0,557	0,27159
3	0,132	0,432	0,415	0,29866
4	0,325	0,539	0,412	0,40932
5	0,566	0,478	0,475	0,43378
6	0,483	0,490	0,473	0,45105
7	0,508	0,437	0,437	0,45870
8	0,466	0,423	0,458	0,46060
9	0,414	0,467	0,417	0,46115
10	0,373	0,450	0,453	0,46368
11	0,414	0,413	0,455	0,46443
12	0,397	0,459	0,430	0,46519
13	0,454	0,442	0,450	0,46637
14	0,445	0,467	0,445	0,46646
15	0,436	0,447	0,457	0,46663
16	0,418	0,447	0,435	0,46715
17	0,424	0,449	0,436	0,46742
18	0,408	0,450	0,444	0,46760
19	0,436	0,460	0,446	0,46762
20	0,441	0,452	0,449	0,46765

Tabla VI.9

Evoluciones	P₁	P₂	P₃	Información Mutua (bits)
1	0,968	0,339	0,382	0,00000
2	0,028	0,479	0,504	0,00000
3	0,577	0,624	0,375	0,09592
4	0,494	0,309	0,451	0,25107
5	0,527	0,432	0,481	0,29671
6	0,259	0,354	0,427	0,30007
7	0,432	0,500	0,432	0,31977
8	0,393	0,486	0,428	0,33136
9	0,434	0,466	0,431	0,33631
10	0,353	0,471	0,440	0,33692
11	0,413	0,392	0,437	0,33754
12	0,384	0,468	0,424	0,33962
13	0,422	0,454	0,416	0,34010
14	0,390	0,432	0,404	0,34227
15	0,407	0,443	0,435	0,34414
16	0,381	0,412	0,416	0,34422
17	0,374	0,419	0,439	0,34511
18	0,395	0,432	0,420	0,34590
19	0,384	0,428	0,421	0,34639
20	0,372	0,435	0,424	0,34658
21	0,374	0,431	0,426	0,34678

Tabla VI.10

Evoluciones	P₁	P₂	P₃	Información Mutua (bits)
1	0,286	0,829	0,517	0,00000
2	0,489	0,424	0,684	0,00000
3	0,650	0,525	0,447	0,08900
4	0,613	0,618	0,592	0,11837
5	0,320	0,508	0,518	0,12923
6	0,440	0,472	0,587	0,14534
7	0,509	0,503	0,472	0,14571
8	0,447	0,562	0,613	0,15363
9	0,584	0,488	0,573	0,15513
10	0,470	0,611	0,545	0,15868
11	0,490	0,559	0,493	0,16973
12	0,565	0,548	0,564	0,17908
13	0,566	0,550	0,549	0,18093
14	0,527	0,541	0,515	0,18149
15	0,520	0,548	0,538	0,18743
16	0,474	0,544	0,543	0,18824
17	0,479	0,546	0,544	0,18848
18	0,484	0,538	0,549	0,18864
19	0,504	0,539	0,547	0,18879

VI.5. MAPA PROBABILÍSTICO DE PELIGROSIDAD SÍSMICA PARA LA PENÍNSULA IBÉRICA

Como ya se explicó en el capítulo IV y se ha visto aplicado para el caso del Sureste Peninsular, también es posible, con la técnica descrita en esta Memoria de Tesis, encontrar una predicción de los niveles de actividad desde el momento actual t hasta un tiempo $t + \tau$. Los resultados se obtienen a partir de todo el conjunto de datos y el resultado para un tiempo $t + 9\tau$ en el Península Ibérica puede verse en la figura VI.21. Este resultado puede superponerse al mapa geográfico de la península, como ya se hizo en el anterior capítulo con el Sureste Peninsular, obteniéndose la figura VI.22.

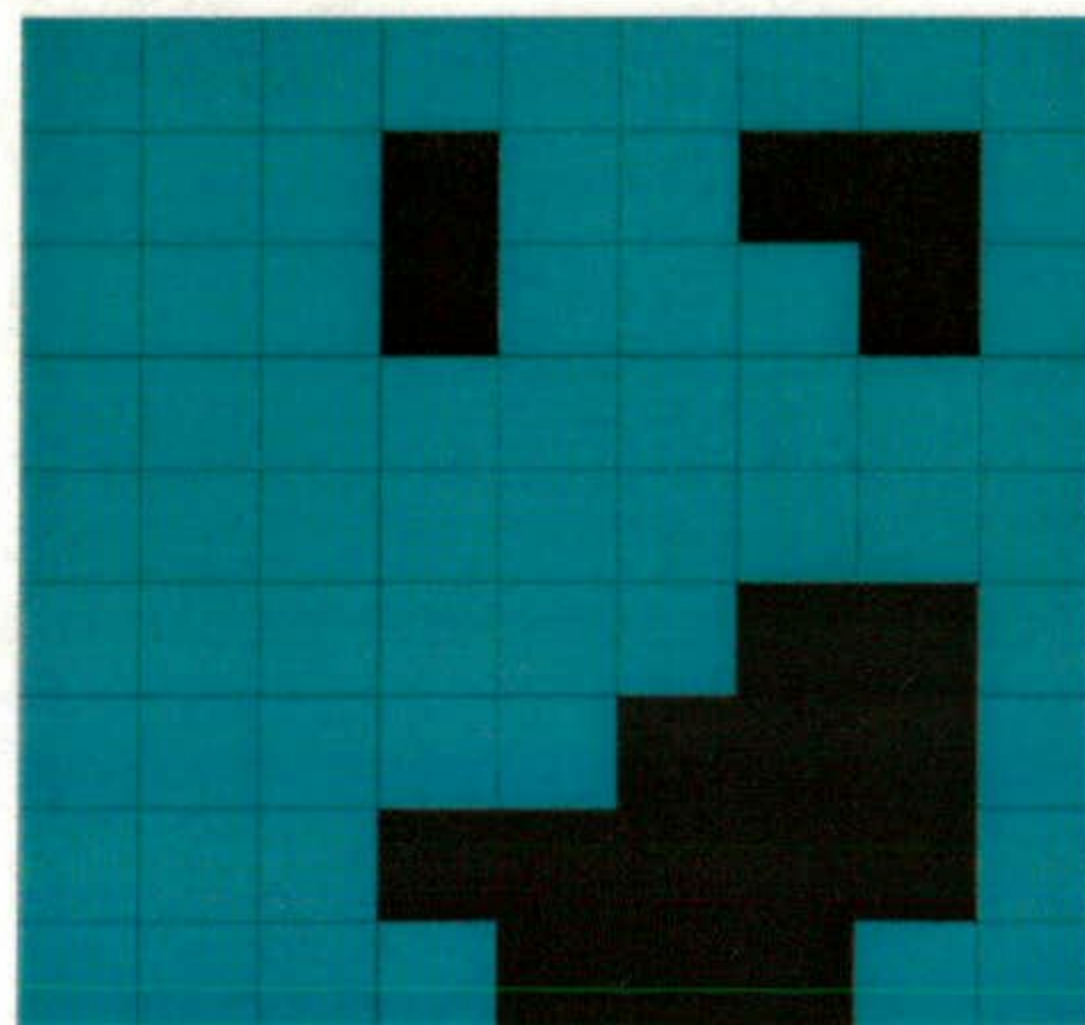


Figura VI.21. Patrón de predicción para la Península Ibérica en el período $T+8\tau$, simulado sobre todo el conjunto de datos. Este patrón se puede obtener en tiempo real, constituyendo una predicción probabilística a relativamente corto plazo y en base al modelo CT, sobre la actividad sísmica en la zona.

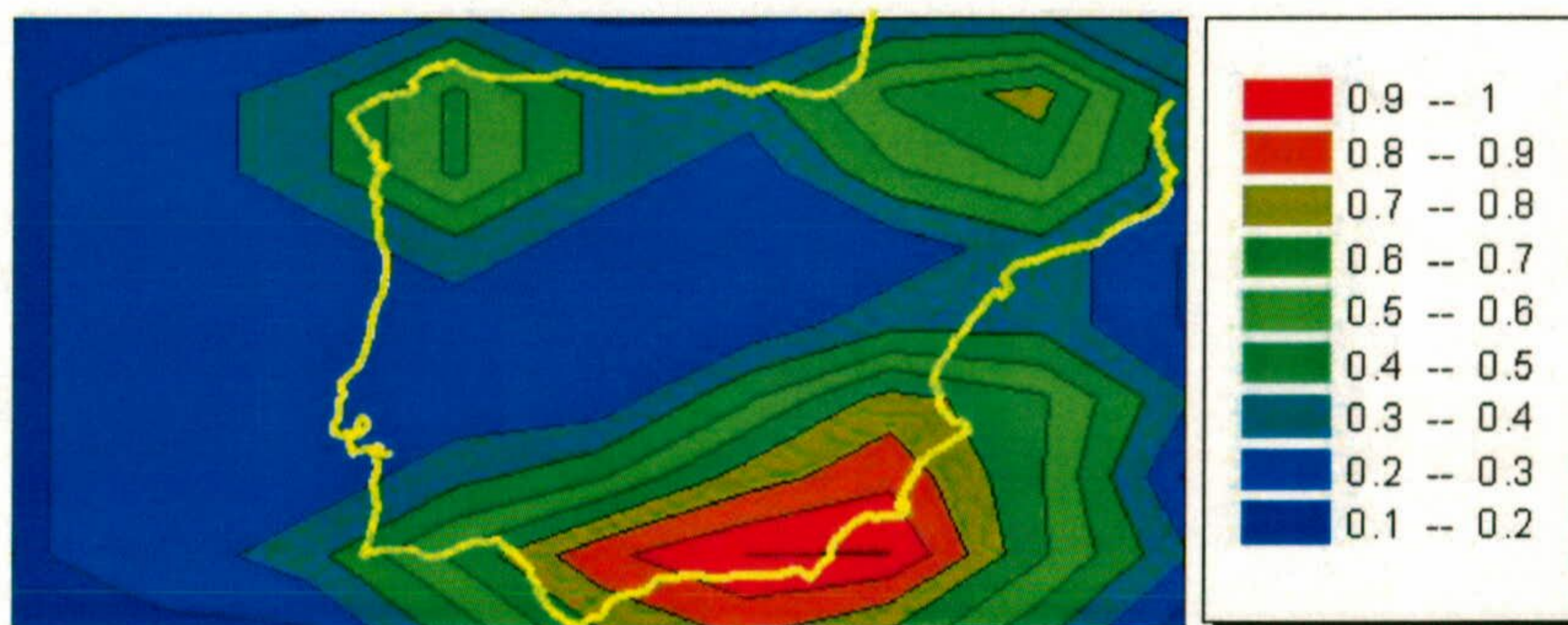


Fig. VI.22. Mapa probabilístico de peligrosidad sísmica para la Península Ibérica.

VI.6. RESUMEN Y CONCLUSIONES.

La Península Ibérica es una zona sísmicamente activa, si bien es cierto que su sismicidad no está uniformemente distribuida. Los datos sobre la sismicidad de esta región han sido obtenidos por la Red Sísmica Nacional en el período 1970-2001, han constituido la base de datos sobre la que se va a aplicar el modelo CT al objeto de caracterizar la propagación de la actividad sísmica en esta región.

Esta es la segunda aplicación llevada a cabo con la metodología que propusimos en el capítulo IV. En esta ocasión, trabajando con los datos distribuidos en toda la Península Ibérica, podemos concluir que:

- *Esta metodología sigue proporcionando resultados razonables y dentro del comportamiento general esperado.*
- De nuevo, se han realizado los procesos de mallado o *coarse-graining*, asignación de probabilidades y maximización de la Información Mutua, tal y como se explicó en el capítulo IV y se detalló, pormenorizadamente, en el capítulo V.
- En la aplicación a la Península Ibérica *se han obtenido los siguientes valores para los cinco parámetros que intervienen:*

$$\tau = 9 (\approx 3.3 \text{ años})$$

$$\beta = 9 (\approx 195 \times 110 \text{ km}^2)$$

$$P_1 = 0.868 (\approx 87\%) \quad P_2 = 0.489 (\approx 50\%) \quad P_3 = 0.133 (\approx 13\%)$$

- Estos valores se interpretan como que en la zona de la Península Ibérica:
 - La probabilidad de que una región sísmicamente activa de $195 \times 110 \text{ km}^2$ permanezca activa tras un período de 40 meses es del 87%, y la de que se activen regiones próximas, según la cruceta característica del modelo CT, es del 50%.

- Si la región inicial está sísmicamente inactiva, la probabilidad de que en un período de 40 meses esté activa, junto con las más próximas, será del 13%.
- Los tests aplicados al modelo en los siete cortes temporales *corroboran de nuevo la bondad del modelo CT en su aplicación al estudio de la propagación de la actividad sísmica en la Península Ibérica*. La similitud que presentan los patrones simulados con los reales, tanto mapas como funciones de correlación, refuerzan esta afirmación.
- Las pruebas de índole más espacial a las que hemos sometido a nuestra metodología revelan que, para el caso de una distribución aleatoria de la sismicidad, los valores de P_1 , P_2 y P_3 convergen a un mismo valor en torno a 0.5, indicando la ausencia de cualquier estructura física o geológica que la sustente. En cuanto al archivo con una sismicidad espacial distribuida a lo largo de dos alineaciones, los resultados han sido prácticamente idénticos a los que presentamos en el capítulo anterior.
- *Se ha establecido un mapa probabilístico de peligrosidad sísmica para toda la Península Ibérica*, entendido éste en los términos que ya se han explicado en capítulos precedentes. *En este mapa se detallan, en intervalos de probabilidades acotadas, las áreas que estarán sísmicamente activas después de poco más de tres años*.
- Cabe aquí hacer la misma reflexión que ya expusimos en el capítulo anterior; en efecto, el aspecto cualitativo de *este mapa es similar al que se presenta en los análisis previos al desarrollo normativo sismorresistente y otros estudios de riesgo sísmico de la España peninsular*. Las discrepancias cuando se observa el mapa de peligrosidad sísmica correspondiente a Portugal son achacables a la falta de completitud del catálogo utilizado para esta región. Sin embargo, las coincidencias deben ser entendida en términos relativos y la interpretación en términos sismotectónicos y geológicos deberá hacerse una vez que el criterio

elegido para la activación sísmica esté relacionado con la energía liberada en los terremotos.

CONCLUSIONES

CAPÍTULO VII.

CONCLUSIONES

En este último capítulo se presentan las conclusiones más relevantes que se desprenden de la revisión teórica efectuada, de la metodología propuesta y del análisis de los resultados de aplicación de la misma a dos regiones sísmicamente activas (la Bética y la Península Ibérica), todo ello recogido en la presente Memoria de Investigación.

Se partió de considerar que la evolución de un sistema físico en el tiempo es, en muchas ocasiones, difícil de cuantificar. Los primeros antecedentes en abordar esta indeterminación los encontramos en Hartley (1928) quien dio un primer paso al definir la Entropía como una función que permite cuantificar la indeterminación o el grado de desconocimiento que se tiene sobre un estado, aunque fue Shannon (1948) quien afianzó y dio un gran impulso a la Teoría de la Información con su generalización del concepto ya introducido por Boltzmann, Gibbs y otros en el ámbito de la Mecánica Estadística.

En esta Tesis Doctoral el sistema físico considerado ha sido una región sísmicamente activa de la Litosfera Terrestre, donde los terremotos son eventos que se han tratado como variables discretas y se han caracterizado de manera probabilística los distintos estados que presenta el sistema en su evolución natural.

La magnitud utilizada para cuantificar la dependencia entre dos estados sucesivos es la Información Mutua, μ_I , íntimamente ligada con la entropía (capítulo II) y que se expresa como:

$$\mu_I(X,Y) = -\sum_{x \in \Omega} \sum_{y \in \Psi} p(x,y) \log_2 \frac{p(x,y)}{p(x)p(y)}$$

de modo que el conocimiento del estado de la actividad sísmica en un momento dado (considerado como estado inicial) aporte información acerca del estado futuro de esa actividad (considerado como estado final).

La Litosfera es un sistema físico que presenta un comportamiento caótico y donde la sismicidad asociada a la deformación de la corteza pone de manifiesto la complejidad de esta dinámica, cuyo estudio ha sido abordado desde diferentes puntos de vista. El análisis de la propagación de la actividad sísmica en tiempo y espacio refleja los complicados procesos de la fracturación gobernados por las leyes del rozamiento y el valor del *strenght*. En numerosos trabajos empíricos anteriores se ha puesto de manifiesto la relación entre fracturación y sismicidad, y en ellos se han empleado modelos complejos para el estudio de la propagación de esta actividad. Sin embargo, en este trabajo, se ha escogido la Información Mutua porque es muy útil en el establecimiento de modelos más simples, en los que bastan unos pocos parámetros para caracterizar esta propagación sísmica y además se hace en términos de probabilidades.

Esta Tesis Doctoral ha desarrollado un modelo bidimensional sencillo, el *Cross Template* (CT), que utiliza tan sólo tres parámetros: P_1 , P_2 y P_3 , cuyos valores se calculan a través de un algoritmo genético clásico y donde la Información Mutua entre estados que se ha definido depende de cinco parámetros: El intervalo temporal (τ), el tamaño de la celda (β) y las tres probabilidades que caracterizan el modelo CT, P_1 , P_2

y P_3 . De esta forma se ha conseguido obtener la información oculta en la actividad sísmica, lo que permite predecir lo que con mayor probabilidad va a ocurrir a corto plazo en la propagación espaciotemporal de dicha actividad. Los primeros frutos de esta investigación se han empezado a presentar en congresos y en publicaciones recientes (p.e. González, Posadas, Hirata & Vidal, 2002).

A continuación se resumen los *resultados más relevantes* obtenidos y se destacan las *principales conclusiones*.

- *La variación de la entropía*, como indicador de lo indeterminado del proceso que caracteriza la propagación de la actividad sísmica, *no aporta ninguna característica que haga disminuir la incertidumbre de la evolución del fenómeno*.
- *La cuantificación de la dependencia entre estados sucesivos* de la propagación sísmica *mediante las funciones de autocorrelación no es adecuada* porque sólo miden la dependencia lineal, mientras que *la Información Mutua si mide dicha interdependencia sin atender a su carácter funcional*.
- *Se ha escogido la Información Mutua*, que hace uso de las entropías condicional y conjunta, como un parámetro que es más adecuado para medir la interdependencia entre estados sucesivos de la propagación sísmica, lo que *se ha justificado desde un punto de vista teórico y práctico*, ya que permite determinar características relevantes del proceso para un número limitado de estados sucesivos, y con ello se reduce el desconocimiento de los estados más próximos.
- *La predicción es menos efectiva cuanto a más largo plazo se haga*, característica esta propia de los sistemas caóticos, ya que la información sobre determinado estado va disminuyendo a medida que el sistema evoluciona.

- Si para el estudio de la evolución de la actividad sísmica de una zona se *usa la Información Mutua, empleando variables ligadas al espacio y al tiempo es conveniente utilizar la distancia de Kullback-Leibler*, tal como han propuesto recientemente Posadas et al (2000) y Posadas et al (2002a y 2002b).
- Con la aplicación de diversos tests *se ha comprobado que la Información Mutua no tiene máximos en los procesos completamente aleatorios, mientras que en los procesos con fuerte dependencia espacial o temporal si presenta máximos.*
- *La propagación de la actividad sísmica en una región dada puede cuantificarse en términos de la probabilidad de ocurrencia de terremotos para un tiempo determinado.*
- *La probabilidad de ocurrencia de terremotos en una región tiene que modelarse atendiendo a criterios realistas, de modo que el modelo sea interpretable geofísicamente y no solamente desde un punto de vista matemático.*
- *El modelo CT se ha elegido por su moderada complejidad en la obtención de las probabilidades condicionales y por su carácter realista y razonablemente parecido al fenómeno de ruptura de los materiales, lo que permite una interpretación sencilla de los resultados obtenidos.*
- *El modelo CT aplicado a celdas sísmicamente activas se ha mostrado versátil y flexible y ha permitido corroborar la estabilización de los valores de las probabilidades y el comportamiento asintótico de la Información Mutua referida a la sismicidad como sistema dinámico.*
- *En el modelo CT, el tamaño óptimo de celda, β , es aquel para el que μ_1 presenta su valor máximo de entre todos los correspondientes al valor τ del paso óptimo anteriormente obtenido.*

- Los valores de *las tres probabilidades asignadas* a la pareja de valores $\tau - \beta$ calculados para maximizar μ_1 , *son estables tras un número dado de evoluciones en el algoritmo genético.*
- *Se ha desarrollado una metodología sistemática y precisa para la caracterización de la propagación de la actividad sísmica* que ahora puede aplicarse a modelos 2D mas complejos y realistas y también a modelos 3D.
- La bondad del modelo aplicado se ha cuantificado a través de los tests realizados con algunas de las dimensiones fractales más útiles (de capacidad, de información y de correlación, Goltz, (1997)).
- Los cinco parámetros obtenidos que cuantifican las características de la propagación de la actividad sísmica de la región Bética, son:

$$\tau = 5 (\approx 2 \text{ años})$$

$$\beta = 12 (\approx 40 \times 30 \text{ km}^2)$$

$$P_1 = 0.856 (\approx 86\%) \quad P_2 = 0.696 (\approx 70\%) \quad P_3 = 0.103 (\approx 10\%)$$

- Estos resultados se interpretan como que *en la región Bética la probabilidad de que una celda de $40 \times 30 \text{ km}^2$ que está sísmicamente activa continúe estándolo en un período de 24 meses es del 86%, y la de que se activen regiones próximas, según la cruceta característica del modelo CT, es del 70%. Si la celda inicial está sísmicamente inactiva, la probabilidad de que en un período de 24 meses esté activa, junto con las más próximas, es tan solo del 10%.*
- *El mapa probabilístico de peligrosidad sísmica a corto plazo de la región Bética obtenido indica la probabilidad de cada zona de estar sísmicamente activa en los dos próximos años y muestra claramente las áreas que presentan mayor probabilidad de estar activas en dicho intervalo de tiempo.*

- *Existe una gran coincidencia entre las zonas potencialmente más peligrosas recogidas en este mapa y en los de peligrosidad sísmica propuestos en las distintas normativas de construcción sismorresistente (obtenidos con métodos muy diferentes).*
- *Los cinco parámetros obtenidos en la segunda región en la que se ha aplicado del modelo, la Península Ibérica, son:*

$$\tau = 9 (\approx 3.3 \text{ años}) \quad \beta = 9 (\approx 195 \times 110 \text{ km}^2)$$

$$P_1 = 0.868 (\approx 87\%) \quad P_2 = 0.489 (\approx 50\%) \quad P_3 = 0.133 (\approx 13\%)$$

- *Estos resultados de la Península Ibérica se interpretan como que la probabilidad de que una región sísmicamente activa de $195 \times 110 \text{ km}^2$ permanezca activa tras un período de 40 meses es del 87%, y la de que se activen regiones próximas, según la cruceta característica del modelo CT, es del 50%. Si la región inicial está sísmicamente inactiva, la probabilidad de que en un período de 40 meses esté activa, junto con las más próximas, será del 13%.*
- *Los tests aplicados al modelo en diversos cortes temporales en la zona Bética y en la Península Ibérica, ponen de manifiesto la similitud que presentan los patrones simulados con los reales, tanto mapas como funciones de correlación.*
- *La simulación que se realiza con catálogos completos obtiene unas probabilidades de activación sísmica a corto plazo más fiables.*
- *Dado que el criterio elegido para establecer cuando una zona está sísmicamente activa es que se supere el promedio del número de terremotos en el lugar (sin tener en cuenta la magnitud de los mismos), los mapas que se han obtenido no responden estrictamente al concepto de Peligrosidad Sísmica clásico.*

- *Se han chequeado las posibilidades del método, su robustez, versatilidad y flexibilidad y con ello, se ha adquirido experiencia y destreza para las futuras mejoras y aplicaciones en el sentido clásico anteriormente descrito.*
- *Los programas informáticos que se han desarrollado permiten usar esta técnica de manera inmediata en otros catálogos sísmicos.*
- *Los programas informáticos se han desarrollado de modo que proporcionen información en tiempo real del desarrollo del análisis permitiendo variar los parámetros relativos a mutaciones, evoluciones, gen inicial, etc. Todos los resultados quedan perfectamente archivados en directorios específicos con una nomenclatura clara que permite recuperar información precisa de los distintos aspectos del estudio llevado a cabo.*

Finalmente, se quieren reseñar algunas *perspectivas de futuros trabajos*:

- *Se está trabajando en la actualidad en la extensión de esta metodología a toda la Península Ibérica utilizando modelos 3D y catálogos más completos. Además, ya ha sido aplicada a la región de Kanto (Japón) con resultados muy atractivos (Posadas et al, 2002a).*
- *Se están realizando tests rigurosos para probar la eficacia de otro tipo de criterios relativos a la activación sísmica que estén basados en la energía sísmica liberada. Con ello, los mapas aludidos en el punto anterior se convertirían en una herramienta de ordenación del territorio con vista a la elaboración de un Plan de Emergencia Sísmica en un área dada.*
- *Se están desarrollando modelos 2D más complejos y 3D que permitan una interpretación más precisa del fenómeno de propagación sísmica.*
- *Se están desarrollando modelos 1D para su aplicación a la magnitud en series sísmicas de premonitores, al objeto de intentar predecir, en términos probabilísticos, la magnitud del terremoto esperado a corto plazo.*

- Finalmente, la técnica es tan flexible que *fácilmente puede aplicarse en otros ámbitos de la Física*. Concretamente, los mismos programas informáticos que aquí se han desarrollado están ya siendo *utilizados en la caracterización del crecimiento de cristales en laboratorio con fines estrictamente tecnológicos*.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

- AVILES, C. A. & SCHOLZ, C. H., (1985). Fractal analysis of characteristic fault segments of the San Andreas Fault System (Abstract). *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 66, 314.
- BAK, P., (1991). Self-organized criticality and the perception of large events. In: Riste, T. & Sherrington, D., (Eds.), *Spontaneous formation of space-time structures and criticality*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- BAK, P. & TANG, C., (1989). Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.*, 94, 15635-15637.
- BAK, P., TANG, C. & WEISENFELD, K., (1987). Self-organized criticality: an explanation of 1/f noise. *Phys. Rev. Lett.*, 59, 381-384.
- BANDA, E.; (1988); Crustal parameters in the Iberian Peninsula. *Phys. Earth Planet. Inter.* 51, 222-225.
- BARNSLEY, M., (1988). *Fractals everywhere*. Academic Press, San Diego, USA.
- BROWN, S., SCHOLZ, C. & RUNDLE, J., (1991). A simplified spring-block model of earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 18, 215-218.
- BURRIDGE, R. & KNOPOFF, L., (1967). Model of theoretical seismicity. *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 341-371.
- CAO, T. & AKI, K., (1984). Seismicity simulation with mass spring model and a displacement hardening-softening friction law. *Pure Appl. Geophys.* 122, 10-24.
- CAO, T. & AKI, K., (1986). Seismicity simulation with a rate-and-state friction law. *Pure Appl. Geophys.* 124, 487-513.

- CARLSON, J. M. & LANGER, J. S.**, (1989). Mechanical model of an earthquake fault. *Phys. Rev. A*, 40, 6470-6484.
- COHEN, S.**, (1977). Computer simulation of earthquakes. *J. Geophys. Res.* 82, 3781-3796.
- COVER, T. & THOMAS, J.**, (1991). *Elements of Information Theory*. John Willey & Sons.
- CRUTCHFIELD, J. P., FARMER J. D., PACKARD, N. H. & SHAW, R. S.**, (1986). Chaos. *Scientific American*, XII, 38-49.
- DE MIGUEL, F., IBÁÑEZ, J., ALGUACIL, G., CANAS, J., VIDAL, F., MORALES, J., PEÑA, J., POSADAS, A. & LUZÓN, F.**, (1992). 1-18 Hz L_g attenuation in the Granada Basin (Southern Spain). *Geophys. J. Int.*, 111, 270-280.
- DIETERICH, J. H.**, (1972). Time-dependent friction as a possible mechanism for aftershocks. *J. Geophys. Res.* 77, 3771-3781.
- DMÍTRIEV, V. I.**, (1991). *Teoría de Información Aplicada*. Editorial MIR, Moscú.
- FEIGENBAUM, M. J.**, (1983). Universal behavior in nonlinear systems. *Physica 7D*, 16-39.
- FRASER, A. M.**, (1989). Using Mutual Information to estimate Metric Entropy. In *Dimensions and Entropies in chaotic systems*. Ed. by G. Mayer-Kress.
- FRASER, A. M. & SWINNEY, H.**, (1986). Independent coordinates for strange attractors from mutual information. *Phys. Rev. A* 33 (2), 1134-1140.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J., A. JABALOY, F. GONZÁLEZ-LODEIRO, F. ALDAYA;** (1997). Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain), *Tectonics*, v. 16, p. 18-37.

GARCÍA DUEÑAS, V. & BALANYÁ, J. C., (1986). Estructura y naturaleza del arco de Gibraltar. *Maleo-Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2, 23.

GLEICK, J., (1988). *Caos*, Edit. Seix Barral, Barcelona.

GOLTZ, C., (1997). *Fractal and chaotic properties of earthquakes*. Springer.

GONZÁLEZ WANDOSELL, J. L. & POSADAS, A. M., (2002). Entropy and seismicity: a seismic propagation model for Iberian Peninsula. *50th Anniversary of the European Seismological Commission, XXVIII General Assembly, GENOA*, 1-6 September 2002.

GONZÁLEZ WANDOSELL, J. L., POSADAS CHINCHILLA, A. M., HIRATA, T. & VIDAL SÁNCHEZ, F., (2002). *Entropía e información. Análisis de la propagación sísmica en las Béticas*, Universidad de Almería, Monografías, Colección Ciencia y Tecnología, 17.

GRASSBERGER, P. & PROCACCIA, I., (1983). Characterization of Strange Attractors. *Phys. Rev. Lett.*, 50, 5, 346-349.

GREBOGI, C. & OTT, E., (1983). Crises, sudden changes in chaotic attractors and transient chaos. *Physica 7D*, 181-200.

GU, J. C., RICE, J. R., RUINA, A. L. & TSE, S. T., (1984). Slip motion and stability of a single degree of freedom elastic system with rate and state dependent friction. *J. Phys. Solids* 32, 167-196.

GUIASU, S., (1977). *Information theory with applications*. McGraw Hill.

HATZFELD, D; BOLOIX, M.; (1987); Resultados preliminares de los perfiles sísmicos profundos del Mar de Alborán. *Reunión sobre la dinámica de las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán*. Universidad de Granada. pp 19-24.

HIRATA, T., (1987). Omori's power law aftershock sequences of microfracturing in rock fracturing experiments. *J. Geophys. Res.*, 92, 6215-6221.

HIRATA, T., (1989a). Fractal dimension of faults systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales. *Pure Appl. Geophys.*, 131, 157-170.

HIRATA, T., (1989b). A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 94, 7507-7514.

HIRATA, T. & IMOTO, K., (1997). A probabilistic cellular automaton approach for a spatiotemporal seismic activity patterns. *Zisin*, 2 (49), 441-449.

HIRATA, T., SATOH, T. & ITO, K., (1987). Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 90, 369-374.

HIRATA, T.; POSADAS, A.; (2002); A Probabilistic Cellular Automata Model for Spatiotemporal Seismic Activity. *Second International Workshop on Statistical Seismology*. 18-21 April 2001. Victoria University of Wellington.

HONG, Z. & HONG, M., (1994). An amendment to the fundamental limits on dimension calculations. *Fractals*, 2 (1), 123-127.

HUANG, J. & TURCOTTE, D. L., (1990a). Are earthquakes an example of deterministic chaos?. *Geophys. Res. Lett.* 17, 223-226.

HUANG, J. & TURCOTTE, D. L., (1990b). Fractal image analysis: application to the topography of Oregon and synthetic images. *J. Opt. Soc. Am.* A7, 1124-1130.

HUANG, J. & TURCOTTE, D. L., (1990c). Evidence for chaotic fault interaction in the seismicity of the San Andreas fault and Nankai trough. *Nature* 348, 234-236.

IBAÑEZ, J.M.; DE MIGUEL, F.; VIDAL, F.; (1987); "Método para la estimación de la profundidad focal de sismos locales. Aplicación a los terremotos registrados por la

Red Sísmica de la Universidad de Granada". *Report. 1.1987. Observatorio Universitario de Cartuja*. Universidad de Granada.

JUMARIE, G., (1990). *Relative Information: Theories and Applications*. Springer, Berlín.

KANEKO, K., (1986). Lyapunov analysis and information flow in coupled map lattices. *Physica*, 23D, 436-447.

KOLMOGOROV, A. N., (1959). Entropy per unit time as a metric invariant of automorphisms. *Dokl. Akad. Nauk. USSR*, 124: 754+. (English translation in *Math. Review.*, 21, 2035+).

LORENZ, E. N., (1963). Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.* 20, 130-141.

MANDELBROT, B.B., (1977). *The fractal geometry of nature*, W.H. Freeman and Company.

MANDELBROT, B.B., (1982). *The fractal geometry of nature*. Freeman. N.Y.

MANDELBROT, B.B., (1983). *The fractal geometry of nature*, 2nd edn, W.H. Freeman, San Francisco, California.

MAY, R. M., (1976). Simple mathematical models with very complicated dynamics. *Nature*, 261, 459-467.

MEYER, T. P., RICHARDS, F. C. & PACKARD, N. H., (1989). Learning algorithm for modeling complex spatial dynamics. *Phys. Rev. Lett.*, 63, 16, 1735-1738.

MORALES, J., I. SERRANO, A. JABALOY, J. GALINDO-ZALDIVAR, D. ZHAO, F. TORCAL, F. VIDAL, F. GONZALEZ-LODEIRO; (1999); Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and Alborán Sea, *Geology Vol. 27*, 735-738, 1999.

NUSSBAUM, J. & RUINA, A., (1987). A two degree of freedom earthquake model with static/dynamic friction. *Pure and Appl. Geophys.* 124, 629-656.

PEÑA, J., VIDAL, F., POSADAS, A., MORALES, J., ALGUACIL, G., DE MIGUEL, F., IBÁÑEZ, J., ROMACHO, M. & LÓPEZ-LINARES, A., (1993). Space clustering properties of the Betic-Alborán earthquakes in the period 1962-1989. *Tectonophysics*, 221, 125-134.

POSADAS, A.M.; VIDAL, F.; DE MIGUEL, F.; ALGUACIL, G.; PEÑA, J.; IBÁÑEZ, J.; MORALES, J., (1993a). Spatial-temporal analysis of a seismic series using the Principal Components Method: The Antequera Series (Spain), 1989. *J. Geophys. Res.*, 98, 1923-1932.

POSADAS, A. M., VIDAL, F., MORALES, J., PEÑA, J., IBÁÑEZ, J. M. & LUZÓN, F., (1993b). Spatial and temporal analysis of a seismic series using a new version of the three point method: Application to the 1989 Antequera (Spain) earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 80, 159-168.

POSADAS, A. M., VIDAL, F., BENJUMEA, B. & LORENZO, F., (1996a). Dinámica del Caos en Sismología. En *Sismología Aplicada*, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Almería, Colección Ciencia y Técnica.

POSADAS, A. M., VIDAL, F., BENJUMEA, B. & LORENZO, F., (1996b). Fractales en Sismología, en *Sismología Aplicada*, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Almería, Colección Ciencia y Técnica, 1.

POSADAS, A. M., HIRATA, T., VIDAL, F. & CORREIG, A., (2000). Spatio-temporal seismicity patterns using mutual information application to southern Iberian peninsula (Spain) earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 122, 269-276.

POSADAS, A.M.; MORALES, J.;VIDAL, F.; SOTOLONGO-COSTA, O.; ANTORANZ, J.C.; (2002a); Continuous Time Random Walks and Seismic Series: Southern Spain Seismic Series and Lévy Flights. *Journal of Seismology*, 6, 62-67.

POSADAS, A. M., HIRATA, T. & VIDAL, F., (2002b). Information theory to characterize spatiotemporal patterns of seismicity in the Kanto region. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1, pp. 1-11.

RÖSSLER, O. E., (1976). *Phys. Lett.*, 57A, 397.

RUNDLE, J. B. & JACKSON, D. D., (1977). Numerical simulation of earthquake sequences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1363-1377.

SCHOLZ, C. H., (1982). Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1-14.

SCHOLZ, C. H. & AVILES, C. A., (1986). The fractal geometry of faults and faulting. S. Das, J. Boatwright & C.H. Scholz (Eds.), Maurice Ewing 6, *Am. Geophys. Union Mon.* 37, 147-155.

SHANNON, C. E., (1948). *The mathematical theory of communication*. The Bell System Technical Journal.

SHANNON, C. E. & WEAVER, W., (1949). *The mathematical theory of communication*. The Board of Trustees of the University of Illinois.

SHAW, R., (1984). *The dripping faucet as a model chaotic system*. The Science Frontier Express Series.

SERRANO, I., (1999); Distribución espacial de la sismicidad en las Cordilleras Béticas-Mar de Alborán, *Ph.D. Thesis.*, 231 pp, Universidad de Granada, Granada, 1999.

SORNETTE, D., (1991). Self-Organized Criticality in Plate Tectonics. In *Spontaneous formation of space-time structures and criticality*. Riste, T; Sherrington, D. Eds. Kluwer Academic Publishers.

- SORNETTE, A. & SORNETTE, S.**, (1989). Self-organized criticality and earthquakes. *Europhys. Lett.* 9, 197-202.
- SOTOLONGO, O., ANTORANZ, C., POSADAS, A., VIDAL, F. & VÁZQUEZ, A.**, (2000). Lévy flights and earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 27, (13).
- SPICAK, A.**, (1988). Laboratory investigation into off-fault seismic activity. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 1232-1242.
- SPICAK, A. & LOCAJICEK, T.**, (1986). Fault interaction and seismicity: laboratory investigation and its seismotectonic interpretation. *Pure Appl. Geophys.*, 124, 857-874.
- SPICAK, A., LOCAJICEK, T. & WANIEK, L.**, (1986). Seismic regime of a single fault model. *Pure Appl. Geophys.*, 124, 793-810.
- STEWART, I.**, (1991). *¿Juega Dios a los dados?*, Edit. Crítica, Barcelona.
- TURCOTTE, D. L.**, (1986a). Fractals and fragmentation. *J. Geophys. Res.* 91, 1921-1926.
- TURCOTTE, D. L.**, (1986b). A fractal model for crustal deformation. *Tectonophys.*, 132, 261-269.
- TURCOTTE, D. L.**, (1989). Fractals in Geology and Geophysics. *Pure and Appl. Geophys.*, 131, 171-196.
- TURCOTTE, D. L.**, (1992). *Fractals and chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge. 216 pp.
- VIDAL, F.**, (1986). *Sismotectónica de la Región Béticas-Mar de Alboran*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- WISEK, T.**, (1992). *Fractal Growth Phenomena*. World Scientific, London.

Apéndice: Bibliografía

Bibliografía

- Abelson, P.H., (1973). Observing and predicting earthquakes, *Science*, **180**, 819-.
- Abercrombie, R.E., (1996). The magnitude-frequency distribution of earthquakes recorded with deep seismometers at Cajon Pass, southern California, *Tectonophysics*, **261**, 1-7.
- Abercrombie, R.E. & Brune, J.N., (1994). Evidence for a constant *b*-value above magnitude 0 in the southern San Andreas, San Jacinto and San Miguel fault zones, and at the Long Valley caldera, California, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1647-1650.
- Abercrombie, R.E. & Mori, J., (1996). Occurrence patterns of foreshocks to large earthquakes in the western United States, *Nature*, **381**, 303-307.
- Abraham, F.F., (1996). Paralell simulations of rapid fracture, in *Fracture-Instability Dynamics, Scaling and Ductile/Brittle Behavior*, pp. 311-320, Selinger, B.R., Mecholsky, J.J., Carlson, A.E. & Fuller, E.R., Jr., Mater. Res. Soc., Pittsburgh, PA.
- Abraham, F.F., Marder, M., Griffiths, J.R. & Fineberg, J., (1997). MAAD scientists and others do numerical fracture studies, *Physics Today*, **50** (2), 15, 89-90.
- Aceves, R.L. & Park, S.K., (1997). Cannot earthquakes be predicted?, *Science*, IN PRESS OJO OJO
- Aceves, R.L., Park, S.K. & Strauss, D.J., (1996). Statistical evaluation of the VAN method using the historic earthquake catalog in Greece, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1425-1428.
- Adams, R.D., (1997). Earthquake prediction, *Nature*, **269**, 14-.
- Adams, R.D. & Le Fort, J.H., (1963). The Westport earthquakes, May 1962, *N.Z. J. Geol. Gephys.*, **6**, 487-509.
- Aggarwal, Y.P., Sykes, L.R., Armbruster, J. & Sbar, M.L., (1973). Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes, *Nature*, **241**, 101-104.
- Aggarwal, Y.P., Sykes, L.R., Simpson, D.W. & Richards, P.G., (1975). Spatial and temporal variations in t_s / t_p and in P wave residuals at Blue Mountain Lake, New York: Application to earthquake prediction, *J. Geophys. Res.*, **80**, 718-732.
- Agnew, D.C. & Ellsworth, W.L., (1991). Earthquake prediction and long-term hazard assessment, *Rev. Geophys. Suppl.*, **29**, 877-899.
- Agnew, D.C. & Jones, L.M., (1991). Prediction probabilities from foreshocks, *J. geophys. Res.*, **96**, 11959-11971.
- Agterberg, F.P., (1974). *Geomathematics*, Elsevier Scientific Publishing Company.
- Aki, K., (1978). Progress in Japanese earthquake prediction research, *Earthq. Info. Bull.*, **10**, -203.
- Aki, K., (1980). Possibilities of seismology in the 1980's, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1969-1976.
- Aki, K., (1981). A probabilistic synthesis of precursory phenomena, in *Earthquake Prediction*, Simpson, D.W. & Richards, P. G., editors, pp. 566-574, American Geophysical Union, Washintong D.C.
- Aki, K., (1989). Ideal probabilistic earthquake prediction, in *Earthquake Hazard and Prediction: Time Variable Earthquake Hazard*, F. Evison (editor), *Tectonophysics*, **169**, 197-198.
- Aki, K., (1995). Earthquake prediction, societal implications, *Rev. Geophys. Suppl.*, **33**, 243-247.
- Aki, K. & Richards, P.; (1980). *Quantitative seismology*, Freeman and Co. San Francisco, 932 pp.
- Allen, C.R., (1976). Responsibilities in earhquake prediction, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 2069-2074.
- Allen, C.R., (1982). Earthquake prediction – 1982 overview, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, S331-S335.
- Allen, C.R. & Helmberger, D.V., (1973). Search for temporal changes in seismic velocities using large explosions in southern California, in *Proc. Conf. Tectonic Problems of the San Andreas Fault System*, Kovach, R.L. & Nur, A., editors, Vol. 13, pp. 436-445, Stanford Univ. () Geol. Sci., Stanford, California.
- Allen, C.R. *et al.*, (1968). The Borrego Mountain, California, earthquake of 9 April 1968: A preliminary report, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1183-1186.
- Allen, C.R. (Chairman), Edwards, W., Hall, W.J., Knopoff, L., Raleigh, C.B., Savit, C.H., Toksöz, M.N. & Turner, R.H., (1976). *Predicting Earthquakes: A Scientific and Technical Evaluation – With Implications for Society*, Panel on Earthquake Prediction of the Committee on Seismology, Assembly of Mathematical and Physical Sciences, National Research Council, U.S. National Academy of Sciences, Washington D.C.

- Alessandrini, B., Console, R. & Murru, M., (1990). Seismic series models in Italy; Proceedings of the XXII General Assembly European Seismological Commission, September 1990, **1**, 411-416.
- Alsop, L.E. & Oliver, J.E., editors, (1969). Premonitory phenomena associated with several recent earthquakes and related problems, *Eos. Trans. Am. Geophys. Un.*, **50**, 376-410.
- Ambrosetti, P., Bosi, C., Carraro, F., Ciaranfi, N., Panizza, M., Papani, G., Vezzani, L. & Zanferrari, A., (1983). Neotectonic map of Italy, sheets 1 2 3 4 5 6, scale 1:500,000, *Quad. Ric. Sci.*, **4**, 114.
- Anderson, D.L., (1974). The Jupiter effect (book review), *Am. Scientist*, **62**, 721-722.
- Anderson, D.L. & Whitcomb, J.H., (1975). Time-dependent seismology, *J. Geophys. Res.*, **80**, 1497?-1503.
- Anderson, P.W., (1990). On the nature of the physical laws, *Physics Today*, **43**, (12), 9-11.
- Anderson, P.W., (1992). The Reverend Thomas Bayes, needles in haystacks, and the fifth force, *Physics Today*, **45** (1), 9-11.
- Ando, M., (1975). Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan, and its pre-estimated seismotectonic effects, *Tectonophysics*, **25**, 69-85.
- Andrews, D.J., (1980). A stochastic fault model. Static case, *J. geophys. Res.*, **85**, 3867-3877.
- Anonymous, (1912). *Nature*, **90**, 340.
- Anonymous, (1922). Geological Society, *Nature*, **109**, 361.
- Anonymous, (1927). Earthquake prediction in California, *Nature*, **119**, 684.
- Anonymous, (1931a). Active earthquake-faults in Tokyo, *Nature*, **127**, 796.
- Anonymous, (1931b). Luminous phenomena accompanying earthquakes, *Nature*, **128**, 155.
- Anonymous, (1932a). Luminous phenomena accompanying earthquakes, *Nature*, **129**, 27.
- Anonymous, (1932b). Luminous phenomena accompanying earthquakes, *Nature*, **130**, 969.
- Anonymous, (1933a). Sensivity of fish to earthquakes, *Nature*, **132**, 817.
- Anonymous, (1933b). Birds and earthquakes, *Nature*, **132**, 964.
- Anonymous, (1972a). Predicting earthquakes, *Nature*, **237**, 305.
- Anonymous, (1972b). Scientific activities of IASPEI during the fifteenth general assembly, *Eos. Trans. Am. Geophys. Un.*, **53**, 235-236.
- Anonymous, (1973a). Precursory V_p / V_s changes, *Nature*, **243**, 380.
- Anonymous, (1973b). Using prediction properly, *Nature*, **245**, 174.
- Anonymous, (1973c). No dilatancy, *Nature*, **246**, 332-333.
- Anonymous, (1974). New method of predicting earthquakes, *Nature*, **247**, 253.
- Anonymous, (1975a). Progress of U.S.-U.S.S.R. cooperative program in earthquake prediction, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **56**, 524.
- Anonymous, (1975b). The Chinese dimension, *Nature*, **258**, 277.
- Anonymous, (1976). Still a lot to learn from the Chinese, *Nature*, **262**, 431.
- Anonymous, (1978). Amateur earthquake predictions, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **59**, 963.
- Anonymous, (1982). Cooperative seismology studies between the U.S. and the People's Republic of China, *Earthq. Info. Bull.*, **14**, 144-146.
- Anonymous, (1995). Japan's seismic tragedy at Kobe, *Nature*, **373**, 269.
- Anonymous, (1996). Money doesn't buy quake prediction faith, *Science*, **271**, 915.
- Aoki, H., (1996). Critical state of the crust and earthquake precursors, *Kagaku*, **65**, 232-240 (in Japanese).
- Aracil, J. & Toro, M., (1993). Métodos cualitativos en dinámica de sistemas, Secretariado de publicaciones de la Universidad de Sevilla. 305 pp.
- Archuleta, R.J., Cranswick, E., Mueller, C. & Spudich, P., (1982). Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence, *J. geophys. Res.*, **87**, 4595-4607.

- Asada, T., edit., (1982). Earthquake Prediction Techniques – Their Application in Japan, University Of Tokyo Press, Tokyo.
- Asada, T. & Suzuki, Z., (1949). On microearthquakes having accompanied aftershocks of the Hukui earthquake of June 28, 1948, *Geophys. Notes*, **2**, Geophys. Inst. Tokio Univ.
- Asada, T. & Suzuki, Z., (1951). On microearthquakes observed after the Imaichi earthquake Dec. 26, 1949. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **28**, 415-420.
- Asano, S., (1965). On the seismicity in the Kwanto district after the great Kwanto earthquake, September 1, 1923, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 421-427 (Part 1), 589-606 (Part 2), (in Japanese, with English summary).
- Ashida, M., (1997). The large-scale earthquake countermeasures act should be repealed immediately, *Ronza*, Feb. 1997, 50-55 (in Japanese).
- Aster, R.C., Shearer, P.M. & Berger, J., (1990). Quantitative measurements of shear waves polarizations at the Anza seismic network, southern California: Implications for shear waves splitting and earthquake prediction, *J. geophys. Res.*, **95**, 12449-12473.
- Aster, R.C., Shearer, P.M. & Berger, J., (1991). Reply, *J. geophys. Res.*, **96**, 6415-6419.
- Aviles, C.A. & Scholz, C.H., (1985). Fractal analysis of characteristic fault segments of the San Andreas Fault
- Aziz, A., (1942). Luminous phenomena accompanying the Cyprus earthquake, January 20, 1941, *Nature*, **149**, 640.
- System, (Abstract). EOS, Trans. Am. Geophys Union, 66, 314.
- Bak, P., (1991). Self-organized criticality and the perception of large events. In Spontaneous formation of space-time structures and criticality. Riste, T; Sherrington, D. Eds. Kluwer Academic Publishers.
- Bak, P., (1996). *How Nature Works: the Science of Self-Organized Criticality*, Copernicus, New York, NW.
- Bak, P. & Tang, C., (1989). Earthquakes as a self-organized critical phenomenon, *J. Geophys. Res.*, **94**, 15635-15637.
- Bak, P., Tang, C. & Weisenfeld, K., (1987). Self-organized criticality: an explanation of 1/f noise. *Phys. Rev. Lett.*, **59**, 381-384.
- Bak, P., Tang, C. & Weisenfeld, K., (1988). Self-organized criticality, *Phys. Rev. A*, **38**, 364-374.
- Bakun, W.H., (1980). Seismic activity of the southern Calaveras Fault, in central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1181-1197.
- Bakun, W.H., (1987). Future earthquakes, *Rev. Geophys.*, **25**, 1135-1138.
- Bakun, W.H. & Lindh, A., (1985a). The Parkfield, California, earthquake prediction experiment, *Science*, **229**, 619-624.
- Bakun, W.H. & Lindh, A., (1985b). The Parkfield, California, prediction experiment, *Earthq. Predict.*, **3**, 285-304.
- Bakun, W.H. & McEvilly, T.V., (1979). Earthquakes near Parkfield, California. Comparing the 1934 and 1966 sequences, *Science*, **205**, 1375-1377.
- Bakun, W.H. & McEvilly, T.V., (1984). Recurrence models and Parkfield, California, earthquakes, *J. geophys. Res.*, **89**, 3051-3058.
- Balakina, L.M., Rustanovich, D.N. & Khadzyevskiy, D., (1968). The focal mechanism of the aftershocks of the earthquakes of July 26, 1963 at Skopje, *Bull. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth Ser.*, 110-114 (English translation).
- Barton, C.C. & Hsieh, P.A., (1989). Physical and hydrologic-flow properties of fractures, 28th International Geological Congress Field Trip Guidebook T385. American Geophysical union. Washington, D.C., p36.
- Basili, A., Favali, P., Scalera, G. & Smriglio, G., (1990). An attempt to evaluate Seismic Hazard in Central-Southern Italy, *Natural Hazards*, **3**, 31-47.
- Bäth, M., (1965). Lateral inhomogeneities in the upper mantle, *Tectonophysics*, **2**, 438-514.
- Bäth, M. & Benioff, H., (1958). The aftershock sequence of the Kamchatka earthquake of November 4, 1952, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **48**, 1-16.
- Bäth, M. & Duda, S.I., (1964). Earthquake volume, fault plane area, seismic energy strain, deformation and related quantities, *Ann. Geophys.*, **17**, 363-368.
- Ben-Menahem, A., (1995). A concise history of mainstream seismology-origins, legacy and perspectives, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1202-1225.
- Ben-Zion, Y. & Rice, J.R., (1995). Slip patterns and earthquakes populations along different classes of faults in elastic solids, *J. geophys. Res.*, **100**, 12959-12983.
- Berckhemer, H., Edit., (1985). Special issue: Proceeding of the ESC symposium on earthquake prediction research, *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 69-201.

- Bernard, P., (1992). Plausibility of long distance electrotelluric precursors to earthquakes, *J. geophys. Res.*, **97**, 17531-17546.
- Bernard, P. & Le Mouél, J.L., (1996). On electrotelluric signals, in *A Critical Review of VAN*, pp. 118-152, ed. Lighthill, J., World Scientific, Singapore.
- Bernard, P. *et al.*, (1997). The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift, *J. Seism.*, **EN PRENSA EN EL 97**.
- Bernard, P., Pinettes, P., Hatzidimitriou, P.M., Scordilis, E.M., Veis, G. & Milas, P., (1997). From precursors to prediction: a few recent cases from Greece, *Geophys. J. Int.*, **131**, 467-477.
- Beroza, G., (1996). Rupture history of the earthquake from high-frequency strong-motion data, in *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989, Main-shock Characteristics*, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1550-A, pp. A9-A32.
- Beroza, G., (1997). Earthquake seismology, *Geotimes*, **42 (2)**, 53-54.
- Beroza, G. & Ellsworth, W.L., (1996). Properties of the seismic nucleation phase, *Nombre de Revista ¿?*, **261**, 209-227.
- Berry, M.J., edit., (1989). Special issue: Earthquake hazard assessment and prediction, *Tectonophysics*, **167**, 81-361.
- Berry, M., Lewis, S.V., (1980). On the Weierstrass-Mandelbrot fractal function, *Proc. R. Soc. Lond., A*, **370**, 459-484.
- Bowman, J.R. & Kisslinger, C., (1984). A test of foreshock occurrence in the Central Aleutians islands arc, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 181-197.
- Board on Earth Sciences, (1986). A Proposed Initiative for Capitalizing on the Parkfield, California, Earthquake Prediction, *Commission on Physical Sciences, Mathematics and Resources*, National Research Council, National Academic Press, Washington D.C.
- Bock, Y., (1994). Crustal deformation and earthquakes, *Geotimes*, **39 (6)**, 16-18.
- Bock, Y. *et al.*, (1993). Detection of crustal deformation from the Landers earthquake sequence using continuous geodetic measurements, *Nature*, **361**, 337-340.
- Bolt, B.A., (1974). Earthquakes studies in the People's Republic of China, *Eos. Trans. Am. Geophys. Un.*, **55**, 108-117.
- Bolt, B.A., (1975). Book review of *The Jupiter Effect*, *Physics Today*, **28 (4)**, 74-75.
- Boulianger, Y.D. & Vyskocil, P., edit., (1992). Special issue on Geodesy, Seismology, Deformations and Prognosis, *Tectonophysics*, **202**, 97-290.
- Bowman, J.R., (1997). Case 22: A seismicity precursor to a sequence of M=6.3 and M=6.7 midplate earthquakes in Australia, *Pure appl. Geophys.*, **149**, 61-78.
- Brace, W.F., (1975). The physical basis for earthquake prediction, *Technology Review*, March-April 1975 issue, 26-29.
- Brady, B.T., (1976). Theory of earthquakes IV: General implications for earthquake prediction, *Pure appl. Geophys.*, **114**, 1031-1082.
- Brown, S., Scholz, C. & Rundle, J., (1991). A simplified spring-block model of earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 215-218.
- Brown, W.K., Karpp, R.R. & Grady, R.E., (1983). Fragmentation of the Universe, *Astrophysics Space Sci.*, **94**, 401-412.
- Brune, J.N., (1974). Current status of understanding quasi-permanent fields associated with earthquakes, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **55**, 820-827.
- Brune, J.N., (1979). Implications of earthquake triggering and rupture propagation for earthquake prediction based on premonitory phenomena, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2195-2198.
- Burridge, R. & Knopoff, L., (1967). Model of theoretical seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 341-371.
- Burts, E. *et al.*, (1983). Earthquake prediction and preparedness in Japan, *Earthq. Info. Bull.*, **15**, 142-147.
- Buskirk, R.E., Frohlich, C. & Latham, G.V., (1981). Unusual animal behavior before earthquakes: A review of possible sensory mechanism, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **19**, 247-270.
- Cao, T. & Aki, K., (1984). Seismicity simulation with mass spring model and a displacement hardening-softening friction law, *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 10-24.
- Cao, T. & Aki, K., (1986). Seismicity simulation with a rate-and-state friction law, *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 487-513.
- Carlowicz, M., (1996). Japan-U.S. plan joint earthquake research, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **77**, 377-378.
- Carlson, J.M. & Langer, J.S., (1989a). Properties of earthquakes generated by fault dynamics, *Phys. Rev. Lett.*, **62**, 2632-2635.
- Carlson, J.M. & Langer, J.S., (1989b). Mechanical model of an earthquake fault, *Phys. Rev. A*, **40**, 6470-6484.
- Carter, L.J., (1966). Earthquake prediction ESSA and USGS vie for leadership, *Science*, **151**, 181-183.

- Casti, J.L. & Karlqvist, A. (Editors), (1996). *Boundaries and Barriers: on the Limits to Scientific Knowledge*, Adison-Wesley, Reading, MA.
- Castle, R.O., (1978). Leveling surveys and the southern California uplift, *Earthq. Info. Bull.*, **10**, 88-92.
- Castle, R.O. & Gilmore, T.D., (1992). A revised configuration of the southern California uplift, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 1577-1591.
- Castle, R.O., Alt, J.N., Savage, J.C. & Balzars, E.I., (1974). Elevation changes preceding the San Fernando earthquake of February 9, 1971, *Geology*, **2**, 61-66.
- Castle, R.O., Church, J.P., Elliott, M.R. & Morrison, N.L., (1975). Vertical crustal movement preceding and accompanying the San Fernando earthquake of February 9, 1971: A summary, *Tectonophysics*, **29**, 127-140.
- Castle, R.O., Church, J.P. & Elliott, M.R., (1976). Aseismic uplift in southern California, *Science*, **192**, 251-253.
- Castle, R.O., Elliott, M.R., Gilmore, T.D., Mark, R.K., Newman, E.B. & Tinsley, J.C., III, (1981). Aseismic uplift in California, *Science*, **213**, 246-247.
- Castle, R.O., Church, J.P., Elliott, M.R., Gilmore, T.D., Mark, R.K., Newman, E.B. & Tinsley, J.C., III, (1983a). Comment on 'The impact of refraction correction on leveling interpretations in southern California', by William E. Strange, *J. geophys. Res.*, **88**, 2508-2512.
- Castle, R.O., Brown, B.W., Jr., Gilmore, T.D., Mark, R.K., & Wilson, R.C., (1983b). An examination of the southern California field test for the systematic accumulation of the optical refraction error in geodetic leveling, *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 1081-1084.
- Castle, R.O., Elliott, M.R., Church, J.P. & Wood, S.H., (1984). *The Evolution of the Southern California Uplift 1955 Through 1976*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1342, Washington D.C.
- Castle, R.O., Elliott, M.R. & Gilmore, T.D., (1987). *An Early-20th Century Uplift in Southern California*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1362, Washington D.C.
- Chan, W., (1989). Congressional hearing looks at lessons of quake, *AGU Daily in San Francisco*, 5 December 1989, p. 1.
- Chen, Y.T., Chen, Z.L. & Wang, B.Q., (1992). Seismological studies of earthquake prediction in China: A review, in *Earthquake Prediction - Proceedings of the International School of Solid Earth Geophysics 5th course*, eds. Dragoni, M. & Boschi, E., pp. 71-109, Il Cigno Galileo Galilei, Rome.
- Chen, Z.L., (1986). Earthquake prediction research in China: Status and prospects, *J. Phys. Earth*, **34**, S1-S11.
- Chi, S.C., Reilinger, R.E., Brown, L.D. & Oliver, J.E., (1980). Leveling circuits and crustal movement, *J. geophys. Res.*, **85**, 1469-1474.
- Chu, F.M., (1976). An outline of prediction and forecast of Haicheng earthquake of M=7.3, in *Proc. Lectures by the Seismological Delegation of the People's Republic of China*, ed. Muller, P.M., Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, Rept SP 43-32, Aug. 1, 1976, pp. 11-19.
- Chu, J.J., Gui, X., Dai, J., Marone, C., Spiegelman, M.W., Seeber, L. & Armbruster, J.G., (1996). Geoelectrical signals in China and the earthquake generation process, *J. geophys. Res.*, **101**, 13869-13882.
- Cisternas, A., (1963). Precision determination of focal depth and epicenters of local earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **53**, 1075-1083.
- Coe, R.S., (1971). Earthquake prediction program: the People's Republic of China, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **52**, 940-943.
- Cohen, S., (1977). Computer simulation of earthquakes, *J. geophys. Res.*, **82**, 3781-3796.
- Cominakis, P., Drakopoulos, J., Mousoulidis, G. & Papazachos, B., (1968). Foreshock and aftershock sequence of the Cremasta earthquake and their relation to the waterloading of the Cremasta artificial lake, *Ann. Geophys.*, **21**, 39-71.
- Console, R., Murru, M. & Alessandrini, B., (1993). Foreshock statistics and their possible relationship to earthquake prediction in the Italian Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1248-1263.
- Cook, A.E. & Roberts, P.H., (1970). The Rikitake two-disc dynamo system, *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, **68**, 336-344.
- Coppersmith, K.J. & Schwartz, D.P., (1984). Introduction to special section on fault behaviour and the earthquake generation process, *J. geophys. Res.*, **7**, 5669-5672.
- Correig, A., Urquizú, M. & Vila, J., (1997). Aftershocks series of event February 18, 1996: an interpretation in terms of self-organized criticality, *J. geophys. Res.*, **102**, B12, 27407-27420.
- Cowie, P.A., Sornette, D. & Vanneste, C., (1995). Multifracture scaling properties of a growing fault population, *Geophys. J. Int.*, **122**, 457-469.
- Cox, D.R., (1955). Some statistical methods connected with series of events, *J. R. Stat. Soc.*, **B 17**, 129-164.

- Crampin, S., (1987). The basis for earthquake prediction, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **91**, 331-347.
- Crampin, S., (1988). Extensive-dilatancy anisotropy: New earthquake prediction tool, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **69**, 729.
- Crampin, S. & Zatsepin, S.V., (1997). Changes of strain before earthquakes: The possibility of routine monitoring of both long-term and short-term precursors, *J. Phys. Earth*, **45**, 41-66.
- Crampin, S., Booth, D.C., Evans, R., Peacock, S. & Fletcher, J.B., (1991). Comment on 'Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza seismic network, southern California: Implications for shear wave splitting and earthquake prediction', by Richard C. Aster, Peter M. Shearer and John Berger, *J. geophys. Res.*, **96**, 6403-6414.
- Craymer, M.R. & Vanicek, P., (1986). Further analysis of the 1981 southern California field test for leveling refraction, *J. geophys. Res.*, **91**, 9045-9055.
- Crow, E.L., (1988). Applications in atmospheric sciences. In: E.L. Crow and Shimizu (Eds), *Lognormal Distributions. Theory and applications*. Marcel Dekker
- Crutchfield, J.P., Farmer, J.D., Packard, N.H. & Shaw, R.S., (1986). Chaos, *Scientific American*, **XII**, 38-49.
- Daley, D.J. & Vere-Jones, D., (1988). *An Introduction to the Theory of point processes*, Springer-Verlag, New York.
- Dalrymple, G.B., (1991). Good press for bad science, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **72**, 41.
- Dambara, T., (1966). Vertical movements of earth's crust in relation to the Matsuhiro earthquake, *J. Geod. Soc. Jap.*, **12**, 18-45 (in Japanese, with English summary).
- Dambara, T., (1981). Geodesy and earthquake prediction, in *Current Research in Earthquake Prediction I*, pp. 167-220, ed. Rikitake, T., D. Reidel, Dordrecht/CAPJ, Tokyo.
- Davies, D., (1973). Predicting earthquakes, *Nature*, **245**, 121-122.
- Davies, D., (1974). Quake prediction no bonanza, *Nature*, **249**, 7.
- Davies, D., (1975). Earthquake prediction in China, *Nature*, **258**, 286-287.
- Davis, J.F. & Somerville, P., (1982). Comparison of earthquake prediction approaches in the Tokai area of Japan and in California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**, S367-S392.
- Davis, P.M., Jackson, D.D. & Kagan, Y.Y., (1989). The longer it has been since the last earthquake, the longer the expected time until the next?, *Bull. seism. Soc. Am.*, **79**, 1439-1456.
- De Mets, C., (1997). Afterslip no longer an afterthought, *Nature*, **386**, 549-550.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., (1990). Current plate motion, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- De Miguel, F., Ibáñez, J., Alguacil, G., Canas, J., Vidal, F., Morales, J., Peña, J., Posadas, A. & Luzón, F., (1992). 1-18 Hz L_g attenuation in the Granada Basin (Southern Spain), *Geophys. J. Int.*, **111**, 270-280.
- De Montalk, R.W., (1934). Earthquakes: The futility of predicting them, *Bull. seism. Soc. Am.*, **24**, 100-108.
- Deng, Q., Jiang, P., Jones, L.M. & Molnar, P., (1981). A preliminary analysis of reported changes in ground water and anomalous animal behavior before the 4 February 1975 Haicheng earthquake, in *Earthquake Prediction: An International Review*, Simpson D.W. & Richards, P.G., editors, *Ewing Monograph Series 4*, pp. 543-565, *Am. Geophys. Un.*, Washington, DC.
- Desrochers, P.R. & Donaldson, R.J., (1992). Automatic tornado prediction with an improved mesocyclone-detection algorithm, *Weather Forecasting*, **7**, 373-388.
- Diaconis, P., (1978). Statistical problems in ESP research, *Science*, **201**, 131-136.
- Dieterich, J.H., (1972). Time-dependent friction as a possible mechanism for aftershocks, *J. geophys. Res.*, **77**, 3771-3781.
- Dieterich, J.H., (1978). Preseismic fault slip and earthquake prediction, *J. geophys. Res.*, **83**, 3940-3948.
- Dieterich, J.H., (1993). Comparison of M8 test results with 'Poisson' model, *USGS Open-file rept 93-333*, Appendix I.
- Dieterich, J.H. & Brace, W.F., (1975). Earthquake-related experimental studies in the U.S.S.R., *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **56**, 221-223.
- Dixon, T.H., Mao, A. & Stein, S., (1996). How rigid is the stable interior of the North American plate?, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3035-3038.
- Dodge, D.A., Beroza, G.C. & Ellsworth, W.L., (1996). Detailed observations of California foreshock sequences: implication for the earthquake initiation process, *J. geophys. Res.*, **101**, 22371-22392.

- Dologlou, E., (1993). A three year continuous sample of officially documented predictions issued in Greece using the VAN method: 1987-1989, *Tectonophysics*, **224**, 189-202.
- Doser, D.I., (1989). Foreshocks and aftershocks of large ($M \geq 5.5$) earthquakes within the western cordillera of the United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 110-128.
- Dragoni, M. & Boschi, E., editors, (1992). *Earthquake Prediction Proceedings of the International School of Solid Earth Geophysics, 5th course*, II Cigno Galileo Galilei, Rome.
- Drakopoulos, J. & Stavrakakis, G.N., (1996). A false alarm based on electrical activity recorded at a VAN-Station in northern Greece in December 1990, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1355-1358.
- Duda, S.I., (1963). Strain release the Circum-Pacific belt, Chile 1960, *J. Geophys. Res.*, **68**, 554-570.
- Dziewonsky, A.M., Ekström, G. & Salganik, M.P., (1996). Centroid-moment tensor solutions for July-September 1995, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **97**, 3-13.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G., Woodhouse, J.H. & Zwart, G., (1989). Centroid-moment tensor solutions for october-december 1987, *Phys. Earth Planet. Int.*, **54**, 10-21.
- Eaton, J.P., (1967). Instrumental seismic studies, the Parkfield-Cholame, California, earthquake of June-August, 1966, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **579**, 57-66.
- Eaton, J.P., O'Neill, M.E. & Murdock, J.N., (1970). Aftershocks of the 1966 Parkfield-Cholame, California, earthquake: a detail study, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 1151-1197.
- Eckhardt, D.H., (1984). Correlations between global features of terrestrial fields, *Math. Geol.*, **16**, 155-171.
- Echevarría, J.A., Norton, K.A. & Norton, R.D., (1986). The socio-economic consequences of earthquake prediction: A case study in Perú, *Earthq. Pred. Res.*, **4**, 175-195.
- Ellis, S.P., (1985). An optimal statistical decision rule for calling earthquake alerts, *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 1-10.
- Ellsworth, W.L., (1993). Getting beyond numerology, *Nature*, **363**, 206-207.
- Ellsworth, W.L. & Beroza, G.C., (1995). Seismic evidence for a nucleation phase, *Science*, **268**, 851-855.
- Ellsworth, W.L. *et al.*, (1973). Point Mugu, California, earthquake of 21 February 1973 and its aftershocks, *Science*, **182**, 1127-1129.
- Eneva, M. & Hamburger, M.W., (1989). Spatial and temporal patterns of earthquake distribution in Soviet Central Asia: application of pair analysis statistics, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1457-1476.
- Eneva, M., Hamburger, M.W. & Papandopoulo, G.A., (1992). Spatial distribution of earthquake in aftershock zones of the Garm region, Soviet Central Asia, *Geophys. J. Int.*, **109**, 38-53.
- Eneva, M., Habermann, R.E. & Hamburger, M.W., (1994). Artificial and natural changes in the rates of seismic activity: a case study of the Garm region, Tadjikistan (CIS), *Geophys. J. Int.*, **116**, 1, 157-172.
- Engelhardt, W., von & Zimmermann, J., (1988). *Theory of Earth Science*, University Press, Cambridge.
- Enomoto, Y., Tsutsumi, A., Fujinawa, Y., Kasahara, M. & Hashimoto, H., (1997). Candidate precursors of pulse-like geoelectric signals possibly related to recent seismic activities in Japan, *Geophys. J. Int.*, **131**, 485-494.
- Enya, O., (1907). On aftershocks (2nd report), *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **57**, 85-98 (in Japanese).
- Evans, J.W., (1923). Earthquake warnings, *Nature*, **112**, 538.
- Evans, J.W., (1927). Earthquake warnings, *Nature*, **120**, 619.
- Evans, R., (1997). Assessment of schemes for earthquake prediction: Editor's introduction, *Geophys. J. Int.*, **131**, 413-420.
- Evernden, J.F., (1982). Earthquake prediction: What we have learned and what we should do now, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**, S343-S349.
- Evison, F., (editors, 1989). Special section on earthquake hazard and prediction: Time-variable earthquake hazard, *Tectonophysics*, **169**, 154-213.
- Evison, F.F., (Rapporteur, 1984). Code of practice for earthquake prediction, *IUGG Chronicle*, **165** (Feb), 26-29.
- Evison, F.F. & Rhoades, D.A., (1993). The precursory earthquake swarm in New Zealand: hypothesis tests, *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **36**, 51-60; Correction, 267.
- Evison, F.F. & Rhoades, D.A., (1994). On the testing of earthquake precursors, in *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, 1-11, Hayakawa, M. & Fujinawa, Y. (Editors), Terrapub, Tokyo.
- Farmer, J.D. & Sidorowich, J.J., (1987). Predicting chaotic series, *Phys. Rev. Lett.*, **59** (8), 845-849.

- Fedotov, S.A., Bajdasapova, A.M., Kuzin, I.N. & Tapakanov, P.Z., (1969). Earthquakes and deep structure of the southern Kurile Islands Arc., *Nauka Press*, Moscow (in Russian).
- Feigenbaum, M.J., (1983). Universal behavior in nonlinear systems, *Physica*, **7D**, 16-39.
- Feller, W., (1966). An Introduction to Probability Theory and Applications, Vol 2, (Wiley, New York, 1966).
- Feng, D.Y., Gu, J.P. Lin, M.Z., Xu, S.X. & Yu, X.J., (1984). Assessment of earthquake hazard by simultaneous use of the statistical method and the method of fuzzy mathematics, *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 982-997.
- Finn, R., (1992). Rumbblings grow about Parkfield in wake of first earthquake prediction, *Nature*, **359**, 761.
- Fox, C.G., (1989). Fractal and Fourier Analysis, *Pure and Appl. Geophys.*, **131**, 211-239.
- Franklin, A., (1993). *The Rise and Fall of the Fifth Force*, Am. Inst. Phys., New York, NY.
- Franks, F., (1981). *Polywater*, MIT Press. Cambridge, MA.
- Fraser, A.M., (1989). Using Mutual Information to estimate Metric Entropy, In Dimensions and Entropies in chaotic systems. Ed. by G. Mayer-Kress.
- Fraser, A.M. & Swinney, H., (1986). Independent coordinates for strange attractors from mutual information, *Phys. Rev.*, **A 33 (2)**, 1134-1140.
- Fraser-Smith, A.C., Bernardi, A., McGill, P.R., Ladd, M.E., Heliwell, R.A. & Villard, O.G. Jr, (1990). Low-frequency magnetic field measurements near the epicentre of the M 7.1 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1465-1468.
- Fraser-Smith, A.C., Bernardi, A., Heliwell, R.A., McGill, P.R. & Villard, O.G. Jr, (1993). Analysis of low-frequency electromagnetic field measurements near the epicentre, in *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17 1989- Preseismic Observations*, pp. C17-C25, ed. Johnston, M.J.S., U.S. Geological Survey, Professional Paper 1550-C, Washington D.C.
- Frisch, U., (1995). *Turbulence: Legacy of A.N. Kolmogorov*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Gao, W.X. & Gao, Q.H., (1995). Intensifying earthquake prediction in the light of action of international decade for natural disaster reduction, *Earthq. Res. China*, **9**, 211-217.
- García Dueñas, V. & Balanyá, J.C., (1986). Estructura y naturaleza del arco de Gibraltar. *Maleo-Bol. Inf. Soc. Geol.*, Portugal, **2**, 23.
- Gardner, J. & Knopoff, L., (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershock removed, Poissonian?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 1363-1367.
- Garm Geophysical Polygon*, (1990). A. Ya. Sidorin (Editor), Moscow-Garm, Inst. Phys. Earth, 240 pp. (in Russian).
- Garwin, L., (1989). A successful prediction?, *Nature*, **341**, 677.
- Garza, T. & Lomnitz, C., (1979). The Oaxaca gap: A case history, *Pure appl. Geophys.*, **117**, 1187-1194.
- Gasperini, P. & Mulargia, F., (1989). A statistical analysis of seismicity in Italy: the clustering properties, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 973-988.
- Gasperini, P. & Mulargia, F., (1992). Statistical analysis of Italian seismicity at regional scale, in *Earthquake Prediction*, M. Dragoni & E. Boschi, (editors), Il Cigno Galileo Galilei, Roma, 417-430.
- Gedney, L. & Berg, E., (1969). The Fairbanks earthquakes of June 21, 1967, aftershock distribution, focal mechanisms, and crustal parameters, *Bull. seism. Soc. Am.*, **59**, 73-100.
- Geller, R.J., (1991a). Shake-up for earthquake prediction, *Nature*, **352**, 275-276.
- Geller, R.J., (1991b). Unpredictable earthquakes, *Nature*, **353**, 612.
- Geller, R.J., (editors, 1996a). Special issue: 'Debate on VAN', *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1291-1452.
- Geller, R.J., (1996b). VAN: a critical evaluation in *A critical Review of VAN*, pp. 153-238, ed. Lighthill, J., World Scientific, Singapore.
- Geller, R.J., (1996c). Debate on evaluation of the VAN method: Editor's introduction, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1291-1293.
- Geller, R.J., (1996d). One year after the Kobe earthquake, *Sincho 45*, Feb. 1996 issue, 22-31 (in Japanese).
- Geller, R.J., (1997a). Earthquakes: Thinking about the unpredictable, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, **78**, 63-66.
- Geller, R.J., (1997b). Earthquake prediction: a critical review, *Geophys. J. Int.*, **131**, 425-450.
- Geller, R.J., (1997c). Predictable publicity, *Astronomy & Geophysics, J. R. Astr. Soc.*, Feb/march 1997 issue, **38 (1)**, 16-18 (reprinted 1997, *Seism. Res. Lett.*, **68**, 477-480).

- Geller, R.J., Jackson, D.D., Kagan, Y.Y. & Mulargia, F., (1997a). Earthquake cannot be predicted, *Science*, **275**, 1616-1617.
- Geller, R.J., Jackson, D.D., Kagan, Y.Y. & Mulargia, F., (1997b). Cannot earthquakes be predicted, *Science*, **278**, 488-490.
- Geophysical Survey Institute, (1979). *Summary of the First 10 Years of the Coordinating Committee for Earthquake Prediction*, Tsukuba (in Japanese).
- Geshwind, C.H., (1997). 1920s prediction reveals some pitfalls of earthquake forecasting, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **78**, 401-412.
- Giesecke, A.A., (1983). Case history of the Peru prediction for 1980-81, in *Proc. Seminar Earthquake Prediction Case Histories* (Geneva, 12-15 October 1982), pp. 51-75, convened by Office of U.N. Disaster Relief Coordinator and UNESCO, UNDRO/83/33, GE 83-03321.
- Gilbert, G.K., (1909). Earthquake forecasts, *Science*, **29**, 121-138.
- Gladwin, M.T., Gwyther, R.L., Higbie, J.W. & Hart, R.G., (1991). A medium term precursor to the Loma Prieta earthquake?, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1377-1380.
- Gnedenko, B.V. & Kolmogorov, A.N., (1954). *Limit distributions for sums of independent random variables*, Addison Wesley Reading, MA.
- Gokhberg, M.B., Morgounov, V.A., Yoshino, T. & Tomizawa, I., (1982). Experimental measurements of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan, *J. geophys. Res.*, **87**, 7824-7828.
- Gokhberg, M.B., Gufeld, I.L., Rozhnoy, A.A., Marenko, V.F., Yampolsky, V.S. & Ponomarev, E.A., (1989). Study of seismic influence on the ionosphere by super long-wave probing of the Earth-ionosphere waveguide, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **57**, 64-67.
- Gokhberg, M.B., Morgounov, V.A. & Pokhotelov, O.A., (1995). *Earthquake Prediction: Seismoelectromagnetic Phenomena*, Gordon & Breach, Amsterdam.
- Gori, P.L., (1993). The social dynamics of a false earthquake prediction and the response by the public sector, *Bull. seism. Soc. Am.*, **83**, 963-980.
- Goto, K., (1962). On the relation between the distribution of aftershocks and magnitude, *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **15**, 116-121 (in Japanese with English summary).
- Grant, L.B., (1996). Uncharacteristic earthquakes on the San Andreas Fault, *Science*, **272**, 826-827.
- Grassberger, P., (1983). Generalized dimensions of strange attractors, *Phys. Lett.*, **A 97**, 227-230.
- Grebogi, C. & Ott, E., (1983). Crises, sudden changes in chaotic attractors and transient chaos, *Physica*, **7D**, 181-200.
- Greensfelder, R., (1968). Aftershocks of the Truckee, California, earthquake of September 12, 1966, *Bull. seism. Soc. Am.*, **58**, 1607-1620.
- Gribben, J., (1971). Relation sunspot and earthquake activity, *Science*, **173**, 558.
- Gribben, J., (1975). Predicting earthquakes, *Physics Today*, **28** (10), 13-15.
- Griggs, D.T., Jackson, D.D., Knopoff, L. & Shreve, R.L., (1975). Earthquake prediction: Modeling the anomalous Vp/Vs source region, *Science*, **187**, 538-540.
- Gross, S.J. & Rundle, J.B., (1995). A systematic test of time-to-failure analysis, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, **76** (46), Suppl., F409.
- Gruszow, S., Rossignol, J.C., Tzanis, A. & Le Mouél, J.L., (1996). Identification and analysis of electromagnetic signals in Greece: The case of the Kozani earthquake VAN prediction, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2025-2028.
- Gu, J.C., Rice, J.R., Ruina, A.L. & Tse, S.T., (1984). Slip motion and stability of a single degree of freedom elastic system with rate and state dependent friction, *J. Phys. Solids*, **32**, 167-196.
- Gubin, I.Ye., (1960). *Patterns of earthquake occurrence in the territory of Tadjikistan*, Nauka, Moscow, 464 pp. (in Russian).
- Guha, S.K. & Patwardhan, A.M. (editors, 1988). *Earthquake Prediction- Present Status*, Proceedings of a symposium held in Pune, India, July 1986, Registrar, University of Poona, Pune, India.
- Guidelines for earthquake predictors, (1983), *Bull. seism. Soc. Am.*, **73**, 1955-1956.
- Guo, Z. & Ogata, Y., (1995). Correlation between characteristic parameters of aftershock distributions in time, space and magnitude, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 8, 993-996.
- Gupta, H.K., (1997). Meeting focuses on catastrophic Asian earthquakes, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **78**, 147 (Correction p. 166).
- Gupta, H.K., (1991). The August 8, 1988 Earthquake of M=7.3 in the North East India: a medium term earthquake prediction comes true; Proceeding of the International Seminar on Earthquake Prediction and Hazard Mitigation Technology, March 1991, Tsukuba Science City, 407-426.

- Gupta, H.K. & Singh, H.N., (1989). Earthquake swarms precursory to moderate to great earthquakes in the northeast India region, *Tectonophysics*, **167**, 285-298.
- Guseva, T.V., Pevnev, A.A., Skovorodkin, Y.P. & Shevchenko, V.I., (1983). Geodynamics of the Garm polygon region in Tadjikistan, *Izv. Phys. Solid Earth*, **19**, 506-518.
- Gutenberg, B. & Richter, C.F., (1954). Seismicity of the Earth and associated phenomena, 2nd edition, Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Gwyther, R.L., Gladwin, M.T., Mee, M. & Hart, R.H.G., (1996). Anomalous shear strain at Parkfield during 1993-94, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2425-2428.
- Habermann, R.E., (1978). Man-made changes of seismicity rates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 141-159.
- Habermann, R.E., (1981). Precursory seismicity patterns: stalking the nature seismic gap, in Earthquake Prediction, an International Review, M. Ewing Ser. 4, D.W. Simpson y P.G. Richards (Editors), American Geophysical Union, Washington, D.C., 26-42.
- Habermann, R.E. & Wyss, M., (1984). Precursory seismic quiescence and background seismicity rates: Imperial Valley, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1743-1756.
- Habermann, R.E., (1988). Precursory seismic quiescence: past, present and future, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 277-318.
- Hagiwara, T., (1940a). Distribution of aftershocks of the Oga earthquake of May 1939, *Zisin*, **12**, 15-24 (in Japanese).
- Hagiwara, T., (1940b). The Ogasima earthquake and its aftershocks, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **18**, 252-264.
- Hagiwara, T., (1997). *Earthquake Prediction and Damage*, Maruzen, Tokyo (in Japanese).
- Hagiwara, T. & Kasahara, K., (1950). On aftershocks accompanied the Imaichi earthquake, December 26 1949, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **28**, 393-400.
- Hagiwara, T. & Rikitake, T., (1967). Japanese program on earthquake prediction, *Science*, **157**, 761-768.
- Hagiwara, T., Karakama, I., Kayano, I. & Kaminuma, K., (1963). Foreshocks, aftershocks and earthquake swarm detected by the micro-earthquake observation, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 659-680.
- Hahn, G.J. & Shapiro, S.S., (1967). Statistical models in engineering, John Wiley & Sons, London, 355 pp.
- Hamada, K., (1968). Ultra microearthquakes in the area around Matsushiro, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 271-318.
- Hamada, K., (1991). Unpredictable earthquakes, *Nature*, **353**, 611-612.
- Hamada, K., (1992). Present state of earthquake prediction system in Japan, in *Earthquake Prediction-Proceedings of the International School of Solid Earth Geophysics 5th Course*, pp. 33-69, (editors Dragoni, M. & Boschi, E., Il Cigno Galileo Galilei, Rome).
- Hamada, K. & Hagiwara, T., (1966a). High sensitivity tripartite observation of Matsushiro earthquake (I), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 1213-1238.
- Hamada, K. & Hagiwara, T., (1966b). High sensitivity tripartite observation of Matsushiro earthquake (II), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 1239-1268.
- Hamada, K. & Hagiwara, T., (1966c). High sensitivity tripartite observation of Matsushiro earthquake (III), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 1665-1687.
- Hamada, K. & Hagiwara, T., (1967). High sensitivity tripartite observation of Matsushiro earthquake (IV), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 159-196.
- Hamamatsu, O., (1960). Seismicity of shallow earthquakes in and near Japan during 1926-1956, *Kenshinjiho (Quart. J. Seism.)*, **25**, 97-108 (in Japanese with English summary).
- Hamburger, M.W., Sarewitz, D.R., Pavlis, T.L. & Papandopulo, G.A., (1992). Structural and seismic evidence for intracontinental subduction beneath the Peter the First Range, Soviet Central Asia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 397-408.
- Hamburger, M.W., Swanson, W.A. & Papandopulo, G.A., (1993). Velocity structure and seismicity of the Garm region, Soviet Central Asia, *Geophys. J. Int.*, **115**, 497-511.
- Hamilton, R.M., (1966). The Fiordland earthquake sequence of 1960, and seismic velocities beneath New Zealand, *N.Z. J. Geol. Geophys.*, **9**, 224-238.
- Hamilton, R.M., (1967). Mean magnitude of an earthquake sequence, *Bull. seism. Soc. Am.*, **57**, 1115-1116.
- Hamilton, R.M., (1974). Earthquake prediction and public reaction, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **55**, 739-742.
- Hammond, A.L., (1971). Earthquake prediction and control, *Science*, **173**, 316.

- Hammond, A.L., (1973a). Earthquake predictions: Breakthrough in theoretical insight?, *Science*, **180**, 851-853.
- Hammond, A.L., (1973b). Earthquake prediction (II): Prototype instrumental networks, *Science*, **180**, 940-941.
- Hammond, A.L., (1974). Dilatancy: Growing acceptance as an earthquake mechanism, *Science*, **184**, 551-552.
- Hammond, A.L., (1975). Earthquake prediction: Progress in California, hesitation in Washington, *Science*, **187**, 419-420.
- Hammond, A.L., (1976). Earthquakes: An evacuation in China, a warning in California, *Science*, **192**, 538-539.
- Hanks, T.C., (1985). *The National Earthquake Hazards Reduction Program- Scientific Status*, U.S. Geological Bulletin 1659.
- Hanks, T.C. & Kanamori, H., (editors, 1979). Special section: Fault mechanics and its relation to earthquake prediction, *J. geophys. Res.*, **84**, 2145-2370.
- Hanks, T.C. & Krawinkler, H., (1991). The 1989 Loma Prieta earthquake and its effects: introduction to the special issue, *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**, 1415-1423.
- Hao, J.C., (1996). The sixth symposium of the Seismological Society of China held at Zhangjiajie, Hunan Province, China, *Acta seism. Sinica*, **9**, 695-696.
- Harris, R.A., (1997). The Loma Prieta, California, earthquake of October 17, 1989- Forecasts, *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **1550-B** (OJO, EN PRENSA EN EL 97).
- Harris, R.A. & Archuleta, R.J., (1988). Slip budget and potential for a M 7 earthquake in Central California, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 1215-1218.
- Harris, R.A. & Segall, P., (1987). Detection of a locked zone at depth on the Parkfield, California, segment of the San Andreas Fault, *J. geophys. Res.*, **92**, 7945-7962.
- Harris, R.A. & Simpson, R.W., (1996). In the shadow of 1857 – the effect of the great Ft Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 229-232.
- Harris, T.E., (1989). *The Theory of Branching Processes*, Dover, 1989.
- Hatori, T., (1969). Dimensions and geographic distribution of tsunami sources near Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47**, 185-214.
- Hatzfeld, D., Roecker, S.W., Nabelek, J. & Tucker, B., (1986). Seismicity in the Garm region of Central Asia: deformation in a zone of continental convergence, *Ann. Geophys.*, **86**, 555-565.
- Hatzfeld, D. *et al.*, (1995). The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, Ms=6.6. Preliminary results of a field multidisciplinary survey, *Seism. Res. Lett.*, **66**, 61-70.
- Hayakawa, M. & Fujinawa, Y., (editors, 1994). *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, Terrapub, Tokyo.
- Hayata, K., (1931). Epicenter locations of foreshocks and aftershocks of the Kita-Izu earthquake, *Kenshinjiho*, **5**, 123-130 (in Japanese).
- Healy, J.H., (1975). Recent highlights and future trends in research on earthquake prediction and control, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 361-364, 390-392.
- Healy, J.H. & Pakiser, L.C., (1971). Man-made earthquakes and earthquake prediction, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.* (Suppl. U.S. Natl. Rept. 1967-1971, 15th IUGG Gentl. Assembl.), **52**, IUGG 171-IUGG 174.
- Heki, K., Miyazaki, S. & Tsuji, H., (1997). Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan trench, *Nature*, **386**, 595-598.
- Hickman, S., Sibson, R. & Bruhn, R. (editors, 1995). Special section: Mechanical involvement of fluids in faulting, *J. geophys. Res.*, **100**, 12831-13132.
- Hide, R & Malin, S.R.C., (1970). Novel correlations between global features of the Earth's gravitational and magnetic fields, *Nature*, **225**, 605-609.
- Hill, D.P. *et al.*, (1993). Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake, *Science*, **260**, 1617-1623.
- Hirano, R., (1924). An investigation in aftershocks felt at Kumagai accompanying the great Kwanto earthquake of September 1st, 1923, *J. Met. Soc. Jap.*, **2**, 77-83 (in Japanese).
- Hirata, T., (1986). Omori's power law for aftershocks and fractal geometry of multiscale fault system (in Japanese), *J. Seismol. Soc. Japan*, **II**, **39**, 478-481.
- Hirata, T., (1987). Omori's power law aftershock sequences of microfracturing in rock fracture experiments, *J. geophys. Res.*, **92**, 95? , 6215-6221.
- Hirata, T., (1989a). Fractal dimension of faults systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales, *Pure and Appl. Geophys.*, **131**, 157-170.

- Hirata, T., (1989b). A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes, *J. geophys. Res.*, **94**, 7507-7514.
- Hirata, T. & Imoto, K., (1997). A probabilistic cellular automaton approach for a spatiotemporal seismic activity pattern, *Zisin*, **2** (49), 441-449.
- Hirata, T.; Satoh, T; Ito, K., (1987). Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **90**, 369-374.
- Hirose, H., (1985). Earthquake prediction in Japan and the United States, *Intl. J. Mass Emergencies Disasters*, **3**, 51-66.
- Hirota, T., (1969a). Aftershock sequence of the earthquake off Shikotan Island on January 29, 1968, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **21**, 33-43 (in Japanese, with English summary).
- Hirota, T., (1969b). Seismic activity in the Teshikaga region, Hokkaido, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **22**, 49-72 (in Japanese, with English summary).
- Hobbs, W.H., (1907). *Earthquakes*, Appleton, New York, NY.
- Hodgson, E.A., (1923). A proposed research into the possibilities of earthquake prediction, *Bull. seism. Soc. Am.*, **13**, 100-104.
- Hokkaido University Group for Aftershock Observation, (1966). Observation of the aftershocks of Niigata earthquake of June 16, 1964, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **16**, 21-32 (in Japanese with English summary).
- Holdahl, S.R., (1982). Recomputation of vertical crustal motions near Palmdale, California, 1959-1975, *J. geophys. Res.*, **87**, 9374-9388.
- Homma, S. & Seki, A., (1951). A relation between the area of aftershock region and the radius of the sensibility circle (continued), *Zisin*, **3**, 44-48 (in Japanese, with English summary).
- Honda, H. & Takehana, M., (1933). Aftershocks of the Sanriku earthquake, *Kenshinjiho*, **7**, 171-180 (in Japanese).
- Honkura, Y & Tanaka, N., (1996). Probability of earthquake occurrences in Greece with special reference to the VAN predictions, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1417-1420.
- Huang, J. & Turcotte, D.L., (1990a). Are earthquakes an example of deterministic chaos?, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 223-226.
- Huang, J. & Turcotte, D.L., (1990b). Fractal image analysis: application to the topography of Oregon and synthetic images, *J. Opt. Soc. Am.*, **A7**, 1124-1130.
- Huang, J. & Turcotte, D.L., (1990c). Evidence for chaotic fault interaction in the seismicity of the San Andreas fault and Nakai trough, *Nature*, **348**, 234-236.
- Huang, J. & Turcotte, D.L., (1992). Chaotic seismic faulting with a mass-spring model and velocity-weakening friction, *Pure Appl. Geophys.*, **138**, 569+.
- Hughes, D.W., (1967). Planetary alignments don't cause earthquakes, *Nature*, **265**, 13.
- Hunter, R.N., (1976). Earthquake prediction: Fact and fallacy, *Earthq. Info. Bull.*, **8** (5), 24-25.
- Hunter, R.N. & Derr, J.S., (1978). Prediction monitoring and evaluation program: a progress report, *Earthq. Info. Bull.*, **10**, 93-96.
- Hurst, H.E., (1951). Long-term storage capacity of reservoirs, *Trans. Am. Soc. Civil Eng.*, **116**, 770+.
- Hurst, H.E., (1956). Methods of using long-term storage in reservoirs, *Proc. Inst. Civil Eng.*, **5**, (part I), 519+.
- Ichikawa, M., (1969). Matsushiro earthquake swarm, *Geophys. Mag.*, **34**, 307-331.
- Igarashi, G. & Wakita, H., (1990). Groundwater radon anomalies associated with earthquakes, *Tectonophysics*, **180**, 237+.
- Igarashi, G. *et al.*, (1995). Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan, *Science*, **269**, 60-61.
- Iida, K., (1958). Magnitude and energy of earthquakes accompanied by tsunami, and tsunami energy, *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **7**, 147-153.
- Iida, K., (1963a). A relation of earthquake energy to tsunami energy, and the estimation of the vertical displacement in a tsunami source, *J. Earthq. Sci. Nagoya Univ.*, **11**, 49-69.
- Iida, K., (1963b). Magnitude of tsunamigenetic earthquake, aftershock area and area of tsunami origin, *Geophys. Papers Dedicated to Prof. K. Sassa*, 115-124.
- Iida, K., (1965). Earthquake magnitude, earthquake fault, and source dimensions, *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **13**, 115-132.
- Iizuka, S., (1976). Changes in Vp/Vs before the Tokachi-oki earthquake of May 16, 1968 off NE Japan, *Nature*, **260**, 415-417.
- Imamura, A., (1910). The Anegawa earthquake of 1909, *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **70**, 1-63 (in Japanese).

- Imamura, A., (1913). The Riku-u earthquake of 1896, *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **77**, 78-87 (in Japanese).
- Imamura, A., (1917). Investigation of the destructive earthquake in Sempoku County, Akita Prefecture, in 1914, *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **82**, 1-30 (in Japanese).
- Imamura, A., (1937). *Theoretical and Applied Seismology*, Maruzen, Tokyo.
- Inouye, W., (1955). On the fields of destructive earthquakes, Read at the meeting of the Seismological Society of Japan, on Oct. 26, 1955.
- Ip, W.H., (1976). Chinese records on the correlations of heliocentric planetary alignments and earthquakes activities, *Icarus*, **29**, 435-436.
- Isacks, B.L., Sykes, L.R. & Oliver, J., (1967). Spatial and temporal clustering of deep and shallow earthquakes in the Fiji-Tonga-Kermadec region, *Bull. seism. Soc. Am.*, **57**, 935-958.
- Ishibashi, K., (1977). Re-examination of a great earthquake expected in the Tokai district, central Japan- Possibility of the 'Suruga Bay earthquake', *Rep. Coord. Comm. Earthq. Pred.*, **17**, 126-132 (in Japanese).
- Ishibashi, K., (1985). Possibility of a large earthquake near Odawara, central Japan, preceding the Tokai earthquake, *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 319-344.
- Ishikawa, T., (1931). Seismic activity in central Honshu and the Kita-Izu earthquake, *Kenshinjiho (Quart. J. Seism.)*, **5**, 19-53 (in Japanese).
- Ishikawa, T., (1935). On the aftershocks of the Shinchiku-Taichu earthquake, *Kenshinjiho (Quart. J. Seism.)*, **9**, 29-36 (in Japanese).
- Ishikawa, T., (1936). The Kawachi-Yamato earthquake and earthquakes before and after it, *Kenshinjiho (Quart. J. Seism.)*, **9**, 110-122 (in Japanese).
- Ishikawa, Y., Matsumura, K., Yokoyama, H. & Matsumoto, H., (1985). Development of SEIS-PC: a summary (in Japanese), *Kouzou Chishitsu (Structural Geol.)*, **19**, 19-27.
- Ishimoto, M., (1937). On the occurrence of aftershocks and the crustal deformation, *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **9**, 108-117.
- Ito, K., (1992). Towards a new view of earthquake phenomena, *Pageoph*, **138**, 531+.
- Ito, K. & Matsuzaki, M., (1990). Earthquakes as self-organized critical phenomena, *J. geophys. Res.*, **95**, B5, 6853-6860.
- Jackson, D.D., (1996a). Earthquake prediction evaluation standards applied to the VAN method, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1363-1366.
- Jackson, D.D., (1996b). Hypothesis testing and earthquake prediction, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **93**, 3772-3775.
- Jackson, D.D. & Kagan, Y.Y., (1993). Reply to Nishenko & Sykes, *J. Geophys. Res.*, **98**, 9917-9920.
- Jackson, D.D., Lee, W.B. & Liu, C.C., (1980). Aseismic uplift in southern California: An alternative explanation, *Science*, **210**, 534-536.
- Jackson, D.D., Lee, W.B. & Liu, C.C., (1981a). Height dependent errors in southern California leveling, in *Earthquake Prediction: An International Review*, (editors: Simpson, D.W. & Richards, P.G.), *Ewing Monograph Series*, **4**, pp. 457-472, Am. Geophys. Un., Washington DC.
- Jackson, D.D., Lee, W.B. & Liu, C.C., (1981b). Aseismic uplift in southern California, *Science*, **213**, 247.
- Jackson, D.D., Cheng, A. & Liu, C.C., (1983). Tectonic motions and systematic errors in leveling and trilateration data for California, *Tectonophysics*, **97**, 73-83.
- Japan Meteorological Agency, (1965). The report of the Niigata earthquake, 1964, *Tech. Rep. JMA*, **43**, 1-230 (in Japanese with English summary).
- Japan Meteorological Agency, (1968). Report on the Matsushiro earthquake swarm August 1965-December 1967, *Tech. Bull. JMA*, **62**, 1-556 (in Japanese with English summary).
- Jaumé, S.C. & Sykes, L.R., (1996). Evolution of moderate seismicity in the San Francisco Bay region, 1850 to 1993: seismicity changes related to the occurrence of large and great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **101**, 765-789.
- Jeffreys, H., (1938). Aftershocks and periodicity in earthquakes, *Gerl. Beitr. Geophys.*, **56**, 111-139.
- Johansen, A., Sornette, D., Wakita, H., Tsunogai, U., Newman, W.I. & Saleur, H., (1996). Discrete scaling in earthquake precursory phenomena: evidence in the Kobe earthquake, Japan, *J. Phys. I. France*, **6**, 1391-1402.
- Johnson, H.O. & Agnew, D.C., (1995). Monument motion and measurement of crustal velocities, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2905-2908.



- Johnston, M.J.S. (editors, 1993). *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989-Preseismic Observations*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1550-C, Washington DC.
- Johnston, M.J.S., (1997). Review of electrical and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity, *Surv. Geophys.*, **18**, 441-475.
- Johnston, M.J.S. & Parrot, M. (editors, 1989). Special issue: Seismo-electromagnetic effects, *Phys. Earth planet. Inter.*, **57**, 1-177.
- Johnston, M.J.S. & Parrot, M. (editors, 1993). Special issue: Seismo-electromagnetic effects, *Phys. Earth planet. Inter.*, **77**, 1-141.
- Johnston, M.J.S., Linde, A.T., Gladwin, M.T., (1990). Near-field high resolution strain measurements prior to the October 18, 1989 Loma Prieta M 7.1 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1777-1780.
- Johnston, M.J.S., Linde, A.T., Gladwin, M.T. & Borchardt, R.D., (1987). Fault failure with moderate earthquakes, *Tectonophysics*, **144**, 189-206.
- Jones, L.M., (1984). Foreshocks (1966-1980) in the San Andreas system, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1361-1380.
- Jones, L.M., (1985). Foreshocks and time-dependent earthquake hazard assessment in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1669-11680.
- Jones, L.M. & Hauksson, E., (1997). The seismic cycle in southern California: Precursor or response?, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 469-472.
- Jones, L.M. & Molnar, P., (1979). Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults, *J. Geophys. Res.*, **84**, 3596-3608.
- Jones, L.M., Wang, B.Q., Xu, S.X. & Fitch, T.J., (1982). The foreshock sequence of the February 4, 1975 Haicheng earthquake (M 7.3), *J. geophys. Res.*, **87**, 4575-4584.
- Jordan, J.N., Lander, J.F. & Black, R.A., (1965). Aftershocks of the 4 February 1965 Rat Island earthquake, *Science*, **148**, 1323-1325.
- Jordan, T.H., (1997). Is the study of earthquakes a basic science?, *Seism. Res. Lett.*, **68**, 259-261.
- Jumarie, G., (1990). Relative information. *Theories and applications*, Springer, Berlin.
- Kagan, Y.Y., (1982). Stochastic model of earthquake fault of geometry, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, **71**, 659-691.
- Kagan, Y.Y., (1991). Likelihood analysis of earthquake catalogues, *Geophys. J. Int.*, **106**, 135-148.
- Kagan, Y.Y., (1992). Seismicity: Turbulence of solids, *Non-Linear Science Today*, **2**, 8+.
- Kagan, Y.Y., (1993). Statistics of characteristic earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 22+.
- Kagan, Y.Y., (1994). Observational evidence for earthquake as non linear dynamic process, *Physica D.*, **77**, 160-192.
- Kagan, Y.Y., (1996a). Comment on "The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?" by S.G. Wesnowsky, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 274-285.
- Kagan, Y.Y., (1996b). VAN earthquake predictions-an attempt at statistical evaluation, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1315-1318.
- Kagan, Y.Y., (1997a). Seismic moment-frequency relation for shallow earthquakes: regional comparison, *J. Geophys. Res.*, **102**, 2835-2852.
- Kagan, Y.Y., (1997b). Statistical aspects of Parkfield earthquake sequence and Parkfield prediction experiment, *Tectonophysics*, **270**, 207-219.
- Kagan, Y.Y., (1997c). Are earthquakes predictable?, *Geophys. J. Int.*, **131**, 505-525.
- Kagan, Y.Y. & Jackson, D.D., (1991). Seismic gap hypothesis: ten years after, *J. Geophys. Res.*, **96**, 21419-21431.
- Kagan, Y.Y. & Jackson, D.D., (1994a). Long-term probabilistic forecasting of earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **99**, 13685-13700.
- Kagan, Y.Y. & Jackson, D.D., (1994b). Earthquake prediction: A sorrowful tale, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un., Suppl.*, **75 (25)**, 57(abstract).
- Kagan, Y.Y. & Jackson, D.D., (1995). New seismic gap hypothesis: five years later, *J. Geophys. Res.*, **100**, 3943-3959.
- Kagan, Y.Y. & Jackson, D.D., (1996). Statistical tests of VAN earthquake predictions: comments and reflections, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1433-1436.
- Kagan, Y. & Knopoff, L., (1977). Earthquake risk prediction as a stochastic process, *Phys. Earth Planet. Int.*, **14**, 97-108.
- Kagan, Y. & Knopoff, L., (1978). Statistical study of the occurrence of shallow earthquakes, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **55**, 55+.

- Kagan, Y. & Knopoff, L., (1980). The spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **62**, 303-320.
- Kagan, Y. & Knopoff, L., (1987). Statistical short-term earthquake prediction, *Science*, **236**, 1563-1567.
- Kagan, Y.Y. & Vere-Jones, D., (1996). Problems in the modelling and statistical analysis of earthquakes, in *Lecture Notes in Statistics*, **114**, 398-425, (Heyde, C.C., Prohorov, Yu. V., Pyke, R. & Racher, S.T., editors), Springer, New York, N.Y.
- Kalbfleisch, J.G., (1979). Probability and statistical inference, Springer, Berlín.
- Kanamori, H., (1970). Recent developments in earthquake prediction research in Japan, *Tectonophysics*, **9**, 291-300.
- Kanamori, H., (1978). Quantification of earthquakes, *Nature*, **271**, 411-+.
- Kanamori, H., (1981). The nature of seismicity patterns before large earthquakes, in *Earthquake Prediction-An International Review*, M. Ewing Series 4, American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 1-19.
- Kanamori, H., (1996). Initiation process of earthquakes and its implications for seismic hazard reduction strategy, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **93**, 3726-3731.
- Kanamori, H. & Anderson, D.L., (1975). Theoretical basis of some empirical relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1096.
- Kanamori, H. & Boschi, E. (Editors), (1983). Earthquakes, observation, theory and interpretation. North-Holland, Amsterdam.
- Kanamori, H. & Fuis, G., (1976). Variation of P-wave before and after the Galway Lake Earthquake ($M_L=5.2$) and the Goat Mountain earthquakes ($M_L=4.7, 4.7$), 1975, in the Mojave Desert, California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 2017-2037.
- Kanamori, H. & Satake, K., (1990). Broadband study of the 1989 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1179-1182.
- Kaplan, D. & Glass, L., (1995). *Understanding nonlinear dynamics*, Springer-Verlag, New York.
- Kárník, V., (1964). Magnitude-frequency relation and seismic activity in different region of the European area, *Bull. Int. Inst. Seism. Earthq. Eng.*, **1**, 9-32.
- Katok, A.P., (1966). Some features of the seismic regime after the Khait earthquake, *Bull. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth Serv.* (1966), pp. 419-423.
- Katsumata, M., (1965). Regional characteristics of magnitude distribution of earthquakes (I), *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **18**, 219-234 (in Japanese with English summary).
- Katsumata, M., (1966). Regional characteristics of magnitude distribution of earthquakes (II), *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **19**, 1-10 (in Japanese with English summary).
- Katzoff, J.A., (1985). Earthquake watch to be discussed, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **66**, 773.
- Kaula, W.M., (1974). The next California earthquake (book review), *Science*, **186**, 728-729.
- Kaufman, L. & Rousseeuw, P.J., (1990). *Finding groups in data: and introduction to cluster analysis*, John Wiley & Sons, New York.
- Kawazoe, M., (1927). A consideration to the distribution of aftershocks, *J. Met. Soc. Jap.*, **5**, 166-169 (in Japanese).
- Kayano, I., (1968). Determination of origin times, epicenters, and focal depths of aftershocks of the Niigata earthquake of June 16, 1964, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 223-270.
- Kayano, I. & Hagiwara, T., (1968). Aftershocks of the Niigata earthquake of June 16, 1964, in "The general report on the Niigata earthquake of 1964", Tokyo Electrical Engineering College Press, pp. 63-68.
- Keilis-Borok, V.I., (1990). Special issue: Intermediate-term earthquake prediction: models algorithms world-wide tests, *Phys. Earth planet. Inter.*, **61**, 1-139.
- Keilis-Borok, V.I., Padgaetskaya, V.M. & Prozorov, A.G., (1972). Local statistics of earthquake catalogues. *Computational Seismology*, V.I. Keilis-Borok (Editor), Consultants Bureau, New York, 214-227.
- Keilis-Borok, V.I., Knopoff, L., Rotwain, I.M. & Allen, C.R., (1988). Intermediate-term prediction of occurrence times of strong earthquakes, *Nature*, **335**, 690-694.
- Keilis-Borok, V.I. & Kossobokov, V.G., (1990). Premonitory activation of an earthquake flow: algorithm M8, *Phys. Earth Planet Int.*, **61**, 73-83.
- Kelleher, J.A., Sykes, L.R. & Oliver, J., (1973). Possible criteria for predicting earthquake locations and their applications to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean, *J. Geophys. Res.*, **78**, 2547-2585.

- Kelleher, J. & Savino, J., (1975). Distribution of seismicity before large strike-slip and thrust-type earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **80**, 2, 260-271.
- Kennel, M.B. & Isabelle, S., (1992). Method to distinguish chaos from colored noise and to determine embedding parameters, *Phys. Rev. A.*, **46** (6), 3111+.
- Kerr, R.A., (1978). Earthquakes: prediction proving elusive, *Science*, **200**, 419-421.
- Kerr, R.A., (1979a). Earthquake prediction: Mexican quake shows one way to look for the big ones, *Science*, **203**, 860-862.
- Kerr, R.A., (1979b). Prospects for earthquake prediction wane, *Science*, **206**, 542-545.
- Kerr, R.A., (1980). Quake prediction by animals gaining respect, *Science*, **208**, 695-696.
- Kerr, R.A., (1981a). Prediction of huge Peruvian quakes quashed, *Science*, **211**, 808-809.
- Kerr, R.A., (1981b). Earthquake prediction retracted, *Science*, **213**, 527.
- Kerr, R.A., (1984). Stalking the next Parkfield earthquake, *Science*, **223**, 36-38.
- Kerr, R.A., (1985a). Prospects for short-term earthquake prediction, *Science*, **227**, 42.
- Kerr, R.A., (1985b). Earthquake forecast endorsed, *Science*, **228**, 311.
- Kerr, R.A., (1986a). Parkfield earthquake looks to be on schedule, *Science*, **231**, 116.
- Kerr, R.A., (1986b). Quake prediction under way in earnest, *Science*, **233**, 520.
- Kerr, R.A., (1988). Waiting for Parkfield-No precursors recognized, *Science*, **239**, 145-146.
- Kerr, R.A., (1990a). Signs of the Parkfield quake?, *Science*, **249**, 1502.
- Kerr, R.A., (1990b). Earthquake-or earthquack, *Science*, **250**, 511.
- Kerr, R.A., (1992). Seismologists issue a no-win earthquake warning, *Science*, **258**, 742-743.
- Kerr, R.A., (1993). Parkfield quakes skip a beat, *Science*, **259**, 1120-1122.
- Kerr, R.A., (1995). Quake prediction tool gains ground, *Science*, **270**, 911-912.
- Kerr, R.A., (1997). Listening to silent earthquakes, *Science*, **276**, 1792-1793.
- King, C.Y., (1969). Seismic efficiency, *J. geophys. Res.*, **74**, 1702-1703.
- King, C.Y., (edit., 1980). Special section: Geochemical measurements pertinent to earthquake prediction, *J. geophys. Res.*, **85**, 3051-3121.
- King, C.Y., (edit., 1981). A special collection of reports on earthquake prediction: Hydrologic and geochemical studies, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 421-484.
- King, C.Y., (1983). Electromagnetic emissions before earthquakes, *Nature*, **301**, 377.
- King, C.Y., (edit, 1984/85). Special issue: Earthquake hydrology and chemistry, *Pure appl. Geophys.*, **122**, 141-618.
- King, C.Y., (edit., 1986). Special section: Gas geochemistry of volcanism, earthquakes, resource exploration and Earth's interior, *J. geophys. Res.*, **91**, 12157-12388.
- King, C.Y., Koizumi, N. & Kitagawa, Y., (1995). Hydrogeochemical anomalies and the 1995 Kobe earthquake, *Science*, **269**, 38-39.
- King, G., (1983). The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of b-value, *Pure Appl. Geophys.*, **121**, 761-815.
- King, G., (1985). The geometry of the initiation and termination of earthquake rupture and the evolution of morphology and geological structures, 5 Maurice Ewing Symposium on earthquake source mechanics, 19-23, 1985, Arden House, Harriman, New York.
- King, G., Stein, R. & Rundle, J., (1988). The growth of geological structures by repeated earthquakes 1. Conceptual framework, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13307-13318.
- King, G., Stein, R.S. & Lin, J., (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 935-953.
- Kishimoto, Y. & Hashizume, M., (1966). On the mechanism of the earthquake swarm at Hamasaka, *Bull. Disaster Prevention Res. Inst. Kyoto Univ.*, **16**, 41-55.
- Kishinouye, F., (1936). Distribution of earthquakes before and after the Izu earthquake of 1930, *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **8**, 585-599 (in Japanese).

- Kisslinger, C., (1962). Energys density and the development of the source region of the Matsushiro earthquake swarm, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 1207-1223.
- Kisslinger, C., (1974). Earthquake prediction, *Physics Today*, **27** (3), 36-42.
- Kisslinger, C., (1976). The Earthquake Disaster Mitigation Act, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **57**, 437-440.
- Kisslinger, C., (1983). Book review of *Earthquake Prediction Techniques: Their Applications in Japan*, edited by T. Asada, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **64**, 105-106.
- Kisslinger, C., (1984). Practical approaches to earthquake prediction and warning, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **65**, 398.
- Kisslinger, C., (1989). Portents and predictions, *Nature*, **339**, 337-338.
- Kisslinger, C. & Jones, L.M., (1991). Properties of aftershocks in southern California, *J. Geophys. Res.*, **96**, 11947-11958.
- Kisslinger, C. & Rikitake, T., (1974). U.S.-Japan seminar on earthquake prediction and control, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **55**, 9-15.
- Kisslinger, C. & Rikitake, T., (editors, 1985). Special issue: Proceedings of symposium on Practical Approaches to Earthquake Prediction and Warning, *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 203-685.
- Kisslinger, C. & Wyss, M., (1975). Earthquake prediction, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 298-300, 316-319.
- Kisslinger, C., Mikumo, T. & Kanamori, H., (1988). U.S.-Japan quake prediction research, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **69**, 1672-1674.
- Kittl, P., Díaz, G. & Martínez, V., (1993). Principles and the uncertainty principles of the probabilistic strength of materials and their applications to seismology, *ASME Appl. Mech. Rev.*, **46**, S327-S333.
- Klemens, V., (1974). The hurst phenomenon: A puzzle?, *Water Resour. Res.*, **10** (4), 675+.
- Knopoff, L., (1964). Earth tides as a triggering mechanism for earthquakes, *Seism. Soc. Am. Bull.*, **54**, 1865+.
- Knopoff, L., (1996). Earthquake prediction-the scientific challenge, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **93**, 3719-3720.
- Knopoff, L., Aki, K., Allen, C.R., Rice, J.R. & Sykes, L., (1996). *Earthquake prediction: The Scientific Challenge*, Colloquium Proceedings, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **93**, 3719-3837.
- Koizumi, N., (1997). Review of geochemical research for earthquake prediction, *Shizen Saigai Kagaku*, **16** (1), 41-60 (in Japanese).
- Kondorskaya, N.V. & Shebalin, N.V., (1977). *New catalog of strong earthquakes in the territory of the U.S.S.R. from ancient times to 1975*, Nauka, Moscow, 535 pp. (in Russian).
- Korvin, G., (1992). *Fractal Models in the Earth Science*, Elsevier, Amsterdam.
- Kossobokov, V.G., Healy, J.H. & Dewey, J.W., (1997). Testing an earthquake prediction algorithm, *Earth planet. Sci. Lett.*, **149**, 219-232.
- Kovach, R.L. & Nur, A., (editors, 1973). *Proc. Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System*, Stanford University Publ. Geol. Sci., vol. **13**, Stanford, CA.
- Koyanagi, R.Y., Krivoy, H.I. & Okamura, A.T., (1966). The 1962 Kaoiki, Hawaii, earthquake and its aftershocks, *Bull. seism. Soc. Am.*, **56**, 1317-1335.
- Kristy, M.J. & Simpson, D.W., (1980). Seismicity changes preceding two recent Central Asian earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **85**, 4829-4837.
- Kruel, T.M., (1991). Scout: A program to calculate the correlation and information dimension from attractors by the method of "sphere-counting". Public ftp-server <ftp:phys.-chemie.uni-wuerzburg.de>, October 1991. Obtained with other programs and documentation for nonlinear analysis.
- Kuchai, O.A. & Yunga, S.L., (1984). Seismic slipping along the Darvaz-Karakul fault, *Izv. Phys. Solid Earth*, **20**, 1, 29-36.
- Kuhn, T.S., (1962). *The Structure of Scientific Revolutions*, University Of Chicago Press.
- Kulhanek, O., (editor, 1988). Special issue: Seismic source physics and earthquake prediction research, *Tectonophysics*, **152**, 165-334.
- Kunitomi, S.I., (1931). Notes on the North Idu earthquake of Nov. 26, 1930, *Geophys. Mag.*, **4**, 73-102.
- Kurimoto, H., (1959). A statistical study of some aftershock problems, *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **12**, 1-10 (in Japanese, with English summary).
- Lahr, J.C., (1988). HYPOELLIPSE, a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude and first motion patterns, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report*, 89-116.
- Landsberg, H., (1935). The problem of earthquake prediction, *Science*, **82**, 37.

- Langbein, J., (1991). Earthquake explanations, *Nature*, **349**, 287.
- Langbein, J., (1992). The October 1992 Parkfield, California, earthquake prediction, *Earthq. Volc.*, **23**, 160-169.
- Langbein, J., (1993). Parkfield: First short-term warning, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **74**, 152-153.
- Lapwood, E.R., (1977). Earthquake prediction, *Nature*, **266**, 220-221.
- Lay, T. & Wallace, T.C., (1995). *Modern Global Seismology*, Academic, San Diego, CA.
- Leary, P.C., (1997). Rock as a critical point system and the inherent implausibility of reliable earthquake prediction, *Geophys. J. Int.*, **131**, 451-466.
- Leary, P.C. & Malin, P., (1982). Milisecond accurate monitoring of seismic traveltimes over 13- and 18-kilometer baselines, *J. geophys. Res.*, **87**, 6919-6930.
- Leith, W. & Alvarez, W., (1985). Structure of the Vakhsh fold and thrust belt, Tadjik SSR: an application of Landsat imagery to continuous structure mapping, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**, 875-885.
- Leith, W. & Simpson, D.W., (1986). Seismic domains within the Gissar-Kokshal seismic zone, Soviet Central Asia, *J. Geophys. Res.*, **91**, 689-697.
- Leonov, N.N., (1960). The Khait earthquake of 1949 and the geological conditions of its origination, *Izv. Geophys. Ser.*, **x**, 274-283.
- Lerner-Lam, A., (1997). Predictable debate, *Seism. Res. Lett.*, **68**, 381-382.
- Li, H. & Kerr, R.A., (1997). Warnings precede Chinese temblors, *Science*, **276**, 526.
- Li, H. & Mervis, J., (1996). China's campaign to predict quakes, *Science*, **273**, 1484-1486.
- Lighthill, J. (ed.), (1996). *A critical Review of VAN, Earthquake Prediction from Seismic Electrical Signals*, World Scientific, Singapore.
- Linde, A.T. & Sacks, I.S., (1997). Slow earthquakes, stress redistribution and fast earthquakes, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, (Spring Mtg. Suppl.), **78**, S214 (abstract).
- Linde, A.T., Gladwin, M.T. & Johnston, M.J.S., (1992). The Loma Prieta earthquake 1989 and earth strain tidal amplitudes: an successful search for associated changes, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 317-320.
- Linde, A.T., Gladwin, M.T. & Johnston, M.J.S., Gwyther, R.L. & Bilham, R.G., (1996). A slow earthquake sequence on the San Andreas Fault, *Nature*, **383**, 65-68.
- Lindh, A.G., (1983). Preliminary assessment of long-term probabilities for large earthquakes along selected fault segments of the San Andreas Fault system in California, *U.S. Geological Survey: Open-File Report*, **83-63**.
- Lindh, A.G., (1990). Earthquake prediction comes of age, *Technology Review*, February / March 1990 issue, 42-51.
- Lindh, A.G., Lockner, D.A. & Lee, W.H.K., (1978). Velocity anomalies: alternative explanation, *Bull. seism. Soc. Am.*, **68**, 721-734.
- Lindh, A., Evans, P., Harsh, P. & Buhr, G., (1979). The Parkfield prediction experiment, *Earthq. Info. Bull.*, **11**, 209-213.
- Lisowski, M., Prescott, W.H., Savage, J.C. & Svarc, J.L., (1990). A possible geodetic anomaly observed prior to the Loma Prieta, California, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1211-1214.
- Logan, J.M., (1977). Animal behavior and earthquake prediction, *Nature*, **265**, 404-405.
- Lomnitz, C., (1966). Magnitude stability in earthquake sequences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 247-249.
- Lomnitz, C., (1994). *Fundamentals of Earthquake Prediction*, Wiley, New York, NY.
- Lomnitz, C. & Lomnitz, L., (1978). Tangshan 1976: A case history in earthquake prediction, *Nature*, **271**, 109-111.
- Lorenz, E.N., (1963). Deterministic nonperiodic flow, *J. Atmos. Sci.*, **20**, 130-141.
- Lubkin, G.B., (1973). Do earthquakes give advance warning signals?, *Physics Today*, **26** (7), 17-20.
- Lukk, A.A., (1968). The aftershock sequence of the Dzhurm deep-focus earthquake of 14 March 1965, *Bull. Acad. Sci. USRR, Phys. Solid Earth Ser.*, año 68, 319-320 (English translation).
- Lukk, A.A. & Shevchenko, V.I., (1986). Geodinamics of the Garm test area in Tadjikistan and the convergence of Eurasian and Indian lithospheric plates, *J. Geodyn.*, **9**, 239-246.
- Lukk, A.A. & Yunga, S.L., (1988). Stress-strain state of earth's crust in Garm region, **II**: reconstruction results, *Izv. Phys. Solid Earth*, **24**, 513-523.

- Lukk, A.A. & Shevchenko, V.I., (1990). Seismic field patterns and rupture tectonics in the Garm region of Tadzhikistan, *Izv. Phys. Solid Earth*, **26**, 1-12.
- Ma, Z., Fu, Z., Zhang, Y., Wang, C., Zhang, G. & Liu, D., editors, (1990). *Earthquake Prediction: Nine Major Earthquakes in China (1966-1976)*, Springer-Verlag, New York, NY.
- Macelwane, J.B., (1946). Forecasting earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **36**, 1-4 (reprinted in 1997, *Geophys. J. Int.*, **131**, 421-422).
- Main, I.G., (1995). Earthquakes as critical phenomena: implications for probabilistic seismic hazards analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1299-1308.
- Main, I.G., (1996). Statistical physics, Seismogenesis and seismic hazard, *Rev. Geophys.*, **34** (4), 433-462.
- Main, I.G., (1997). Long odds on prediction, *Nature*, **385**, 19-20.
- Main, I. & Burton, P.W., (1984). Information theory and the earthquake frequency-magnitude distribution, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, No. 4, 1409-1426.
- Malone, S., (1996). 'Near' realtime seismology, *Seism. Res. Lett.*, **67**, 52-54.
- Mandelbrot, B.B., (1967). How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension, *Science*, **156**, 636-638.
- Mandelbrot, B.B., (1977). *The fractal geometry of nature*, W.H. Freeman and Company.
- Mandelbrot, B.B., (1982). *The fractal geometry of nature*. Freeman. N.Y.
- Mandelbrot, B.B., (1983). *The fractal geometry of nature*, 2nd edn, W.H. Freeman, San Francisco, California.
- Mantovani, E., Mucciarelli, M. & Albarello, D., (1987). Evidence of interrelation between the seismicity of the Southern Apennines and the Southern Dinarides, *Phys. Earth planet. Inter.*, **49**, 259-263.
- Mantovani, E., Babbucci, D., Albarello, D. & Mucciarelli, M., (1990). Deformation pattern in the Central Mediterranean and behavior of the Africa-Adriatic promontory, *Tectonophysics*, **179**, 63-79.
- Marder, M., (1996). Energetic developments in fracture, *Nature*, **381**, 275-276.
- Marder, M. & Fineberg, J., (1996). How things break, *Physics Today*, **49** (9), 24-29.
- Mark, R.K., Tinsley, J.C. III, Newman, E.B., Gilmore, T.D. & Castle, R.O., (1981). An assessment of the accuracy of the geodetic measurements that define the southern California uplift, *J. geophys. Res.*, **86**, 2783-2808.
- Mark, R.K., Gilmore, T.D. & Castle, R.O., (1987). Evidence of suppression of the unequal refraction error in geodetic leveling, *J. geophys. Res.*, **92**, 2767-2790.
- Markov, V., (1988). Armenians face up to scenes of total devastation, *Nature*, **336**, 608-609.
- Masood, E., (1995a). Greece earthquake stirs controversy over claims for prediction method, *Nature*, **357**, 617.
- Masood, E., (1995b). Court charges open split in Greek earthquake experts, *Nature*, **377**, 375.
- Matsumura, S., (1993). Overestimates of earthquake prediction efficiency in a post-prediction state, *J. Phys. Earth*, **41** (51??), 41-43.
- Matsushima, S., (1966). Fracture of rocks in solid medium—A consideration of the occurrence of the earthquake sequence, *Spec. Contr. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, **6**, 289-301.
- Matsu'ura, R.S., (1986). Precursory quiescence and recovery of aftershock activities before some large aftershocks, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **61**, 1-65.
- Matsu'ura, R.S., Karakama, I. & Tsumura, K., (1988). *List of Earthquakes in the Kanto Area and its Vicinity*, Part 1, 578 pp., Part 2, 562 pp., Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo.
- Matthews, R.A.J., (1997). Decision-theoretic limits on earthquake prediction, *Geophys. J. Int.*, **131**, 526-529.
- Matthews, M.V. & Reasenber, P.A., (1988). Statistical methods for investing quiescence and other temporal seismicity patterns, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 357-372.
- Matumoto, T., (1959). Tesikaga earthquake of Jan. 31, 1959, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **37**, 531-544 (in Japanese with English summary).
- Matuzawa, T., (1939). Space distribution of aftershocks, *Zisin*, **11**, 124-127 (in Japanese).
- May, R.M., (1976). Simple mathematical models with very complicated dynamics, *Nature*, **261**, 459-467.
- McCann, W.R., Nishenko, S.P., Sykes, L.R. & Krause, J., (1979). Seismic gaps and plate tectonics: potential for major boundaries, *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1082-1147.

- McEvelly, T.V., (1966). The earthquake sequence of November 1964, near Corralitos, California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **56**, 755-773.
- McEvelly, T.V., (1976). Book review of *Earthquake Prediction* (by T. Rikitake), *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 1774.
- McEvelly, T.V., (edit., 1982). Special symposium: Invited papers on earthquake prediction, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**, S331-S392.
- McEvelly, T.V. & Casaday, K.B., (1967). The earthquake sequence of September, 1965, near Antioch, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 113-124.
- McEvelly, T.V. & Johnson, L.R., (1973). Earthquakes of strike-slip type in central California: Evidence on the question dilatancy, *Science*, **182**, 581-584.
- McEvelly, T.V. & Johnson, L.R., (1974). Stability of P and S velocities from central California quarry blasts, *Bull. seism. Soc. Am.*, **64**, 343-353.
- McEvelly, T.V., Bakun, W.H. & Casaday, K.B., (1967). The Parkfield earthquakes of 1966, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 1221-1244.
- McGarr, A., (1985). Some observations indicating complications in the nature of earthquake scaling, preprint, 5 Maurice Ewing Symposium on Earthquake Source Mechanics, 19-23 May 1985, Arden House, Harriman, New York.
- McNally, K.C., (1982). Variations in seismicity as a fundamental tool in earthquake prediction, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**, S351-S366.
- Meeus, J., (1976). Sunspots and earthquakes, *Physics Today*, **29** (6), 11.
- Mei, S., (1992). Progress in earthquake prediction in China during the 80's, *J. Earthq. Pred.*, **1**, 43-57.
- Meyer, T.P., Richards, F.C. & Packard, N.H., (1989). Learning algorithm for modeling complex spatial dynamics. *Phys. Rev. Lett.*, **63**, 16, 1735-1738.
- Meyer, B. *et al.*, (1996). The 1995 Grevena (northern Greece) earthquake: fault model constrained with tectonic observations and SAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2677-2680.
- Michael, A.J., (1996). The evaluation of VLF guided waves as possible earthquake precursors, *U.S. Geological Survey Open-file report*, **96-67**.
- Michael, A.J., (1997). The evaluation of VLF guided waves as possible earthquake precursors, *Geophys. Res. Lett.*,
Michael, A.J., (1997). Testing prediction methods: earthquake clustering versus Poisson model, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1891-1894.
- Michael, A.J. & Langbein, J., (1993). Earthquake prediction lessons from Parkfield experiment, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **74**, 145-155.
- Mikumo, T. & Miyatake, T., (1979). Earthquake sequences on a frictional fault model with non-uniform strengths and relaxation times, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **59**, 497-452.
- Mikumo, T., Aki, K., Ohnaka, M., Ruff, L.J. & Spudich, P.K.P., (editors, 1992). Special issue of papers from Int. Symp. on Earthquake source physics and earthquake precursors, *Tectonophysics*, **211**, 1-344.
- Miller, S.A., (1996). Fluid-mediated influence of adjacent thrusting on the seismic cycle at Parkfield, *Nature*, **382**, 799-802.
- Miller, S., (1997). Earthquakes: prediction and the media – a case study in public understanding of science, *Geophys. J. Int.*, **131**, 530-533.
- Milne, J., (1911). Earthquakes and luminous phenomena, *Nature*, **87**, 16.
- Minakami, T. & Uchibori, S., (1946). The Tonankai earthquake, damage and aftershocks, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **24**, 19-30 (in Japanese with English summary).
- Minakami, T., Hiraga, S. & Uchibori, S., (1946). The Tonankai earthquake, damage and aftershocks, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **24**, 19-30 (in Japanese with English summary).
- Minakami, T., Hiraga, S., Miyazaki, T., Ito, K. & Gioda, N., (1963). The 1962 eruption of Miyake-sima, one of the seven Izu Islands, Japan, *Kazan.*, **8**, 33-51 (in Japanese with English summary).
- Mirzoev, K.H., (1976). The basic characteristics of seismicity of seismogenic zones in Tadjikistan, in *Seismotectonics of Some Regions of the Southern USSR*, Nauka, Moscow, 118-129, (in Russian).
- Miyamura, S., Hori, M., Aki, K., Matumoto, H. & Ando, S., (1961). Observation of aftershocks of the Kita Mino earthquake, August 19, 1961 (Observation at Hachiman, Gifu Prefecture, Central Japan), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **39**, 895-908 (in Japanese with English summary).
- Mizoue, M., (1991). Magma-driven epicentral migration of the earthquake swarms off the east coast of the Izu Peninsula, Central Japan; Proceeding of the International Seminar on Earthquake Prediction and Hazard Mitigation Technology, March 1991, Tsukuba Science City, 427-447.
- Mogi, K., (1962). On the time distribution of aftershocks accompanying the recent major earthquakes in and near Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 107-124.

- Mogi, K., (1963a). The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (second paper)-The case of the materials having some heterogeneous structure, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 595-614.
- Mogi, K., (1963b). Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms—The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 615-658.
- Mogi, K., (1967). Regional variation of aftershock activity, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 711-726.
- Mogi, K., (1968a). Migration of the seismic activity, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo University, **46**, 53-74.
- Mogi, K., (1968b). Development of aftershock areas of great earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo University, **46**, 175-203.
- Mogi, K., (1970). Recent horizontal deformation of the Earth's crust and tectonic activity in Japan (1), *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **48**, 413-430.
- Mogi, K., (1977). Seismic activity and earthquake prediction, Proc. Symp. on Earthquake Prediction Research (1976), *Seismol. Soc. Jpn.*, pp. 203-214 (in Japanese).
- Mogi, K., (1981a). Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting, in *Earthquake Prediction*, Maurice Ewing Series, 4, D.W. Simpson & P.G. Richards (Editors), Am. Geophys. Union, Publ., Washington, D.C., 43-51.
- Mogi, K., (1981b). Earthquake prediction program in Japan, in *Earthquake Prediction: An International Review*, eds. Simpson, D.W. & Richards, P.G., *Ewing Monograph Series 4*, pp. 635-666, Am. Geophys. Un., Washington DC.
- Mogi, K., (1984/85). Temporal variation of crustal deformation during the days preceding a thrust-type great earthquake-The 1944 Tonankai earthquake of Magnitude 8.1, Japan, *Pure appl. Geophys.*, **122**, 765-780.
- Mogi, K., (1985). Precursors of the 1983 Japan sea earthquake, in *Practical Approaches to Earthquake Prediction and Warning*, C. Kisslinger and T. Rikitake (Editors), Terra, Tokyo, 493-517.
- Mogi, K., (1985). *Earthquake Prediction*, Academic, Orlando, FL.
- Mogi, K., (1986). Recent earthquake prediction research in Japan, *Science*, **233**, 324-330.
- Mogi, K., (1995). Earthquake prediction research in Japan, *J. Phys. Earth*, **43**, 533-561.
- Molchan, G.M., (1997). Earthquake prediction as a decision-making problem, *Pure Appl. Geophys.*, **149**, 233-247.
- Molchan, G.M., Dmitrieva, O.E., Rotwain, I.M. & Dewey, J., (1990). Statistical analysis of the results of earthquake prediction, based on bursts of aftershocks, *Phys. Earth planet. Inter.*, **61**, 128-139.
- Molchan, G.M. & Kagan, Y.Y., (1992). Earthquake prediction and its optimization, *J. Geophys. Res.*, **97**, 4823-4838.
- Molchan, G.M. & Rotwain, I.M., (1985). Statistical analysis of long-range precursors of strong earthquakes, in *Computational Seismology*, **15**, 56-70, Keilis-Borok, V.I. & Levshin, A.L., editors, Allerton Press, New York, NY.
- Molnar, P.Y. & Tapponnier, P., (1975). Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision, *Science*, **189**, 419-426.
- Monastersky, R., (1997). The overdue quake, *Science News*, **152**, 8-9.
- Morelli, A. & Dziewonski, A.M., (1987). Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core, *Nature*, **325**, 678-683.
- Mori, J. & Kanamori, H., (1996). Initial rupture of earthquakes in the 1995 Ridgecrest, California, earthquake sequence, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2437-2440.
- Morishita, M., (1959). Measuring of the dispersion of individuals and analysis of the distribution patterns, *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. E.*, **2**, 215-235.
- Morowitz, H.J., (1996). Complexity and epistemology, in *Boundaries and Barriers: on the Limits to Scientific Knowledge*, 188-198 (Editors: Casti, J.L., Karlqvist, A., Addison Wesley, Reading, MA).
- Mulargia, F., (1992). Time association between series of geophysical events, *Phys. Earth planet. Inter.*, **71**, 147-153.
- Mulargia, F., (1997). Retrospective validation of time association of precursors, *Geophys. J. Int.*, **131**, 500-504.
- Mulargia, F. & Gasperini, P., (1992). Evaluating the statistical validity beyond chance of 'VAN' earthquake precursors, *Geophys. J. Int.*, **111**, 32-44.
- Mulargia, F. & Gasperini, P., (1996a). Precursor candidacy and validation: the VAN case so far, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1323-1326.
- Mulargia, F. & Gasperini, P., (1996b). VAN: Candidacy and validation with the latest laws of the game, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1327-1330.
- Mulargia, F., Marzocchi, W. & Gasperini, P., (1996a). Rebuttal to replies I and II by Varotsos *et al.*, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1339-1340.

- Mulgaria, F., Marzocchi, W. & Gasperini, P., (1996b). Re-Reply to the reply of Varotsos *et al.*, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1343-1344.
- Muramatsu, I. & Takeda, A., (1956). Aftershock areas with unfelt shocks into consideration, Read at the meeting of the Seismological Society of Japan on Nov. 13, 1956.
- Murauchi, S., (1949). A study on the variation in seismic activities before and after great earthquakes, *Zisin*, **2**, 47-51 (in Japanese, with English summary).
- Murphy, A.H., (1993). What is a good forecast—an essay on the nature of goodness in weather forecasting, *Weather Forecasting*, **8**, 281-293.
- Murphy, A.H., (1996). General decompositions of MSE-based skill scores—measures of some basic aspects of forecast quality, *Mon. Weather Rev.*, **124**, 2353-2369.
- Murru, M., Alessandrini, B. & Console, R., (1993). Relazioni spaziotemporali della sismicità in Italia, in Ricerche nel campo della Sismologia e Geodinamica (1990-1991), ING internal report, 249-275.
- Myachkin, V.I., Kostrov, B.V., Sobolev, G.A. & Shamina, O.G., (1986). Fundamentals of physics of the earthquake focus forerunners, pp. 1-24, in *Physics of the Earthquake Focus*, edit. Sadovskii, M.A., A.A. Balkema, Rotterdam (Translation of *Fizika Ochaga Zemletryaseniya*, Nauka, Moscow, 1975).
- Nagumo, S., Hasegawa, S., Koresawa, S. & Kobayashi, H., (1970). Ocean-bottom seismographic observation off Sanriku—aftershock activity of the 1968 Tokachi-oki earthquake and its relation to the ocean continent boundary fault, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 793-809.
- Nakamura, S.T., (1923). On the Chijiwa-nada earthquake, *J. Met. Soc. Jap.*, **1**, 1-12 (in Japanese).
- Nakamura, S.T., (1925). Investigation of the great Kwanto earthquake, *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **100 A**, 67-140 (in Japanese).
- Nakanishi, H., (1990). Cellular automation model of earthquakes with deterministic dynamics, *Phys. Rev. A.*, **41**, 7086-7089.
- Nasu, N., (1928). Further note on the stereometrical study of the origins of the great Tango earthquake and its aftershocks, *Proc. Imp. Acad.*, **4**, 378-381.
- Nasu, N., (1929). On the aftershocks of the Tango earthquake, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **6**, 245-331, (in Japanese, with English summary).
- Nasu, N., (1929). Further study of the aftershocks of the Tango earthquake, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **7**, 138-152, (in Japanese, with English summary).
- Nasu, N., (1929). A stereometrical study of the aftershocks of the great Tango earthquake with special reference to mechanism of their occurrence, *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, ii, **3**, 29-129.
- Nasu, N., (1931). General report of the Saitama earthquake, *Zisin*, **3**, 745-754 (in Japanese).
- Nasu, N., (1935). Supplementary study on the stereometrical distribution of the aftershocks of the great Tango earthquake of 1927, *Bull. Earthq. Res. Ins.*, **13**, 335-399.
- Nasu, N. & Hagiwara, T., (1936). The Kawati-Yamato earthquake of February 21, 1936, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **14**, 285-306 (in Japanese with English summary).
- Nersesov, I., (1970). Earthquake prognostication in the Soviet Union, *Bull. New Zealand Soc. Earthq. Eng.*, **3**, 108-119.
- Nersesov, I.L., Skovorodkin, Yu.P. & Guseva, T.V., (1979). Results of complex studies in the Garm geodynamic polygon, *Izv. Phys. Solid Earth*, **15**, 4, 47-55.
- Nikonov, A.A., (1992). Long-term forecast of strong earthquakes on the basis of a migration hypothesis for the Pamirs-Tien Shen junction zone (abstract), *EOS*, **73**, 212.
- Nishenko, S.P., (1989). Earthquake: hazards and predictions, in *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, 260-268, James, D.E. (editors), Van Nostrand Reinhold Co., New York, NY.
- Nishenko, S.P., (1991). Circum-Pacific seismic potential: 1989-1999, *Pure Appl. Geophys.*, **135**, 169-259.
- Nishenko, S.P. & Sykes, L.R., (1993). Comment on "Seismic gap hypothesis: Ten years after", by Y.Y. Kagan & D.D. Jackson, *J. Geophys. Res.*, **98**, 9909-9916.
- Nishi, K., (1968). On the earthquake swarm in the Ata caldera district on August, 1967, and a note on the relation between the linear dimension of the aftershock region and the difference in magnitude between the main shock and the largest aftershock, *Ann. Rep. Disaster Prevention Res. Inst., Kyoto Univ.*, **11A**, 97-109 (in Japanese, with English summary).
- Nishida, N., (1989). Public opinion regarding earthquake prediction, *Seism. Soc. Jpn. Newsletter*, **1** (1), 58-59 (in Japanese).
- Nishimura, E. & Hosoyama, K., (1953). On tilting motion of ground observed before and after the occurrence of an earthquake, *Trans. Am. geophys. Un.*, **34**, 597-599.

- Nomura, S., (1933). Investigation of earthquakes near the coast of Hidaka, Hokkaido, *J. Met. Soc. Jap.*, **11**, 465-467 (in Japanese).
- Norman, C., (1977). Warning in time, *Nature*, **268**, 684.
- Normile, D., (1997). Earthquake prediction: Reports slams Japanese program, *Science*, **275**, 1870.
- NRC (National Research Council) Panel, (1991). *Real-time Earthquake Monitoring: Early Warning and Rapid Response*, National Academy Press, Washington, D.C.
- Nur, A., (1972). Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of t_s/t_p traveltimes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **62**, 1217-1222.
- Nussbaum, J. & Ruina, A., (1987). A two degree of freedom earthquake model with static/dynamic friction, *Pure and Appl. Geophys.*, **124**, 629-656.
- Office of Technology Assessment, (1995). *Reducing Earthquake Losses*, Report OTA-ETI-623, Sept. 1995, Congress of the United States, Washington DC.
- Ogata, Y., (1983). Estimation of the parameters in the modified Omori formula for aftershock frequencies by maximum likelihood procedure, *J. Phys. Earth*, **31**, 115-124.
- Ogata, Y., (1988). Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *J. Am. Stat. Assn.*, **83**, 9-27.
- Ogata, Y., (1993). Fast likelihood computation of epidemic type aftershock-sequenece model, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2143-2146.
- Ogata, Y., (1998). Space-time point-process models for earthquake occurrences, *Ann. Inst. Stat. Math.*, in press. OJO
- Ogata, Y. & Tanemura, M., (1981). Estimation of interaction potentials of spatial point patterns through the maximum likelihood procedure, *Ann. Inst. Stat. Math.*, **33**, 315-338.
- Ogata, Y., Utsu, T. & Katsura, K., (1995). Statistical features of foreshocks in comparison with other earthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, **121**, 233-254.
- Ogata, Y., Utsu, T. & Katsura, K., (1996). Statistical discrimination of foreshocks from other earthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, **127**, 17-30.
- Ohta, H. & Abe, K., (1977). Responses to earthquake prediction in Kawasaki City, Japan, in 1974, *J. Phys. Earth*, **25**, S273-S282.
- Ohtake, M., Chiba, H. & Hagiwara, T., (1967). Ultra microearthquake activity at the southwestern border of the area of Matsushiro earthquakes, part I, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 851-886.
- Ohtake, M., Matsumoto, T. & Latham, G.V., (1977). Seismicity gap near Oaxaca, southern Mexico, as a possible precursor to a large earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, **115**, 375-385.
- Ohtake, M., Matsumoto, T. & Latham, G.V., (1981). Evaluation of the forecast of the 1978 Oaxaca, South Mexico earthquake based on a precursory seismic quiescence, in *Earthquake Prediction, an International Review*, M. Ewing Ser. 4, D.W. Simpson y P.G. Richards (Editors), American Geophysical Union, Washington, D.C., 53-62.
- Okada, Y., (1984). First results from Japanese network for earthquake prediction, *Nature*, **312**, 500-501.
- Okano, K. & Nakamura, M., (1948). Aftershocks of the Fukui earthquake, a summary, *Kenshinjiho*, **14**, Suppl., 11-15 (in Japanese).
- Okano, K. & Nakamura, M., (1967). The small earthquake accompanied by aftershocks, *Zisin*, **20**, 98-105 (in Japanese with English summary).
- Okubo, P.G. & Aki, K., (1985). Fractal geometry of the San Andreas fault system, *J. geophys. Res.*, **92**, 345-355.
- Oliver, J., (1964). Earthquake prediction, *Science*, **144**, 1364-1365.
- Oliver, J., (1966). Earthquake prediction, *Science*, **153**, 1024-1025.
- Olsen, K.B., Archuleta, R.J. & Matarrese, J.R., (1995). 3-Dimensional simulation of a magnitude-7.75 earthquake on the San Andreas fault, *Science*, **270**, 1628-1632.
- Olson, R.S., Podesta, B. & Nigg, J.M., (1989). *The Politics of Earthquake Prediction*, Princeton University Press, Princeton, N.J.
- Omori, F., (1894a) . On the aftershocks of earthquake, *J. College Sci., Imp. Univ. Tokyo*, **7**, 111-200.
- Omori, F., (1984b). Investigation of aftershocks, *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **2**, 103-139 (in Japanese).
- Omori, F., (1900a). Investigation of aftershocks (2nd report), *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **30**, 4-29 (in Japanese).
- Omori, F., (1900b). Note on the aftershocks of the Hokkaido earthquake of March 22nd, 1894, *Pub. Earthq. Inv. Comm.*, **4**, 39-46.
- Omori, F., (1902). Note on the aftershocks of the Mino-Owari earthquake of October 28th, 1891, *Pub. Earthq. Inv. Comm.*, **7**, 27-51.

- Omori, F., (1906). Investigation of the Formosa earthquake of November 11, 1904, *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **54**, 1-223 (in Japanese).
- Omori, F., (1908). The aftershocks of the Zenkoji (1847) and the Tempo (1830) earthquakes, *Bull. Earthq. Inv. Comm.*, **2**, 185-195.
- Omori, F., (1921). Investigation of the Shinano Omachi earthquake of 1918, *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **24**, 16-69 (in Japanese).
- Omote, S., (1944). A preliminary report on the aftershocks of the Tottori earthquake, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **22**, 33-41 (in Japanese with English summary).
- Omote, S., (1946). A preliminary report on the aftershocks of the Mikawa earthquake, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **24**, 77-86 (in Japanese with English summary).
- Omote, S., (1950a). The Fukui earthquake of June 28, 1948, *Aftershocks*, Chapt. III, 37-78, Science Council of Japan.
- Omote, S., (1950b). On the aftershocks of the Fukui earthquake (part II), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **28**, 311-320.
- Omote, S., (1955). Aftershocks that accompanied the Tottori earthquake of September 10, 1942, (the second paper), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 641-662.
- Omote, S., Kasahara, I., Nakajima, N., Saito, S. & Kayano, I., (1961). Aftershocks of the Kita Mino earthquake of August 19, 1961 (Observations at the Kadohara and the Hirugano stations), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **39**, 881-894 (in Japanese with English summary).
- Otsuka, M., (1965). Earthquake magnitude and surface fault formation, *Zisin*, **18**, 1-8 (in Japanese, with English summary).
- Otsuka, M., (1972a). A chain-reaction-type source model as a tool to interpret the magnitude-frequency relation of earthquakes, *J. Phys. Earth*, **20**, 35-45.
- Otsuka, M., (1972b). A simulation of earthquake recurrence, *Phys. Earth planet. Inter.*, **6**, 311-315.
- Ouchi, T. & Yokota, T., (1979). A new scale of magnitude frequency distribution of earthquakes, *Zisin II*, **32**, 425-421 (in Japanese).
- Ouchi, T., Goriki, S. & Ito, K., (1985). On the space-time pattern formation of the earthquake strain field, *Tectonophysics*, **113**, 31-48.
- Ouchi, T. & Uekawa, T., (1986). Statistical analysis of the spatial distribution of earthquake - variation of the spatial distribution of earthquakes before and after large earthquakes, *Phys. Earth Planet. Int.*, **44**, 211-225.
- Page, R., (1968a). Focal depths of aftershocks, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3897-3903.
- Page, R., (1968b). Aftershocks and microaftershocks of the great Alaska earthquake of 1964, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1131-1168.
- Pakiser, L.C., Eaton, J.P., Healy, J.H. & Raleigh, C.B., (1969). Earthquake prediction and control, *Science*, **166**, 1467-1474.
- Papanikolaou, D. *et al.*, (1997). Roundtable discussion on earthquake prediction: conclusions-recommendations, *Geophysical Newsletter*, **18**, Hellenic Geophysical Union, Feb. 1997.
- Papazachos, B., Delibasis, N., Liapis, N., Mousoulidis, G. & Purcaru, G., (1967). Aftershock sequences of some large earthquakes in the region of Greece, *Ann. Geophys.*, **20**, 1-93.
- Papazachos, B.C. *et al.*, (1995). Focal properties of the 13 May 1995 large ($M_s=6.6$) earthquake in the Kozani area (north Greece), *Proc. XV congress Carpatho-Balkan geol. Assoc.*, September 17-20, Athens.
- Park, S.K., (1992). Workshop on low-frequency electrical precursors to earthquakes, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **73**, 491-492.
- Park, S.K., (1996). Precursors to earthquakes: Seismoelectromagnetic signals, *Surv. Geophys.*, **17**, 493-516.
- Park, S.K., Johnston, M.J.S., Madden, T.R., Morgan, F.D. & Morrison, H.F., (1993). Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: a review of observations and mechanism, *Rev. Geophys.*, **31**, 117-132.
- Parrot, M., (1995). Electromagnetic noise due to earthquakes, in *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*, vol. II, pp. 95-116, ed. Volland, H., CRC Press, Boca Raton, FL.
- Parrot, M., Fraser-Smith, A.C., Molchanov, O.A. & Yoshino, T., (1995). Electromagnetic effects associated with earthquakes and volcanic eruptions, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **76**, 223.
- Pavlis, G.L., (1992). Appraising relative earthquake location errors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 836-859.
- Pelton, J. & Fischer, F.G., (1980). An earthquake catalog and velocity model for the USGS Peter the First Range seismic array, Tadjikistan, USSR, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 80-840*, 16 pp.
- Peña, J., Vidal, F., Posadas, A., Morales, J., Alguacil, G., De Miguel, F., Ibáñez, J., Romacho, M., López-Linares, A., (1993). Space clustering properties of the Betic-Alboran earthquakes in the period 1962-1989. *Tectonophysics*, **221**, 125-134.
- Pfeiffer, P. & Obert, M., (1989). Fractals: basic concepts and terminology. In *The fractal approach to heterogeneous chemistry*. D. Avnir ed. John Wiley. Chichester.

- Pham, V.N., Boyer, P., Chouliaras, G. & Bernard, P., (1996). Conductivité électrique et structure de la croûte dans la région du Golfe de Corinthe (Grèce) d'après les résultats de sondage magnétotellurique (SMT), *C. R. Acad. Sci. Paris.*, t. **323**, série **11 a**, 651-656.
- Pinettes, P., Bernard, P., Blum, P.A., Verhille, R., Milas, P. & Veis, G., (1996). On the absence of epicentral strain anomaly at the time of the alleged VAN precursor of the 1995 Aigion earthquake, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, Fall Mtg (abstract).
- Pinettes, P., Bernard, P., Blum, P.A., Verhille, R., Milas, P. & Veis, G., (1997). Strain constraint on the source of the alleged VAN precursor of the 1995 Aigion earthquake, *J. geophys. Res.*, submitted.
- Pitt, A.M. & Ellis, J.O., (1968). Preliminary report on some aftershocks on the December 28, 1966, earthquakes in northern Chile, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 843-850.
- Poley, C.M., Lindh, A.G., Bakun, W.H. & Schulz, S.S., (1987). Temporal changes in microseismicity and creep near Parkfield, California, *Nature*, **327**, 134-137.
- Popandopulo, G.A., (1991). Determination of the hypocentral coordinates of local earthquakes in the Garm geophysical polygon, in *Earthquakes and Processes of their Preparation*, A. Ya. Sidorin (Editor), Nauka, Moscow (in Russian).
- Popper, K.R., (1980). *Logic of Scientific Discovery*, Hutchinson, London.
- Posadas, A.M., Vidal, F., De Miguel, F., Alguacil, G., Peña, J.A., Ibañez, J., Morales, J., (1993a). Spatial-temporal analysis of a seismic series using the Principal Component Method. The Antequera Series (Spain), 1989, *J. geophys. Res.*, **98**, 1923-1932.
- Posadas, A.M., F. Vidal, J. Morales, J.A. Peña, J. Ibañez, F. Luzon, (1993b). Spatial and temporal analysis of a seismic series using a new version of three point method. Application to Antequera (Spain) 1989 earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **80**, 159-168.
- Press, F., (1975a). Earthquake prediction, *Sci. Am.*, **232** (5), 14-23.
- Press, F., (1975b). Earthquake prediction, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **56**, 275 (reprinted from New York Times).
- Press, F., (1975c). Plate tectonics and earthquake prediction: Contrasting approaches in China and the United States, *Bull. Am. Acad. Arts Sci.*, **28**, 14-27.
- Press, F., (1976). Haicheng and Los Angeles: A tale of two cities, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **57**, 435-436.
- Press, F. & Jackson, D., (1965). Alaskan earthquake, 27 March 1964: Vertical extent of faulting and elastic strain release, *Science*, **147**, 867-868.
- Press, F. & Brace, W.F., (1966). Earthquake prediction, *Science*, **152**, 1527-1584.
- Press, F. (chairman) *et al.*, (1965). *Earthquake prediction: A proposal for a ten year program of research*, Ad Hoc Panel on Earthquake Prediction, prepared for Office of Science and Technology, Washington, Sept. 1965.
- Press, F., *et al.*, (1975). Earthquake research in China, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **56**, 838-881.
- Pshemikov, K.V., (1967). On plastic deformation within the earthquake focus, *Tectonophys.*, **4**, 219-223.
- Purcaru, G., (1966). Some problems of the Vrancea earthquakes and their aftershocks, *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Ser. Geofiz.*, **4**, 87-99 (in Rumanian).
- Purcaru, G. & Berckhemer, H., (1982). Quantitative relations of seismic source parameters and clasification of earthquakes, *Tectonophys.*, **84**, 57-128.
- Quan, Y.D., (1988). The Haicheng, Liaoning Province, earthquake of M 7.3 of February 4, 1975, in *Earthquake Cases in China (1966-1975)*, pp. 189-210, ed. Zhang, Z.C., Seismological Press, Beijing (in Chinese).
- Raleigh, B., (1982). A strategy for short-term prediction of an earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**, S337-S342.
- Raleigh, C.B., Healy, J.H. & Bredehoeft, J.D., (1976). An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado, *Science*, **191**, 1230-1237.
- Raleigh, C.B. *et al.*, (1977). Prediction of the Haicheng earthquake, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **58**, 236-272.
- Raleigh, C.B., Sieh, K., Sykes, L.R. & Anderson, D.L., (1982). Forecasting southern California earthquakes, *Science*, **217**, 1097-1104.
- Ramos, E.G., Hamburger, M.W., Lukk, A.A. & Yunga, S.L., (1991). Seismicity and stress patterns within a collisional plate boundary, Soviet Central Asia (Abstract), *EOS*, **72**, 201.
- Ramos, E.G., (1992). Seismic expression of fault within and around the Peter the First Range, Tadjikistan, Master's Thesis, Indiana University, Bloomington, Indiana.
- Rao, B.R., (1985). New trends in earthquake prediction, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **66**, 796-792.

- Rautian, T.G., (1964). About the determination of energy of earthquakes at distances up to 3000 km, *Trudy. Inst. Earth Phys.*, **199**, 88-93.
- Reasenber, P., (1978). Unusual animal behaviour before earthquakes, *Earthq. Info. Bull.*, **10**, 42-50.
- Reasenber, P., (1996). Tests of SEISMOLAP-based methods for earthquake prediction in California, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **77**, (Fall Meeting suppl.), F458 (abstract).
- Reasenber, P.A. & Jones, L.M., (1989). Earthquake Hazard after a Mainshock in California, *Science*, **243**, 1173-1176.
- Reasenber, P.A. & Matthews, M.V., (1988). Precursory seismic quiescence: A Preliminary Assessment of the Hypothesis, *Pageoph.*, **126**, 373-406.
- Reid, H.F., (1910). Elastic rebound theory, *Univ. Calif. Bull. Dept. Geol. Sci.*, **6**, 92-120.
- Reid, H.F., (1910). *The California Earthquake of April 19, 1906, Vol. II: The Mechanics of the Earthquake*, Carnegie Institution of Washington, Washington D.C.
- Reid, H.F., (1920). The problems of seismology, *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.*, **6**, 555-561 (reprinted in *Trans. Am. Geophys. Un.*, **1**, reprint and circular series N° 11).
- Reilinger, R., (1980). Elevation changes near the San Gabriel fault, southern California, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 1017-1019.
- Reilinger, R. & Brown, L., (1981). Neotectonic deformation, near-surface movements and systematic errors in U.S. leveling measurements: implications for earthquake prediction, in *Earthquake Prediction: An International Review*, eds. Simpson, D.W. & Richards, P.G., *Ewing Monograph Series*, **4**, pp. 422-440, Am. Geophys. Un., Washington DC.
- Rhoades, D.A., (1989). Independence, precursors and earthquake hazard, in *Earthquake Hazard and Prediction Time-Variable Earthquake Hazard*, F. Evison (editor), *Tectonophysics*, **169**, 199-206.
- Rhoades, D.A. & Evison, F.F., (1979). Long-range earthquake forecasting based on a single predictor, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **59**, 43-56.
- Rhoades, D.A. & Evison, F.F., (1989a). On the reliability of precursors, *Phys. Earth planet. Inter.*, **58**, 137-140.
- Rhoades, D.A. & Evison, F.F., (1989b). Time-variable factors in earthquake hazard, *Tectonophysics*, **167**, 201-210.
- Rhoades, D.A. & Evison, F.F., (1993). Long-range earthquake forecasting based on a single predictor with clustering, *Geophys. J. Int.*, **113**, 371-381.
- Rhoades, D.A. & Evison, F.F., (1996). The VAN earthquake predictions, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1371-1374.
- Richman, B.T., (1981a). Prediction of Perú quakes rejected, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **62**, 129.
- Richman, B.T., (1981b). Perú earthquake prediction update, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **62**, 618.
- Richter, C.F., (1955). Foreshocks and aftershocks. In "Earthquakes in Kern County, California, during 1952", *Cal. Div. Mines Bull.*, **171**, 177-197.
- Richter, C.F., (1958). *Elementary Seismology*, W.H. Freeman, San Francisco, CA.
- Richter, C.F., (1960). Earthquakes in Owens Valley, California, January-February, 1959, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **50**, 187-196.
- Richter, C.F., (1964). Discussion of paper by V.I. Keilis-Borok and L.N. Malinovskaya, *J. geophys. Res.*, **69**, 3025.
- Richter, C.F., Allen, C.R. & Nordquist, J.M., (1958). The Desert Hot Springs earthquakes and their tectonic environment, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **48**, 315-337.
- Riedel, K.S., (1996). Statistical tests for evaluating earthquake prediction methods, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1407-1409.
- Rikitake, T., (1958). Oscillations of a system of disc dynamos, *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, **54**, 89-105.
- Rikitake, T., (1966). A five-year plan for earthquake prediction research in Japan, *Tectonophysics*, **3**, 1-15.
- Rikitake, T., (edit., 1968). Special issue: Earthquake prediction, *Tectonophysics*, **6**, 7-87.
- Rikitake, T., (edit., 1970). Special issue: Earthquake mechanics, *Tectonophysics*, **9**, 97-300.
- Rikitake, T., (1972). Problems of predicting earthquakes, *Nature*, **240**, 202-204.
- Rikitake, T., (edit., 1974a). Special issue: Focal processes and the prediction of earthquakes, *Tectonophysics*, **23**, 219-318.
- Rikitake, T., (1974b). Japanese national program on earthquake prediction, *Tectonophysics*, **23**, 225-236.
- Rikitake, T., (1975). Earthquake precursors, *Bull. seism. Soc. Am.*, **65**, 1133-1162.
- Rikitake, T., (1976). *Earthquake Prediction*, Elsevier, Amsterdam.

- Rikitake, T., (1979). The large-scale earthquake countermeasures act and the earthquake prediction council in Japan, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **60**, 553-555.
- Rikitake, T., (edit., 1981a). *Current Research in Earthquake Prediction I*, D. Reidel, Dordrecht / CAPJ, Tokyo.
- Rikitake, T., (1981b). Practical approach to earthquake prediction and warning, in *Current Research in Earthquake Prediction I*, ed. Rikitake, T., pp. 1-80, d. Reidel, Dordrecht / CAPJ, Tokyo.
- Rikitake, T., (1982). *Earthquake Forecasting and Warning*, Reidel Publishing Co., Dordrecht, 402 pp.
- Rikitake, T., (edit., 1984). *Earthquake Prediction: Proceedings of the International Symposium on Earthquake Prediction*, Terrapub, Tokyo, Unesco, Paris.
- Rikitake, T., (1986). Earthquake prediction in the heart of Japan, *Earthq. Pred. Res.*, **4**, 213-486.
- Rikitake, T., (1987). Earthquake precursors in Japan: Precursors time and detectability, *Tectonophysics*, **136**, 265-282.
- Rikitake, T., (1988). Earthquake prediction: An empirical approach, *Tectonophysics*, **148**, 195-210.
- Rikitake, T., (1991). Book review of *Earthquake Prediction-Present Status*, Guha, S.K. & Patwardhan, A.M. (eds.), *Tectonophysics*, **200**, 333-334.
- Riznichenko, Yu.V., (1960). Methods of detailed study of seismicity, *Trans. Inst. Phys. Earth, Acad Sci. USSR*, **9**.
- Robinson, R., Wesson, R.L. & Ellsworth, W.L., (1974). Variations of P-wave velocity before the Bear Valley, California, earthquake of 24 February 1972, *Science*, **184**, 1281-1283.
- Roeloffs, E. & Langbein, J., (1994). The earthquake prediction experiment at Parkfield, California, *Rev. Geophys.*, **32**, 315-336.
- Roeloffs, E. & Quilty, E., (1997). Case 21: Water level and strain changes preceding and following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California, earthquake, *Pure appl. Geophys.*, **149**, 21-60.
- Roeloffs, E.A., Burford, S.S., Riley, F.S. & Records, A.W., (1989). Hydrologic effects on water level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, *J. geophys. Res.*, **94**, 12387-12402.
- Rossler, O.E., (1976). " ", *Phys. Lett.*, **57A**, 397.
- Ruelle, D., (1991). *Chance and Chaos*, Princeton University Press, Princeton, N.J.
- Rundle, J.B. & Jackson, D.D., (1977). Numerical simulation of earthquake sequences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 1363-1377.
- Rundle, J.B. & McNutt, M., (1981). Southern California uplift-Is it or isn't it?, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **62**, 97.
- Russ, D.P. & Johnson, L.E., (1985). Cooperative earthquake research between the United States and the People's Republic of China, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **66**, 763-765.
- Ryal, A., Van Wormer, J.D. & Jones, A.E., (1968). Triggering of microearthquakes by earth tides, and other features of the Truckee, California, earthquake sequence of September, 1966, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 215-248.
- Sadovsky, M.A. & Nersesov, I.L., (1974). Forecasts of earthquakes on the basis of complex geophysical features, *Tectonophysics*, **23**, 247-255.
- Sadovsky, M.A., Golubeva, T.V., Pisarenko, V.F. & Shnirman, M.G., (1984). Characteristic dimensions of rock and hierarchical properties of seismicity, *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, **20**, 87-96.
- Sadovsky, M.A., Nersesov, I.L., Nigmatullaev, L.A., Latynina, L.A., Lukk, A.A., Semenov, A.N., Simbireva, I.G. & Ulomov, V.I., (1972). The processes preceding strong earthquakes in some regions of middle Asia, *Tectonophysics*, **14**, 295-307.
- Sakuma, S., (1954). Remarks on the magnitude-frequency distribution of aftershocks. Read at the meeting of the Seismological Society of Japan on Nov. 3.
- Sagisaka, K., (1927). Investigation of the aftershocks of the Kita-Tango earthquake, *Kenshinjiho (Quart. J. Seism.)*, **3**, 107-124 (in Japanese).
- Sagisaka, K. & Takehana, M., (1934). On the mechanisms of the strong earthquake of Sanriku on March 3, 1933, and its aftershocks, *Kenshinjiho*, **8**, 32-46 (in Japanese).
- Santo, T., (1964). Shock sequences of the southern Kuril Islands from October 09 to December 31, 1963, *Bull. Int. Inst. Earthq. Engin.*, **1**, 33-54.
- Sasaki, Y. & Motoya, Y., (1964). Rausu swarm earthquakes in January, 1964, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **12**, 69-80 (in Japanese, with English summary).
- Sassa, K. & Nishimura, E., (1951). On precursory phenomena forerunning earthquakes, *Trans. Am. Geophys. Un.*, **32**, 1-6.

- Savage, J.C., (1991). Criticism of some forecasts of the National Earthquake Prediction Evaluation Council, *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**, 862-881.
- Savage, J.C., (1992). The uncertainty in earthquake conditional probabilities, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 709-712.
- Savage, J.C., (1993). The Parkfield prediction fallacy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1-6.
- Savage, J.C., (1996). No: The L.A. array is not ready for prime time, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **77**, 419-427.
- Savage, J.C. & Prescott, W.H., (1979). Geodimeter measurements of strain during the southern California uplift, *J. geophys. Res.*, **84**, 171-177.
- Savage, J.C., Prescott, W.H., Lisowski, M. & King, N.E., (1981a). Strain on the San Andreas Fault near the Palmdale, California: Rapid, aseismic change, *Science*, **211**, 56-58.
- Savage, J.C., Prescott, W.H., Lisowski, M. & King, N.E., (1981b). Strain accumulation in southern California, 1973-1980, *J. geophys. Res.*, **86**, 6991-7001.
- Savarenskij, E.F. & Nersesov, I.L., (1978). Earthquake prediction, in *The Assessment and Mitigation of Earthquake Risk*, pp. 66-90, UNESCO, Paris.
- Savarensky, E.F., (1968). On the prediction of earthquakes, *Tectonophysics*, **6**, 17-27.
- Savarensky, E.F., (editor, 1972). Special section: Forerunners of strong earthquakes, *Tectonophysics*, **14**, 177-338.
- Schaefer, E. & Swinbanks, D., (1990). Betting on an inexact science, *Nature*, **348**, 273.
- Scholz, C., (1991). Earthquakes and faulting: self-organized critical phenomena with characteristic dimension. In *Spontaneous Formation of Space-Time Structures and Criticality*. Riste, T. And Sherrington, D. Eds. Kluwer Academic Publishers. The Netherlands.
- Scholz, C., (1997). Whatever happened to earthquake prediction?, *Geotimes*, **42**, 16-19.
- Scholz, C.H., (1977). A physical interpretation of the Haicheng earthquake prediction, *Nature*, **267**, 121-124.
- Scholz, C.H., (1982). Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1-14.
- Scholz, C.H., (1985). The Black Mountain asperity: Seismic hazard of the southern San Francisco peninsula, California, *Geophys. Res. Lett.*, **12**, 717-719.
- Scholz, C.H., (1990). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 434 pp.
- Scholz, C.H., (1991). Earthquakes and faulting: self-organized critical phenomena with a characteristic dimension, in *Spontaneous Formation of Space-time Structures and Criticality*, pp. 41-56, editors: Riste, T. & Sherrington, D., Kluwer Academic, Dordrecht.
- Scholz, C.H., (1997). Whatever happened to earthquake prediction, *Geotimes*, **42** (3), 16-19.
- Scholz, C.H. & Aviles, C.A., (1986). The fractal geometry of faults and faulting, S. Das, J. Boatwright & C.H. Scholz Editors, Maurice Ewing 6, *Am. Geophys. Union Mon.*, **37**, 147-155.
- Scholz, C.H., Sykes, L.R. & Aggarwal, Y.P., (1973). Earthquake prediction: a physical basis, *Science*, **181**, 803-810.
- Scrivner, C.W. & Helmberger, D.V., (1995). Preliminary work on an early warning and rapid response program for moderate earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1257-1265.
- Segall, P., (1996). Earthquakes: slow down for safety, *Nature*, **383**, 21-22.
- Segall, P. & Du, Y., (1993). How similar were the 1934 and 1996 Parkfield earthquakes?, *J. geophys. Res.*, **98**, 4527-4538.
- Segall, P. & Harris, R., (1986). Slip deficit on the San Andreas fault at Parkfield, California, as revealed by inversion of geodetic data, *Science*, **233**, 1409-1413.
- Segall, P. & Harris, R., (1987). Earthquake deformation cycle on the San Andreas fault near Parkfield, California, *J. geophys. Res.*, **92**, 10511-10525.
- Segall, P. & Harris, R., (1989). Comment on: Geodetic evidence for seismic potential at Parkfield, California, by L.Y. Sung & D.D. Jackson, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 101-104.
- Segall, P. & Lisowski, M., (1990). Surface displacement in the 1906 San Francisco and 1989 Loma Prieta earthquakes, *Science*, **250**, 1241-1244.
- Segall, P. & Pollard, D.D., (1980). Mechanics of discontinuous faults, *J. geophys. Res.*, **85**, 4337-4350.

- Seki, A. & Homma, S., (1949). A relation between the area of aftershock region and the radius of the sensibility circle (part II), *Zisin*, **2**, 37-40 (in Japanese, with English summary).
- Sekiya, H. & Kamimiya, H., (1969). Aftershocks and seismic activities accompanying large-magnitude earthquakes, Read at the meeting of the Seismological Society of Japan on June 6, 1969.
- Semenov, A.M., (1969). Variations in the travel-time of transverse and longitudinal waves before violent earthquakes, *Izvestia. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth* (Engl. Transl.), **4**, 245-248.
- Shannon, C.E., (1948). The mathematical theory of communication, *The Bell System Technical Journal*.
- Shannon, C.E. & Weaver, W., (1949). The mathematical theory of communication, The Board of Trustees of the University of Illinois.
- Shapiro, R. & Ward, F., (1960). The time-space spectrum of the geostrophic meridional kinetic energy, *J. Meteorol.*, **17**, 621-626.
- Shapley, D., (1976a). Earthquakes: Los Angeles prediction suggest faults in federal policy, *Science*, **192**, 535-537.
- Shapley, D., (1976b). Chinese earthquakes: The Maoist approach to seismology, *Science*, **193**, 656-657.
- Sharp, A.D.L., Lombardo, G. & Davis, P.M., (1981). Correlation between eruption of Mount Etna, Sicily, and regional earthquakes as seen in historical records from 1582 A.D., *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **65**, 507-523.
- Shaw, R., (1984). The dripping faucet as a model chaotic system, *The Science Frontier Express Series*.
- Shearer, C.F., (1985a). Minutes of the National Earthquake Prediction Evaluation Council, November 16-17 1984, *USGS Open-File Report*, **85-201**.
- Shearer, C.F., (1985b). Minutes of the National Earthquake Prediction Evaluation Council, March 29-30 1985, *USGS Open-File Report*, **85-507**.
- Shearer, C.F., (1986). National Earthquake Prediction Evaluation Council Special Report I: Workshop on special study areas in southern California, San Diego, Feb. 28-March 2 1985, *USGS Open-File Report*, **86-580**.
- Shimazaki, K., (1985). Small and large earthquakes: the effects of the thickness of seismogenic layer and the free surface, (Preprint), 5 Maurice Ewing Symposium on Earthquake Source Mechanics, 19-23 May 1985, Arden House, Harriman, New York.
- Shimazaki, K. & Nakata, T., (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279-282.
- Shimazaki, K. & Stuart, W., (editors, 1984/1985). Special issue of papers presented at the earthquake prediction session of the 22nd general assembly of the Intl. Union of Geodesy and Geophysics, Hamburgo, Germany, August 1983, *Pure appl. Geophys.*, **122**, 763-997.
- Shimazaki, K. & Wakita, H., (editors, 1986). Proceedings of the Japan-China symposium on earthquake prediction, *J. Phys. Earth*, **34**, S1-S291.
- Shiratori, K., (1925). Note on the destructive earthquake in Sagami Bay on the first of September, *Jap. J. Astro. Geophys.*, **2**, 173-192.
- Shirokova, Ye. I., (1968). Focal mechanism of the earthquake of July 26, 1963, at Skopje, *Bull. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth Ser.*, 110-114 (English translation).
- Silver, P. & Wakita, H., (1996). A search for earthquake precursors, *Science*, **273**, 77-78.
- Silver, P.G. & Valette-Silver, N.J., (1992). Detection of hydrothermal precursors to large northern California earthquakes, *Science*, **257**, 1363-1368.
- Silver, P.G., Valette-Silver, N.J. & Kolbek, O., (1993). Detection of hydrothermal precursors to large northern California earthquakes, in *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17 1989-Preseismic Observations*, ed. Johnston, M.J.S., U.S. Geological Survey Professional Paper, **1550-C**, pp. C73-C80, Washington DC.
- Simpson, D.W., (1979). Soviet prediction of a major earthquake, *Earthq. Info. Bull.*, **11**, 234-235.
- Simpson, D.W., (1980). Earthquake prediction, *Nature*, **286**, 445-446.
- Simpson, D.W. & Richards, P.G., (editors, 1981). *Earthquake Prediction: An International Review Ewing Monograph Series 4*, Am. Geophys. Un., Washington DC.
- Simpson, E.H., (1949). Measurement of diversity, *Nature*, **163**, 688-.
- Smalley, R., D. Turcotte, D. & D. and S. Solla, (1985). A renormalization group approach to the stick-slip behavior of faults, *J. geophys. Res.*, **90**, 1894-1900.
- Smalley, R., Chatelain, J.L., Turcotte, D.L. & Prevot, R., (1987). A fractal approach to the clustering of earthquakes: applications to the seismicity of New Hebrides, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1368-1381.
- Smith, P.J., (1974a). Earthquakes predicted, *Nature*, **252**, 9-11.

- Smith, P.J., (1974b). Dilatancy, without fluid flow?, *Nature*, **252**, 444.
- Smith, P.J., (1975a). Getting closer to prediction, *Nature*, **253**, 593.
- Smith, P.J., (1975b). Crack theory developed, *Nature*, **253**, 593-594.
- Smith, P.J., (1975c). Successful quake prediction made, *Nature*, **255**, 282.
- Smith, P.J., (1976). Radon to predict earthquakes, *Nature*, **261**, 97.
- Smith, W.E.T., Whithan, K. & Piche, W.T., (1968). A microearthquake swarm in 1965 near Mould Bay, N.W.T., Canada, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1991-2011.
- Soloev, S.L., (1965). The Urup earthquake and associated tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 103-109.
- Soloev, S.L. & Soloeva, O.N., (1962). Exponential distribution of the total number of an earthquake's aftershocks and the decrease of their mean value with increasing depth, *Bull. Acad. Sci. USSR, Ser. Geophys.*, 1053-1060 (English translation).
- Sornette, D., (1991). Self-Organized Criticality in Plate Tectonics. In Spontaneous formation of space-time structures and criticality. Riste, T; Sherrington, D. Eds. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Sornette, D. & Knopoff, L., (1997). The paradox of the expected time until the next earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, **87**, 789-798.
- Sornette, D. & Sammis, C.G., (1995). Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: implications for earthquake predictions, *J. Phys. I. France*, **5**, 607-619.
- Sornette, A. & Sornette, S., (1989). Self-organized criticality and earthquakes. *Europhys. Lett.*, **9**, 197-202.
- Sornette, D., Knopoff, L., Kagan, Y.Y. & Vanneste, C., (1996). Rank-ordering statistics of extreme events: Applications to the distribution of large earthquakes, *J. geophys. Res.*, **101**, 13883-13893.
- Sotolongo, O., Antoranz, C., Posadas, A., Vidal, F. & Vázquez, A., (2000). Lévy flights and earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 13.
- Spall, H., (1979). Earthquake research in the Soviet Union, *Earthq. Info. Bull.*, **11**, 22-25.
- Spall, H., (1980). Earthquake in the Soviet Union-An interview with I.L. Nersesov, *Earthq. Info. Bull.*, **12**, 60-63.
- Spence, W. & Pakiser, L.C., (1978). Conference report: Toward earthquake prediction on the global scale, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **59**, 36-42.
- Spence, W., Hermann, R.B., Johnston, A.C. & Reagor, G., (1993). Responses to Iben Browning's Prediction for a 1990 New Madrid, Missouri, Earthquake, *United States Geological Survey Circular 1083*, US Government Printing Office, Washington DC.
- Spicak, A., (1988). Laboratory investigation into off-fault seismic activity, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**, 1232-1242.
- Spicak, A. & Locajicek, T., (1986). Fault interaction and seismicity: laboratory investigation and its seismotectonics interpretation, *Pure appl. Geophys.*, **124**, 857-874.
- Spicak, A., Locajicek, T. & Waniek, L., (1986). Seismic regime of a single fault model, *Pure appl. Geophys.*, **124**, 793-810.
- Spudich, P., (1996). Synopsis, in *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17 1989—Main-shock Characteristics*, United States Geological Survey Professional Paper **1550-A**, pp. A1-A7.
- Stacey, F.D., (1963). Seismo-magnetic effect and the possibility of forecasting earthquakes, *Nature*, **200**, 1083-1085.
- Stark, P.B., (1995). Reply to comment by Morelli and Dziewonski, *J. geophys. Res.*, **100**, 15399-15402.
- Stark, P.B., (1996). A few statistical considerations for ascribing statistical significance to earthquake predictions, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1399-1402.
- Stark, P.B., (1997). Earthquake prediction: the null hypothesis, *Geophys. J. Int.*, **131**, 495-499.
- Stavrakakis, G.N., Drakopoulos, J. & Latoussakis, J., (1990). *Evaluation of the correlation of SES with earthquakes in Greece-time period: 1987-1989*, Publ. **1**, Natl. Observ. Athens.
- Stein, R.S., (1981). Discrimination of tectonic displacement from slope-dependent errors in geodetic leveling from southern California, 1953-1979, in *Earthquake Prediction: An International Review*, editors Simpson, D.W. & Richards, P.G., *Ewing Monograph Series 4*, pp. 441-456, Am. Geophys. Un., Washington DC.
- Stein, R.S., (1987). Contemporary plate motions and crustal deformation, *Rev. Geophys.*, **25**, 855-863.
- Stein, R.S., (1995). Characteristic or haphazard?, *Nature*, **378**, 443-444.

- Stein, R.S., Whalen, C.T., Holdahl, S.R., Strange, W.E. & Thatcher, W., (1986). Saugus-Palmdale, California, field test for refraction errors in historical leveling surveys, *J. geophys. Res.*, **91**, 9031-9044.
- Stein, R.S., Whalen, C.T., Holdahl, S.R., Strange, W.E. & Thatcher, W., (1989). Reply to Comment on "Saugus-Palmdale, California, field test for refraction errors in historical leveling surveys" by Michael R., Craymer and P. Vanicek, and Comment on "Further analysis of the 1981 southern California field test for leveling refraction" by M.R. Craymer and P. Vanicek, *J. geophys. Res.*, **94**, 7667-7672.
- Stewart, D.M., (1975). Is a major earthquake imminent in North California centred near Southport?, Geol. Soc. Am. Southeastern Sect. Mtg., April 9-12, 1975, Memphis, TN, *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, **7** (4), 540 (abstract).
- Stiros, S.C., (1995). Unexpected shock rocks and "aseismic" area, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **76**, 513-519.
- Stiros, S.C., (1997). Cost and benefits of earthquake prediction studies in Greece, *Geophys. J. Int.*, **131**, 478-484.
- Stuart, W.D., (1974). Diffusionless dilatancy model for earthquake prediction, *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 261-264.
- Stuart, W.D., (1979). Strain softening prior to two-dimensional strike slip earthquakes, *J. geophys. Res.*, **84**, 1063-1070.
- Stuart, W.D., (1987). Studies of San Andreas fault, *Nature*, **327**, 99-100.
- Stuart, W.D., (1991). Seismic quiescence at Parkfield due to detachment faulting, *Nature*, **349**, 58-61.
- Stuart, W.D. & Aki, K., (editors, 1988). Special issue of papers presented at the international conference, on Physical and observational basis of intermediate-term earthquake prediction, *Pure appl. Geophys.*, **126**, 175-718.
- Stuart, W.D. & Tullis, T.E., (1995). Fault model for preseismic deformation at Parkfield, California, *J. geophys. Res.*, **100**, 24079-24099.
- Stuart, W.D., Archuleta, R.J. & Lindh, A.G., (1985). Forecast model for moderate earthquakes near Parkfield, California, *J. geophys. Res.*, **90**, 592-604.
- Suda, K., (1924). On the great Japanese earthquake of September, 1913, *Mem. Imp. Mar. Obs. Kobe*, **1**, 289-.
- Sung, L.Y. & Jackson, D.D., (1988). Geodetic evidence of the seismic potential at Parkfield, California, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 820-823.
- Suyehiro, S., (1966). Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 185-200.
- Suyehiro, S., Asada, T. & Ohtake, M., (1964). Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in central Japan, *Paper Met. Geophys.*, **15**, 71-88.
- Suzuki, Z., (1955). A statistical study on the occurrence of small earthquakes, II, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 5, **6**, 105-118; III *ibid.* **10** (1958), 15-27; IV *ibid.* **11** (1959), 10-54.
- Suzuki, Z., (1982). Earthquake prediction, *Ann. Rev. Earth planet Sci.*, **10**, 235-256.
- Suzuki, Z., (1985). The fifth 5-year program for earthquake prediction in Japan, *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 207-218.
- Suzuki, Z. & Ito, A., (1980). Temporal variation in aftershock sequence from de view point of spatial and magnitude distributions – an example of usage earthquake catalogues, *Symposium of the analysis of materials of natural disasters*, **7**, 41-46 (in Japanese).
- Suzuki, Z. & Kisslinger, C., (editors, 1977a). U.S.-Japan seminar on earthquake precursors, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **58**, 600-603.
- Suzuki, Z. & Kisslinger, C., (editors, 1977b). Proceedings of the U.S.-Japan Seminar on Theoretical and Experimental Investigations of Earthquake Precursors, *J. Phys. Earth*, **25**, S1-S296.
- Suzuki, Z. & Suzuki, K., (1965). On space distribution function of earthquakes, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, **5**, **17**, 9-23.
- Svozil, K., (1995). Set theory and physics, *Foundations Phys.*, **25**, 1514-1560.
- Swinbanks, D., (1992a). Trying to shake Japan's faith in forecasts, *Nature*, **356**, 464-465.
- Swinbanks, D., (1992b). Without a way to measure their success. Japanese projects are very hard to stop, *Nature*, **357**, 619.
- Swinbanks, D., (1992c). Japanese report shows cracks in predicting earthquakes, *Nature*, **358**, 361.
- Swinbanks, D., (1993a). Earthquake exposes gaps in seismic network, *Nature*, **364**, 271.
- Swinbanks, D., (1993b). Japanese go it alone with earthquake prediction, *Nature*, **364**, 370.
- Swinbanks, D., (1993c). Japan disappoints seekers of foresight, *Nature*, **366**, 4.
- Swinbanks, D., (1994a). Is Japan throwing good money after bad science?, *Nature*, **367**, 670.
- Swinbanks, D., (1994b). Earthquake "forecasters" face their critics in Japan, *Nature*, **370**, 9.

- Swinbanks, D., (1995a). Kobe disaster divides earthquake researchers, *Nature*, **373**, 373.
- Swinbanks, D., (1995b). Earthquake prediction "likely to grow" after new review, *Nature*, **374**, 205.
- Swinbanks, D., (1995c). Critics attack hasty review of quake prediction efforts, *Nature*, **374**, 754.
- Swinbanks, D., (1997). Quake panel admits prediction is "difficult", *Nature*, **388**, 4.
- Sykes, L.R., (1971). Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps, earthquake prediction for Alaska and the Aleutians, *J. Geophys. Res.*, **76**, 8021-8041.
- Sykes, L.R. & Nishenko, S.P., (1984). Probabilities of occurrence of large plate rupturing earthquakes for the San Andreas, San Jacinto and Imperial Faults, California, 1983-2003, *J. geophys. Res.*, **89**, 5905-5927.
- Sykes, L.R., Simpson, D.W. & Richards, P.G., (1981). Preface to *Earthquake Prediction: An International Review*, editors Simpson, D.W. & Richards, P.G., *Ewing Monograph Series 4*, pp. Vi-vii, Am. Geophys. Un., Washington D.C.
- Takagi, A., (1980). Closing remarks and precursory seismic activity of the 1978 Miyagi-oki earthquake, Proc. Symp. on Earthquake Prediction Research (1980), *Seismol. Soc. Jpn.*, pp. 231-241.
- Takayasu, H. & Matsuzaki, M., (1988). Dynamical phase transition in threshold elements, *Phys. Lett. A*, **131**, 244-247.
- Tamaki, I., (1961). Seismicity in relation to the crust structure, with special reference to Japanese area, *Mem. Osaka Inst. Techn.*, **A,7**, 1-92.
- Tanaka, Y., (1964). The eruption of Miyakejima in 1962 (II), *Kenshinjiho (Quart. J. Seism.)*, **28**, (Suppl.), 23-28 (in Japanese with English summary).
- Tang, X., (1988). *A General History of Earthquake Studies in China*, Science Press, Beijing.
- Tazieff, H., (1992). *Earthquake Prediction*, McGraw Hill, New York, N.Y.
- Terada, T., (1931). On luminous phenomena accompanying earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Imp. Univ.*, **9**, 225-255.
- Thatcher, W., (1976). Episodic strain accumulation in southern California, *Science*, **194**, 691-695.
- Thatcher, W., (1979). Horizontal crustal deformation from historic geodetic measurements in southern California, *J. geophys. Res.*, **84**, 2351-2370.
- Thatcher, W., (1981). Crustal deformation studies and earthquake prediction research, in *Earthquake Prediction: An International Review*, editors Simpson, D.W. & Richards, P.G., *Ewing Monograph Series 4*, 394-410, Am. Geophys. Un., Washington D.C.
- Thatcher, W., Marshall, G. & Lisowski, M., (1997). Resolution of fault slip along the 470 km-long rupture of the great 1906 San Francisco earthquake and its implications, *J. geophys. Res.*, **102**, 5353-5367.
- Thurber, C.H., (1996). Creep events preceding small to moderate earthquakes on the San Andreas fault, *Nature*, **380**, 425-428.
- Tocher, D., (1958). Earthquake energy and ground breakage, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **48**, 147-153.
- Tocher, D., (1961). Seismographic results from the San Francisco earthquakes of 1957. In "San Francisco earthquakes of March 1957", *Cal. Div. Mines Spec. Rep.*, **57**, 59-71.
- Tomoda, Y., (1952). On the space distribution law of earthquake epicenter, *Zisin II*, **5**, 1-6 (in Japanese).
- Tomoda, Y., (1954). Statistical description of the time interval distribution of earthquakes and on its relation to the distribution of maximum amplitude, *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)* ii, **7**, 155-169 (in Japanese with English summary).
- Topozada, T. R., (1985). Questioning the regular recurrence of characteristic Parkfield events, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **66**, 982 (abstract).
- Topozada, T.R., (1992). Parkfield earthquake history (abstract), *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **73**, 406.
- Tributsch, H., (1978). Do aerosol anomalies precede earthquakes?, *Nature*, **276**, 606-608.
- Tributsch, H., (1982). *When the Snakes Awake*, MIT Press, Cambridge, MA.
- Tsuboi, C., (1956). Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area, and strength of the earth's crust, *J. Phys. Earth*, **4**, 63-66.
- Tsuboi, C., Wadati, K. & Hagiwara, T., (1962). *Prediction of earthquakes: Progress to date and plans for further development*, Earthquake Prediction Research Group, Tokyo University, (English translation).
- Tsumura, K., (1968). Development of aftershock areas of small earthquakes (Estimation by differences in time of P). Read at the meeting of the Seismological Society of Japan on Nov., **15**.

- Tsumura, K. & Yamada, M., (1967). Aftershocks accompanying the Shizuoka earthquake of April 20, 1965, detected by the micro-earthquake observation, *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, ii, **20**, 57-60 (in Japanese).
- Tsunogai, U. & Wakita, H., (1995). Precursory chemical changes in ground water: Kobe earthquake, Japan, *Science*, **269**, 61-63.
- Tsunogai, U. & Wakita, H., (1996). Anomalous changes in groundwater chemistry—Possible presursors of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan, *J. Phys. Earth*, **44**, 381-390.
- Tsuruoka, H., Ohtake, M. & Sato, H., (1995). Statistical test of the tidal triggering of earthquakes: contribution of the ocean tide effect, *Geophys. J. Int.*, **122**, 183-194.
- Tullis, T.E., (1994). Predicting earthquakes and the mechanics of fault slip, *Geotimes*, **39** (7), 12-21.
- Turcotte, D.L., (1986a). Fractals and fragmentation, *J. geophys. Res.*, **91**, 1921-1926.
- Turcotte, D.L., (1986b). A fractal model for crustal deformation, *Tectonophysics*, **132**, 261-269.
- Turcotte, D.L., (1989). Fractals in Geology and Geophysics, *Pure and Appl. Geophys.*, **131**, 171-196.
- Turcotte, D.L., (1991). Earthquake prediction, *Ann. Rev. Earth planet Sci.*, **19**, 263-281.
- Turcotte, D.L., (1992). Fractals and chaos in Geology and Geophysics, *Cambridge University Press.*, Cambridge. 216 pp.
- Turner, R.H., (1982). Media in crisis: blowing hot and cold, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**, S19-S28.
- Turner, R.H., Nigg, J.M. & Paz, D.H., (1986). *Waiting for Disaster*, University of California Press, Berkeley, CA.
- Twyman, F., (1935). Prediction of earthquakes, *Nature*, **135**, 1078.
- Udías, A., (1965). A study of the aftershocks and focal mechanism of the Salinas-Watsonville earthquakes of August 31 and September 14, 1963, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **55**, 85-106.
- Udías, A. & Rice, J.R., (1975). Statistical analysis of microearthquake activity near San Andreas Geophysical Observatory, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 809-828.
- Udías, A. & Suriñach, E., (1980). Estructura y dinámica de la zona del estrecho de Gibraltar. Coloquio Int. Sobre factibilidad de una comunicación fija a través del estrecho de Gibraltar, 1-16.
- Uekawa, T., (1984). Statistical features of the spatial distribution of earthquakes before and after large earthquakes, Master Thesis, Kobe University (in Japanese).
- UNDRO, (1983). *Proc. Seminar on Earthquake Prediction Case Histories* (Geneva, 12-15 October 1982), convened by Office of U.N. Disaster Relief Co-ordinator and UNESCO, UNDRO/83/33, GE.83-03321.
- UNESCO, (1979). *Report of panel of experts on the scientific, social and economic aspects of earthquake prediction*, Paris, 9-12 April 1979, Sc-79/COMF.801/2, report issued 11 June 1979.
- US Geological Survey, (1976). *Earthquake Prediction—Opportunity to Avert Disaster*, US Geological Survey Circular 729.
- US Geological Survey Staff, (1990). The Loma Prieta, California, earthquake: an anticipated event, *Science*, **247**, 286-293.
- US Geological Survey, (1996). *Preliminary Determination of Epicentres (PDE)*, *Monthly Listing*, US Dept. Interior, National earthquake Information Centre, Denver, CO.
- Utada, H., (1996). Difficulty of statistical evaluation of an earthquake prediction method, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1391-1394.
- Utsu, T., (1953). On energy and frequency of aftershocks, *Kenshinjiho, (Quart. J. Seism.)*, **18**, 66-84 (in Japanese, with English summary).
- Utsu, T., (1957). Magnitude of earthquakes and occurrence of their aftershocks, *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **10**, 35-45 (in Japanese).
- Utsu, T., (1961). A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30**, 521-605.
- Utsu, T., (1962). On the nature of three Alaskan aftershock sequences of 1957 and 1958, *Bull. seism. Soc. Am.*, **52**, 279-297.
- Utsu, T., (1964). Magnitude distribution of earthquakes with special consideration to aftershock activities, *Kenshinjiho, (Quart. J. Seism.)*, **28**, 129-136 (in Japanese, with English summary).
- Utsu, T., (1964 b). On the statistical formula showing the magnitude frequency relation of earthquakes, *Kenshinjiho, (Quart. J. Seism.)*, **28**, 79-88 (in Japanese, with English summary).
- Utsu, T., (1965). A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes (in Japanese), *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **13**, 99-103.
- Utsu, T., (1966). A statistical significance test of the difference in b -value between two earthquake groups, *J. Phys. Earth*, **14**, 37-40.

- Utsu, T., (1967). Aftershocks, foreshocks and earthquake swarms, 1. General description and statistical laws: Special issue "Seismology in Japan", *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **20**, 140-143.
- Utsu, T., (1967 b). Some problems of the frequency distribution of earthquakes in respect to magnitude (I), *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **17**, 85-112, (II) *ibid.* **18**, 53-69 (in Japanese, with English summary).
- Utsu, T., (1969). Time and space distribution of deep earthquakes in Japan, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII*, **3**, 117-128.
- Utsu, T., (1970). Aftershocks and earthquake statistics (II) – Further investigation of aftershocks and other earthquake sequences on a new classification of earthquake sequences, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Series VII (Geophysics)*, **3**, 197-266.
- Utsu, T., (1971). Aftershocks and earthquake statistics (III) – Analysis of the distribution of earthquakes in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Series VII (Geophysics)*, **3**, 379-441.
- Utsu, T., (1977). Possibility of a great earthquake in the Tokai district, Japan, *J. phys. Earth*, **25**, S219-S230.
- Utsu, T., (1982). Probabilities in earthquake prediction (second paper), *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **57**, 499-524.
- Utsu, T., (1983). Probabilities associated with earthquake prediction and their relationships, *Earthquake Predict. Res.*, **2**, 105-114.
- Utsu, T. & Seki, A., (1955). Relation between the area of aftershock region and the energy of the main shock, *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **7**, 233-240 (in Japanese, with English summary).
- Utsu, T., Ogata, Y. & Matsumura, R.S., (1995). The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity, *J. Phys. Earth*, **43**, 1-33.
- Uyeda, S. & Nagao, T., (1997). Japanese research on electro-magnetic short-term earthquake prediction, *Seism. Res. Lett.*, **68**, 297 (abstract).
- Varnes, D.J. & Bufe, C.G., (1996). The cyclic and fractal seismic series preceding an m_b 4.8 earthquake on 1980 February 14 near the Virgin Islands, *Geophys. J. Int.*, **124**, 149-158.
- Varotsos, P. & Alexopoulos, K., (1984). Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, *I. Tectonophysics*, **110**, 73-98.
- Varotsos, P.A. & Alexopoulos, K.D., (1986). *Thermodynamics of Point Defects and their Relation with Bulk Properties*, North-Holland, Amsterdam.
- Varotsos, P. & Kulhánek, O., editors, (1993). Special issue: measurements and theoretical models of the earth's electric field variations related to earthquakes, *Tectonophysics*, **224**, 1-288.
- Varotsos, P. & Lazaridou, M., (1991). Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals, *Tectonophysics*, **188**, 321-347.
- Varotsos, P. & Lazaridou, M., (1996). Reply to 'Difficulty of statistical evaluation of an earthquake prediction method', by Utada, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1395-1398.
- Varotsos, P., Alexopoulos, K. & Lazaridou, M., (1993).). Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals, II, *Tectonophysics*, **224**, 1-37.
- Varotsos, P., Alexopoulos, K. & Nomicos, K., (1981). Seismic electric currents, *Prakt. Akad. Athenon.*, **56**, 277-286.
- Varotsos, P., Alexopoulos, K. & Nomicos, K., (1981). Seven-hour precursors to earthquakes determined from telluric currents, *Prakt. Akad. Athenon.*, **56**, 417-433.
- Varotsos, P., Eftaxias, K. & Lazaridou, M., (1996a). Reply to 'A false alarm based on electrical activity recorded at a VAN-station in northern Greece in December 1990', by J. Drakopoulos and G. Stavrakakis, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1359-1362.
- Varotsos, P., Eftaxias, K., Vallianatos, F. & Lazaridou, M., (1996b). Basic principles for evaluating and earthquake prediction method, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1295-1298.
- Varotsos, P., Sarlis, N., Lazaridou, M. & Bogris, N., (1996c). Statistical evaluation of earthquake prediction results: Comments on the success rate and alarm rate, *Acta Geophysica Polonica*, **44**, 329-347.
- Varotsos, P., Eftaxias, K., Lazaridou, M., Dologlou, E. & Hadjicontis, V., (1996d). Reply to 'Probability of chance correlations of earthquakes with predictions in areas of heterogeneous seismicity rate: The VAN case', by M Wyss and A. Allmann, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1311-1314.
- Varotsos, P., Eftaxias, K., Lazaridou, M., Dologlou, E. & Hadjicontis, V., (1996e). Reply to "Inaccuracies in seismicity and magnitude data used by Varotsos and co-workers" by M. Wyss, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1303-1306.
- Varotsos, P., Lazaridou, M., Eftaxias, K., Antonopoulos, G., Makris, J. & Kopanas, J., (1996f). Short term earthquake prediction in Greece by seismic electric signals, in *A critical Review of VAN*, pp. 29-76, ed. Lighthill, J., World Scientific, Singapore.

- Varotsos, P. *et al.*, (1996g). Recent earthquake prediction results in Greece based on the observation of seismic electric signals, *Acta Geophys. Pol.*, **XLIV** (44), 301-327.
- Vere-Jones, D., (1976). A branching model for crack propagation, *Pure appl. Geophys.*, **114**, 711-725.
- Vere-Jones, D., (1978). Earthquake prediction—a statistician's view, *J. Phys. Earth*, **26**, 129-146.
- Vere-Jones, D., (1995). Forecasting earthquakes and earthquake risk, *Int. J. Forecasting*, **11**, 503-538.
- Vere-Jones, D. & Davies, R.B., (1966). A statistical survey of earthquakes in the main seismic region of New Zealand, Part 2—Time series analyses, *N.Z.J. Geol. Geophys.*, **9**, 251-284.
- Vidal, F., (1986). Sismotectónica de la región Béticas-Mar de Alborán. PhD Thesis. Universidad de Granada. 450 pp.
- Vidale, J.E., (1996). Do big and little earthquakes start differently?, *Science*, **271**, 953-954.
- Vilenkin, N.Y., (1995). *In Search of Infinity*, Birkhauser, Boston, MA.
- Vogel, A. (editor, 1979). Terrestrial and space techniques in earthquake prediction research, *Proc. Int. Workshop on Monitoring Crustal Dynamics in Earthquake Zones*, Strasbourg, 29 August-5 Sept. 1978, Friedr. Vieweg & Sohn. Braunschweig.
- Von Seggem, D., Alexander, S. & Baag, C., (1981). Seismicity parameters preceding moderate to major earthquake, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9325-9351.
- Wadati, K., (1931). Shallow and deep earthquakes (3rd paper), *Geophys. Mag.*, **4**, 231-283.
- Wadati, K. & Masuda, K., (1934). A deep earthquake south of the Fiji Islands, *Kenshinjiho (Quart. J. Seism.)*, **8**, 11-20 (in Japanese).
- Wadatsumi, K., (1995). *1519 Precursor Testimonies*, Tokyo Shuppan, Tokyo (in Japanese).
- Wakita, H., (1981). Precursory changes in groundwater prior to the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake, in *Earthquake Prediction: An International Review*, eds. Simpson, D.W. & Richards, P.G., *Ewing Monograph Series 4*, 527-532, Am. Geophys. Un., Washington, DC.
- Wakita, H., Nakamura, Y. & Sano, Y., (1988). Short-term and intermediate-term geochemical precursors, *Pure appl. Geophys.*, **126**, 267-278.
- Wakita, H., Nakamura, Y., Notsu, K., Noguchi, M. & Asada, T., (1980). Radon anomaly: a possible precursor of the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake, *Science*, **207**, 882-883.
- Wakita, H. *et al.*, (eds., 1996). Abstracts, *Int. Symp. on Prediction studies on Earthquake and Volcanic Eruption by Geochemical and Hydrological Methods*, 5-8 March 1996, Tokyo, Japan, Bulletin of Laboratory for Earthquake Chemistry, **7**, Faculty of Science, University of Tokyo.
- Wallace, R.E., (1983). Tangshan, six years later, *Earthq. Info. Bull.*, **15**, 103-107.
- Wallace, R.E., Davis, J.F. & McNally, K.C., (1984). Terms for expressing earthquake potential, prediction and probability, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1819-1825.
- Walsh, J., (1965). Earthquake prediction: OST panel recommends 10-year program, *Science*, **150**, 321-323.
- Walsh, J.J. & Watterson, J., (1988). Analysis of the relationship between displacements and dimensions of the faults, *J. Struct. Geol.*, **10**, 329-347.
- Ward, P.I., (1979). Earthquake prediction, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 343-353.
- Warwick, J.W., Stoker, C. & Meyer, T.R., (1982). Radio emission associated with rock fracture: Possible application to the great Chilean earthquake of May 22 1960, *J. geophys. Res.*, **87**, 2851-2859.
- Watanabe, H., (1964). Studies on the Tsunamis of the Sanriku coast of the north-eastern Honshu in Japan, *Geophys. Mag.*, **32**, 1-65.
- Weimer, S. & Wyss, M., (1994). Seismic quiescence before de Landers (M = 7.5) and Big Bear (M = 6.5) 1992 earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 900-916.
- Wesnousky, S.G., (1994). The Gutenberg-Richter distribution or characteristic earthquakes: which is it?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1940-1959.
- Wesnousky, S.G., (1996). Reply to Yan Kagan's comment on 'The Gutenberg-Richter distribution or characteristic earthquakes: which is it?', *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 286-291.
- Wesson, R.L., Leonova, V.G., Maksimov, A.B., Nersesov, I.L. & Fischer, F.G., (1976). Results of cooperative fields seismological investigations in 1975 in the Peter I Range, in *Collection of Soviet-American Works on Earthquakes Prediction*, M.A. Sadovsky, A.B. Maksimov, V.I. Myachkin, S.Kh. Negmatulaev and I.L. Nersesov (Editors), Vol. 1, book 1, 43-69 (in Russian).

- Wesson, R.L., Robinson, R., Bufe, C.G., Ellsworth, W.L., Pfluke, J.H., Steppe, J.A. & Seekins, L.C., (1977). Search for seismic forerunners to earthquakes in central California, *Tectonophysics*, **42**, 111-126.
- Whitcomb, J.H., (1976). Time-dependent V_p and V_p/V_s in an area of the Transverse Ranges of southern California (abstract), *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **57**, 288.
- Whitcomb, J.H., Garmany, J.D. & Anderson, D.L., (1973). Earthquake prediction: Variations of seismic velocities before the San Fernando earthquake, *Science*, **180**, 632-635.
- White, L., Tursky, B. & Schwartz, G.E., (1985). *Placebo: Theory, Research and Mechanisms*, Guilford Press, New York, NY.
- Whiteside, L. & Habermann, R.E., (1989). The seismic quiescence prior to the 1978 Oaxaca, Mexico, earthquake IS NOT a precursor to that earthquake, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **70**, 1232 (abstract).
- Wilson, E.B., (1952). *An Introduction to Scientific Research*, McGraw-Hill, New York, N.Y., (reprinted by Dover, New York, N.Y., 1990).
- Wilson, J.T., (1936). Foreshocks and aftershocks of the Montana earthquake of December 20, 1932 and the Parkfield earthquake of June 7, 1934, *Bull. seism. Soc. Am.*, **26**, 189-194.
- Wong, K.C. & Wyss, M., (1985). Clustering of foreshocks and pre-shocks in the Circum-Aegean region, *Earthquake Predict. Res.*, **3**, 121-140.
- Wood, H.O., (1931). Recent earthquakes near Whittier, California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **21**, 183-203.
- Wood, H.O. & Gutenberg, B., (1935). Earthquake prediction, *Science*, **82**, 219-220.
- Working Group on California Earthquake Probabilities, (1988). Probabilities of large earthquakes occurring in California on the San Andreas Fault, *U. S. Geological Survey Open-File Rept.* **88-398**.
- Working Group on the probabilities of future large earthquakes in Southern California, 1995. Seismic hazards in southern California: Probable earthquakes, 1994-2024, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 379-439.
- Wu, F.T., (1997). The annual earthquake prediction conference in China (National Consultative Meeting on Seismic Tendency), *Pure appl. Geophys.*, **149**, 249-264.
- Wu, K.T. *et al.*, (1978). Certain characteristics of the Haicheng earthquake ($M = 7.3$) sequence, *Chinese Geophys.*, **1**, 289-308.
- Wu, K.T., Yue, M.S., Wu, H.Y., Chao, S.L., Chen, H.T., Huang, W.Q., Tien, K.Y. & Lu, S.D., (1991). Foreshocks to Haicheng earthquake of 1975, in *Evaluation of Proposed Earthquake Precursors*, M. Wyss (Editors), American Geophysical Union, Washington, D.C., 12-14.
- Wuethrich, B., (1993). Waiting for Parkfield to quake, *Eos. Trans. Am. geophys. Un.*, **74**, 553-554.
- Wyatt, F.K., Agnew, D.C. & Gladwin, M., (1994). Continuous measurements of crustal deformation for the 1992 Landers earthquakes sequence, *Bull. seism. Soc. Am.*, **84**, 768-779.
- Wyss, M., (1975a). Precursors to the Garm region earthquake of March 1969, *J. geophys. Res.*, **80**, 2926-2930.
- Wyss, M., (edit., 1975b). Special issue: Earthquake prediction and rock mechanics, *Pure appl. Geophys.*, **113**, 1-330.
- Wyss, M., (1977a). The appearance rate of premonitoring uplift, *Bull. seism. Soc. Am.*, **67**, 1091-1098.
- Wyss, M., (1977b). Interpretation of the southern California uplift in terms of the dilatancy hypothesis, *Nature*, **266**, 805-808.
- Wyss, M., (edit., 1979). Special issue: Earthquake prediction and seismicity patterns, *Pure appl. Geophys.*, **118**, 1079-1315.
- Wyss, M., (1983). Earthquake prediction, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**, 1291-1298.
- Wyss, M., (1986). Seismic quiescence precursor to the 1983 Kaoiki ($M=6.6$), Hawaii, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 785-800.
- Wyss, M., (1990). Changes of mean magnitude of Parkfield seismicity: A part of the precursory process?, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 2429-2432.
- Wyss, M., (edit., 1991a). Special issue: Earthquake prediction, *Tectonophysics*, **193**, 253-410.
- Wyss, M., (1991b). *Evaluation of Proposed Earthquake Precursors*, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Wyss, M., (1991c). Increased mean depth of earthquakes at Parkfield, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 617-620.
- Wyss, M., (1996). Inaccuracies in seismicity and magnitude data used by Varotsos and co-workers, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1299-1302.
- Wyss, M., (1997a). Second round of evaluation of proposed earthquake precursors, *Pageoph*, **149**, 3-16.
- Wyss, M., (1997b). Cannot earthquakes be predicted?, *Science*, **278**, 487-488.

- Wyss, M., (1997c). Case 23: Nomination of precursory seismic quiescence as a significant precursors, *Pure appl. Geophys.*, **149**, 79-113.
- Wyss, W. & Allmann, A., (1996). Probability of chance correlations of earthquakes with predictions in areas of heterogeneous seismicity rate: the VAN case, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1307-1310.
- Wyss, M. & Booth, D.C., (1997). The IASPEI procedure for the evaluation of earthquake precursors, *Geophys. J. Int.*, **131**, 423-424.
- Wyss, M. & Brune, J.N., (1967). The Alaska earthquake of 28 March 1964: A complex multiple rupture, *Bull. seism. Soc. Am.*, **57**, 1017-1023.
- Wyss, M. & Brune, J.N., (1968). Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region, *J. Geophys. Res.*, **73**, 4681-4694.
- Wyss, M. & Burford, R.O., (1985). Current episodes of seismic quiescence along the San Andreas fault between San Juan Bautista and Stone Canyon, California: possible precursors to local moderate mainshocks ?, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.* 85-754, Appendix A.23.
- Wyss, M. & Dmowska, R., (edit., 1997). Special issue: Earthquake Prediction-State of the Art, *Pure appli. Geophys.*, **149**, 1-264.
- Wyss, M. & Habermann, R.E., (1988). Precursory seismic quiescence, *Pageoph*, **126**, 319-332.
- Wyss, M. & Holcomb, D.J., (1973). Earthquake prediction based on station residuals, *Nature*, **245**, 139-140.
- Wyss, M. & Koyanagi, R.Y., (1992). Seismic gaps in Hawaii, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1373-1387.
- Wyss, M., Bodin, P. & Habermann, R.E., (1990a). Seismic quiescence at Parkfield: An independent indication of an imminent earthquake, *Nature*, **345**, 426-428.
- Wyss, M., Habermann, R.E. & Bodin, P., (1992). Seismic quiescence: a tests of the hypothesis and a precursor to the next Parkfield, California, earthquake, *Geophys. J. Int.*, **110**, 518-536.
- Wyss, M., Habermann, R.E. & Heiniger, Ch., (1983). Seismic quiescence, stress drops and asperities in the New Hebrides arc, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 219-236.
- Wyss, M., Slater, L. & Burford, R. O., (1990b). Decrease in deformation rate as a possible precursor to the next Parkfield earthquake, *Nature*, **345**, 428-432.
- Xu, S.X., Wang, B.Q., Jones, L.M., Ma, X.F. & Shen, P.W., (1982). The foreshock sequence of Haicheng earthquake and earthquake swarm—the use of foreshock sequences in earthquakes prediction, *Tectonophysics*, **85**, 91-105.
- Yamakawa, N., (1965). Some investigation of aftershocks (Part I), *Zisin (J. Seism Soc. Jap.)*, **18**, 25-40 (in Japanese, with English summary).
- Yamakawa, N., (1966). Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms (I)—A definition of foreshocks, aftershocks and earthquake swarms and its application to seismicity, *Papers Met. Geophys.*, **17**, 157-189.
- Yamakawa, N., (1967). Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms (II)—Areal characteristics of abnormal seismic activities, *Papers Met. Geophys.*, **18**, 15-26.
- Yamakawa, N., (1968a). Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms with special references to normal seismic activity in and near the Japanese Islands. "The crust and upper mantle of the Pacific area", *A.G.U. Geophys. Monogr.*, **12**, 51-59.
- Yamakawa, N., (1968b). Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms (IV)—Frequency decrease of aftershock activity in its initial and later stages, *Papers Met. Geophys.*, **19**, 109-119.
- Yamakawa, N., (1968c). Special issue: Space and time distributions of aftershocks, *J. Phys. Earth*, **16**, 63-80.
- Yamakawa, N., Homae, M. & Kobayashi, E., (1965). Aftershock activity and normal seismic activity, *Zisin (J. Seism. Soc. Jap.)*, **18**, 68-81 (in Japanese, with a English summary).
- Yamakawa, N., Kishio, M. & Abe, K., (1969). Spacial and time distribution of foreshocks and aftershocks of the earthquake near the southern Kurile Island on 13 October 1963, *Geophys. Mag.*, **34**, 277-306.
- Yoshida, A. & Furuya, I., (1992). Case study on earthquake precursory phenomena, *Zisin*, **45**, 71-82 (in Japanese).
- Zhang, G. & Zhang, Z., (1992). The study of multidisciplinary earthquake prediction in China, *J. Earthq. Pred.*, **1**, 71-85.
- Zheng, B., (1993). Evidence for precursory seismicity changes preceding moderate and large earthquake in the Garm region, Central Asia, Master's Thesis, Indiana University, Bloomington, Indiana.
- Zheng, B., Hamburger, M.W. & Popandopulo, G.A., (1995). Precursory seismicity changes preceding moderate and large earthquakes in the Garm region, Central Asia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 2, 571-589.
- Zhu, F.M. & We, G., (1983). Prediction of the Haicheng earthquake and measures taken for disaster prevention, in *Proc. Seminar on Earthquake Prediction Case Histories*, (Geneva, 12-15 October, 1982), pp. 1-18, convened by Office of U.N. Disaster Relief Co-ordinator and UNESCO, UNDRO/83/33, GE.83-03321.

