

REVISTA



GEOFÍSICA



INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

NÚMERO 58

ENERO-JUNIO 2003

**AUTORIDADES
DEL
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
2001-2005**

Presidente	Ing. Juan Francisco L. Sanmarco	Argentina
Vicepresidente 1°	Dr. Alberto Arturo McKay	Panamá
Vicepresidente 2°	Dr. David A. Novelo Casanova	México
Secretario General	M. Sc. Santiago Borrero Mutis	Colombia

COMISIÓN DE CARTOGRAFÍA

Presidente: Tte. Cml. Ing. Geog. Rodrigo Barriga V.
Vicepresidente: Cart. Alejandra Coll Escanilla
(Chile)

COMISIÓN DE GEOGRAFÍA

Presidente: Dr. Carlos Peñaherrera del Águila
Vicepresidente: Dr. Hildegardo Córdova A.
(Perú)

COMISIÓN DE HISTORIA

Presidente: Dr. Chester J. Zelaya-Goodman
Vicepresidente: Dr. Raymundo Brenes Rosales
(Costa Rica)

COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Presidente: Dr. Carlos Mendoza
Vicepresidente: M.Sc. Bruce W. Presgrave
(EUA)

MIEMBROS NACIONALES DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Argentina	Ing. Alejandro Próspero Guiliano
Belice	Mr. Stanislaus Martinez
Bolivia	Dra. Estela Minaya
Brasil	Dr. Luiz Muniz Barreto
Chile	Geól. Emilio Lorca Mella
Colombia	Ing. William Alberto Martínez Díaz
Costa Rica	Dr. Walter Fernández Rojas
Ecuador	Ing. Fernando Robalino Vargas
El Salvador	Ing. José Antonio González Magaña
Estados Unidos	M. Sc. Bruce W. Presgrave
Guatemala	Sis. Eddy Hardie Sánchez Bennet
Haití	
Honduras	Ing. Enrique Sotelo
México	Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi
Nicaragua	M.Sc. Fabio Segura
Panamá	Prof. Eduardo Camacho
Paraguay	Prof. Genaro Coronel
Perú	Ing. Jorge Lescano Sandoval
Rep. Dominicana	May. Piloto Theophrasis Fco. Arredondo Ferreras
Uruguay	Tte. Cnel. Héctor C. Rovera
Venezuela	Dr. Herbert Rendón Rodríguez

**PRESIDENTES DE COMITÉS DE LA
COMISIÓN DE GEOFÍSICA**

Geomagnetismo y Aeronomía	Dr. Luiz Muniz Barreto	(Brasil)
Sismología y Vulcanología	Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo	(México)
Oceanografía Física	Dr. Omar Lizano	(Costa Rica)
Meteorología y Física Atmosférica	Dr. Walter Fernández	(Costa Rica)
Gravimetría	Dra. Ma. Inés Pastorino	(Argentina)
Geofísica Ambiental	Dr. Manuel Araneda	(Chile)

INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

REVISTA GEOFÍSICA



NÚMERO 58

ENERO-JUNIO 2003

**INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
COMISIÓN DE GEOFÍSICA**

Presidente: Dr. Carlos Mendoza

Vicepresidente: M.Sc. Bruce W. Presgrave

REVISTA GEOFÍSICA

Publicación semestral fundada en 1974

Es distribuida en canje a las instituciones científicas y culturales

La preparación de la *Revista Geofísica* está a cargo del Comité Editorial que preside la Dra. Ana Lillian Martín Del Pozzo. Los miembros del Comité Editorial son:

Patricio Aceituno Gutiérrez	<i>Meteorología</i>
Milagrosa M. Aldana Gómez	<i>Geofísica Aplicada</i>
Tercio Ambrizzi	<i>Climatología</i>
Walter Fernández	<i>Meteorología</i>
Minard Hall	<i>Vulcanología</i>
Robert Kenneth McConnell	<i>Gravimetría</i>
Adela Monreal	<i>Oceanografía</i>
Luiz Muniz Barreto	<i>Magnetismo</i>
Jaime Urrutia Fucugauchi	<i>Paleomagnetismo</i>
Carlos Valdés González	<i>Sismología</i>

Revisión Técnica: Adolfo Orozco

Asistencia Editorial: Irma Fabiola Mendiola

Para correspondencia científica y técnica dirigirse a:

Editora de la *Revista Geofísica*

Dra. Ana Lillian Martín Del Pozzo

Instituto de Geofísica - UNAM

Circuito Exterior s/n

Ciudad Universitaria

04510 México, D.F., México

Tel. (5255) 5622-4116

Fax (5255) 5550-2486

Correo electrónico: revipgh@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

Canje, venta y distribución de publicaciones, escribir a:

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

Secretaría General

Apartado Postal 18879

11870 México, D.F.

Teléfonos: (5255) 5277-5888, 5277-5791 y 5515-1910

Fax: (5255) 5271-6172

Correo electrónico: secretariageneral@ipgh.org.mx

www.ipgh.org.mx

Las opiniones expresadas así como el contenido y forma en notas, informaciones, reseñas y trabajos publicados en la *Revista Geofísica*, son de la exclusiva responsabilidad de sus respectivos autores. Los originales que aparecen sin firma ni indicación de procedencia, son de la Dirección de la Revista.

Foto portada: Erupción del volcán El Chichón de 1982 (México): efectos de las oleadas piroclásticas cerca del poblado de Nicapa, Chiapas.

Fotografía: Dr. Tomás González-Morán.

Front cover: The 1982 eruption of El Chichón volcano (Mexico): effects of pyroclastic surges near the town of Nicapa, State of Chiapas.

Photograph taken by: Dr. Tomás González-Morán.

D.R. © Año 2004 Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

REVISTA GEOFÍSICA

NÚMERO 58

ENERO-JUNIO 2003

Sumario

- Caracterización morfotectónica de Galicia, España
Mario Octavio Cotilla Rodríguez
Diego Córdoba Barba 5
- Variaciones vulcano-magnéticas en el volcán de Colima, México
Héctor López Loera
Jaime Urrutia Fucugauchi 57
- Tomografía de CODA-Q del piedemonte llanero, Colombia
Juan P. Durán
Carlos A. Vargas
Luis A. Briceño 81
- Análisis de patrones sísmicos asociados a algunas explosiones y emisiones de ceniza importantes del volcán Popocatepetl, México
Felipe De la Rosa Moreno
Carlos M. Valdés González
Carlos A. Gutiérrez Martínez 97
- Simulation of the barotropic circulation in the Western Mediterranean Sea
David Alberto Salas de León
María Adela Monreal Gómez 135

Caracterización morfotectónica de Galicia, España

Mario Octavio Cotilla Rodríguez*
Diego Córdoba Barba*

Recibido 4 de septiembre, 2000; aceptado 30 de abril, 2003

Abstract

The morphotectonic analysis of Galicia permits to present a territorial regionalization scheme with the most active units. For the elaboration of this material were used different geologic, geophysical and geomorphological methods and on the base of the methodology of Rantsman (1979) are distinguished three fundamental categories of the regionalization: 1- Territorial Units (megablock, macroblock, mesoblock, block, microblock and nanoblock); 2- Morpholineaments (of second, third, fourth and fifth range); 3- Morphotectonic knots (from order two until order six). The Iberian megablock (microplate) has nine macroblocks, being Galicia one of them. The Northwest macroblock (Galicia, identified as VIII) is in its continental part in direct interaction with two large adjacent macroblocks (of approximately rectangular shape, VII: Arqueado and IX: Septentrional) through two morpholineaments of 2nd order (A7: Santa Tecla and A8: Ponferrada). The intersection of these elements determine a 2nd order (N9: Nogueira de Ramuín). Under the A7 is determined another knot, but of 3st order (N11: Triacastela-Santalla), in the vicinity of Sarria-Becerreá, where is detected a significant seismic activity. There are also 39 morpholineaments of order three (2), order four (11) and five (26). This net to the scale that is presented (1:250,000) configures 23 knots (order:quantity= 2°:1, 3°:2, 4°:7, 5°:6, 6°:7). According to the arrangement and the characteristics of the delimited blocks is considered that the influence of the pressure of the Mid Atlantic Center is very important in Galicia and prevails on the compression derived from the interaction between the African and Euro-Asian plates.

* Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, Madrid 28040. Correos electrónicos: macot@fis.ucm.es y dcordoba@fis.ucm.es

Resumen

El análisis morfotectónico de Galicia permite presentar un esquema de regionalización territorial con las unidades más activas. Para la elaboración de este material se utilizaron distintos métodos geólogo-geofísicos y geomorfológicos, y sobre la base de la metodología de Rantsman (1979) se distinguen tres categorías fundamentales de la regionalización: 1- Unidades Territoriales (megabloque, macrobloque, mesobloque, bloque, microbloque y nanobloque); 2- Morfoalineamientos (de segundo, tercer, cuarto y quinto rango); 3- Nudos Morfotectónicos (desde orden dos hasta orden seis). El megabloque (microplaca) Iberia cuenta con nueve macrobloques, siendo Galicia uno de ellos. El macrobloque Noroeste (Galicia, identificado como VIII) está en su parte continental en directa interacción con dos extensos macrobloques (de figura aproximadamente rectangular) adyacentes (VII: Arqueado y IX: Septentrional) a través de dos morfoalineamientos de orden dos (A7: Santa Tecla y A8: Ponferrada). La intersección de estos últimos permite delimitar un nudo de 2do orden (N9: Nogueira de Ramuín). Sobre el A7 se determina otro nudo, pero de 3er orden (N11: Triacastela-Santalla), en las inmediaciones de Sarria-Becerreá, donde se detecta una importante concentración de sismos. Hay también otros 39 morfoalineamientos desde orden tres hasta orden cinco (en las cantidades siguientes: 2, 11 y 26, respectivamente). Esta red a la escala que se presenta (1:250,000) configura 23 nudos (orden:cantidad= 2º:1, 3º:2, 4º:7, 5º:6, 6º:7). De acuerdo con la disposición y las características de los bloques delimitados, se considera que la influencia de la presión del centro de expansión Atlántico es muy importante en Galicia y predomina sobre la compresión derivada de la interacción entre las placas africana y euroasiática.

Introducción

El territorio de Galicia (~29,500 km²) está geográficamente definido en el extremo noroeste de la Península Ibérica (PI) (Figura 1A). Desde el punto de vista geodinámico actual, está localizado íntegramente en una zona de tipo interior de placa. Estructuralmente posee una corteza de tipo continental aunque en su inmediata vecindad hay corteza oceánica. En consecuencia, su sismicidad (características cualitativas y cuantitativas) es bien diferente en relación con la zona meridional de la Península donde se asume la presencia del límite de placas litosféricas (África-Eurasia) (Figura 1A). Galicia es, desde el punto de vista tectónico, una estructura singular en la PI (Figura 1A). Ella, aunque forma parte del denominado Macizo Hespérico (o Ibérico) (Figura 1B), se distingue muy bien, por un conjunto de características morfológicas y morfométricas. Así refleja en el relieve, de forma diferente, la actividad tectónica que aconteció durante la apertura del Océano Atlántico (Paleógeno). El comienzo del proceso de expansión del Océano Atlántico primero y de la orogénesis

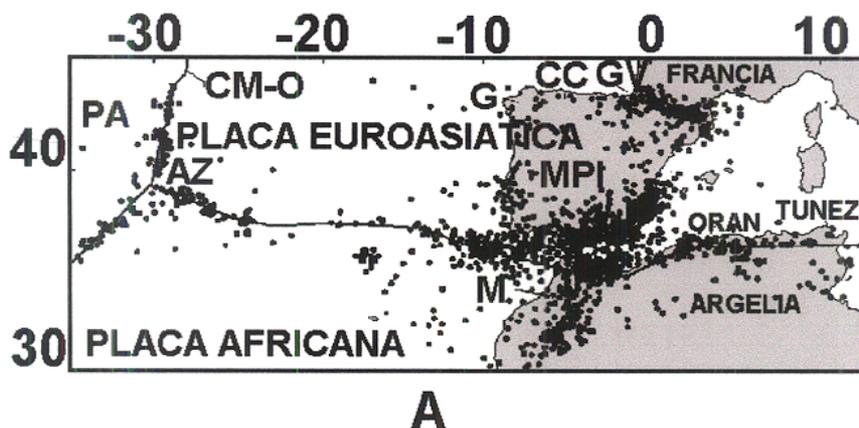


Figura 1A. Esquema del contexto sismotectónico de la zona litosférica África – América – Eurasia.

pirenaica después, posibilitaron su diferenciación inicial desde fines del Mesozoico. Sin embargo, la estructura geomorfológica quedó decidida en el Cenozoico. En ella se distinguen, entre otros, los elementos del relieve litoral. A éstos se presta atención en el trabajo, ya que son la transición y el contacto entre las estructuras oceánica y continental y donde se libera una significativa cantidad de energía sísmica.

El ya mencionado Macizo Ibérico es uno de los múltiples macizos hercínicos que se encuentran en Europa Central (Terán *et al.*, 1994). Este macizo ocupa la parte centro-occidental peninsular, limitando al norte y noroeste con el océano Atlántico, mientras que una orla mesozoica se distingue en el contacto para la parte portuguesa (sur de Oporto-Aveiro-Leiria-Santarem-Lisboa) (Figura 1B). En ese contexto, se considera que la topografía actual de la PI es el resultado de una activa evolución geológica y geomorfológica desde la orogénesis alpina, que ha conformado relieves diversos, destacando una altitud media elevada de aproximadamente 650 m, estando entre 2,000 y 3,000 m el tope de las montañas Galaico-Leonesas y Astur-Cantábrica (Figura 1B). Sobre esta base han sido realizadas distintas investigaciones que resaltan aspectos del comportamiento neotectónico de la Península, pero que dejan margen a interpretaciones alternativas, como la que aquí se expone. Por tal razón, Cotilla y Córdoba (2000) presentaron para la PI un nuevo enfoque para la región, del estudio de los movimientos neotectónicos, basado en los principios del análisis morfoestructural. Éstos fueron elaborados por Guerasimov (1946) y posteriormente desarrollados, entre otros, por Mescheriakov (1966), Gorielov *et al.* (1973a,b), Guerasimov (1973), Guerasimov y Rantsman (1973) y Rantsman (1961, 1979). Este enfoque científico tiene como base teórica a la triada “geotectura-morfoestructura-morfoescultura”, fundamentada en el principio genético básico del desarrollo del relieve, que considera a éste como resultado de la acción recíproca de los procesos

endógenos y exógenos. Por morfoestructuras se entienden a las estructuras activas que se reflejan en los campos geológicos y geomorfológicos. Nikolaev (1982) sostiene que las morfoestructuras son una categoría geotectónica integradora y que Cotilla y Álvarez (2001) comprobaron en Cuba Occidental. En esta ocasión los autores aplican la misma metodología, pero con un mayor grado de detalle y ciertas modificaciones para el área noroeste de la PI, Galicia. Así, el objetivo del trabajo es la delimitación y la clasificación de las morfoestructuras (areales y lineales) y la definición de su relación espacio-temporal con la sismicidad en Galicia. En un sentido similar está el trabajo de Gvishiani *et al.* (1987).

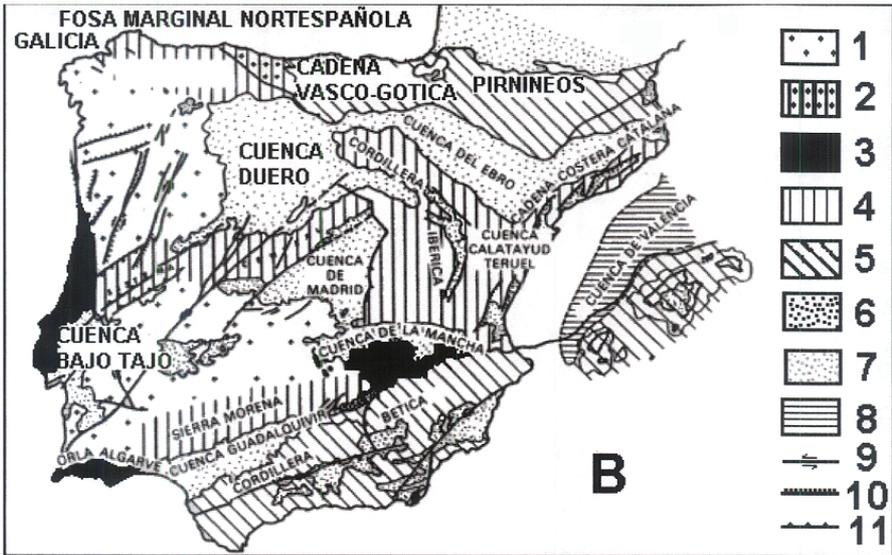


Figura 1B. Esquema morfoestructural de la Península Ibérica (modificado de Capote y De Vicente (1989) en Instituto Tecnológico y Geominero de España (1989)) {1- Zócalo Hercínico en el Macizo Hespérico, 2- Zonas levantadas por tectónica de compresión en el Macizo Hespérico, 3- Mesozoico tabular en los bordes del Macizo Hespérico y moderadamente deformado en las Orlas Lusitana y Algarve, 4- Cadenas plegadas de tipo intermedio, 5- Cordilleras Alpinas, 6- Cuencas Terciarias, 7- Graben con sedimentos del Cretácico Inferior muy potentes en la margen continental occidental, 8- Zona con Mesozoico erosionado en la parte central de la Fosa de Valencia, 9- Fallas con actividad reciente como desgarre, 10- Fallas con actividad reciente con componente normal, 11- Fallas con actividad reciente inversa, 12- áreas volcánicas}.

Datos, métodos y metodología

La aplicación de métodos estructuro-morfoesculturales en las investigaciones de tipo morfotectónico permite alcanzar en varias etapas el conocimiento del carácter diferenciado de la evolución geotectónica de las morfoestructuras de un territorio y del desarrollo heterogéneo de sus complejos morfoesculturales, hasta la determinación en el relieve, de los elementos estructuro-tectónicos y de las deformaciones de los niveles geomorfológicos. De tal manera es factible establecer los límites principales de las Unidades Territoriales (o morfotectónicas), los elementos lineales y sus intersecciones, bajo un prisma morfocronológico. Esto, según Alekseevskaya *et al.* (1977), es fundamental para el estudio de muchos problemas geofísicos. Un objetivo del análisis morfoestructural es la elaboración de criterios interdisciplinarios para la determinación de las zonas de mayor probabilidad de ocurrencia de terremotos (Chigariov, 1977). Así se ha puesto de manifiesto la existencia del sistema morfoestructura-movimientos tectónicos recientes-sismicidad (Dumitrashko y Lilienberg, 1954; Gorielov *et al.*, 1973) y definido la estructura general de una investigación morfoestructural (Cotilla *et al.* 1997).

Marco geodinámico regional

La distribución de la sismicidad depende de la geometría de las placas litosféricas y de las características tectónicas de su interior. No obstante, la teoría de la tectónica de placas en su estado actual no permite explicar satisfactoriamente la relación geodinámica-terremotos de las unidades pequeñas. Sin embargo, el desarrollo de modelos permite una aproximación sucesiva al marco real, por lo que Vegas (1985) expone uno muy interesante para el área Ibero-Mogrebí compuesto por dos grupos tectónicos diferentes: zonas de la corteza estructuradas en el ciclo hercínico y zonas de la corteza estructuradas en el ciclo alpino. De una forma similar Cotilla *et al.* (1991a) enfrentaron el modelado sismotectónico de Cuba.

En la PI, las zonas de la corteza estructuradas en el ciclo hercínico, han actuado pasivamente en el marco de la evolución alpina y actualmente en ellas afloran las rocas paleozoicas. A este conjunto se le conoce como macizos antiguos y constituyen a las Mesetas Marroquí e Ibérica (Macizo Hespérico o Ibérico) (Figura 1B). Esos macizos se articulan con otras zonas de cuencas (intracontinentales) donde sedimentos de edad más reciente y no deformados cubren a los materiales hercínicos. De otra parte, las zonas de corteza localizadas en las áreas del ciclo alpino corresponden a zonas corticales transformadas y estructuradas en ese ciclo. Evidentemente, las zonas de deformación intensa se localizan en el borde de las placas africana y europea, mientras que las de deformación moderada y débil aparecen en el interior de las placas mencionadas. Entre las zonas del primer tipo de deformación y las otras existe una interrelación que no es fácil establecer. En este sentido se reconoce

que en el actual límite entre África y Europa las zonas de deformación intensa están en el Rif y el Tell-Atlas y las Béticas (zona Ibero-Mogrebí) (McKenzie y Morgan, 1968) (Figura 1A). Sin embargo, este límite se ha definido en una zona aún mucho más extensa y compleja y donde una parte de la cinemática de las dos placas se ha efectuado entre la PI (elemento móvil) y el resto de Europa (más estable). Ese límite (hoy fósil) que individualizó temporalmente a la Península se localiza en la parte norte (Cadena de los Pirineos-Cordillera Cantábrica) y denota aún cierta sismicidad (Figura 1A). Existe consenso entre los especialistas, sobre la base de los datos de mecanismos focales de terremotos y análisis microtectónicos, de la actual convergencia entre África y Europa. Esa convergencia se efectúa con un movimiento compuesto en el rango de dirección N-S a NNO-SSE y con la expansión diferencial, dextral, del fondo Atlántico con relación a las placas mencionadas (Pit y Tal, 1972; Searle, 1980). Sin embargo, el límite de convergencia no está aún bien definido desde el Estrecho de Gibraltar y hasta el Mar de Alborán.

Otro modelo que explica la situación geodinámica actual de la PI fue propuesto por Fonseca y Long (1991). Consideran un bloque tectónico que denominan Ibero-Marruecos que está limitado por los sistemas de fallas del sur de España-Atlas Medio y Pirineos-Vizcaya, y donde el margen continental oeste deriva al oeste con una componente de movimiento al suroeste con relación a África. Sostienen también que la naturaleza compresiva del margen occidental portugués en el intervalo Terciario-Cuaternario, resulta de un proceso de acortamiento cortical y no de subducción. El esfuerzo principal regional de tipo compresivo en la dirección NNO-SSE es el responsable de la existencia, en el bloque Ibérico, de un régimen de cizallas simples con Riedel izquierdas y cizallas de dirección NNO-SSE y NE-SO y Riedel conjugadas destrosas en la dirección NO-SE. Esto favorece el desplazamiento del bloque (terminología de esos autores) Iberia en el sentido horario y hacia el oeste. Distintos autores también delimitan para la PI una red principal de fracturas que tiene dirección N-S, NO-SE y NE-SO (Baptista, 1998; González-Casado y Giner, 2000; Ribeiro *et al.*, 1996). Las primeras resultan ser complementos de fallas hercénicas y la última alpinas. Entre ellas son fallas importantes por su valor morfológico y vinculación (terrestre-marina) las que componen el litoral Atlántico (Galicia-sur de Portugal y sur de Portugal-Cabo de Gata), la mayoría de ellas con sismicidad asociada (Córdoba, 1998).

Algunas características geológicas y físico-geográficas de la Península Ibérica

Este epígrafe se compone básicamente a partir de tres fuentes: Asencio Amor (1970), Instituto Geológico y Minero de España (1977) e Instituto Tecnológico y Geominero de España (1989). Sobre esta base es posible asumir que durante la elevación de los grupos montañosos en las fases orogénicas que se sucedieron en la evolución del relieve peninsular, se produjeron ciclos erosivos que nivelaron (total o parcialmen-

te) las formas estructurales creadas por los procesos endógenos precedentes. Tales morfologías se denominan superficies de erosión y su evolución dinámica aparece unida al relleno de depresiones y cuencas marginales, aunque también quedaron relieves residuales. Es probable que las etapas orogénicas más antiguas también fuesen acompañadas por procesos de nivelación, aunque los primeros datos bien contrastados son ya posteriores a la orogenia hercínica y anteriores a la sedimentación del Trias inferior o Permotriás, momento en que se conformó la llamada superficie pre-triásica, que aparece exhumada por la red fluvial (ej: Cadena Costera Catalana y Cordillera Ibérica) (Figura 1B). Ella carece, desde el punto de vista morfológico, de entidad en las cadenas alpinas (Béticas y Pirineos) (Figura 1B). Mientras que en el Macizo Ibérico, donde no hubo sedimentación Mesozoica, esta superficie debió ser la base para posteriores ciclos erosivos en diferentes épocas (finicretácica, premiocena, etc.), dando lugar a una superficie poligénica antigua. Su presencia en el paisaje del Macizo Ibérico es evidente, tanto en las cimas de los bloques montañosos reelevados (ej: Sistema Central y Macizo Gallego) como en las superficies de las mesetas castellanas y extremeñas. Ligadas a ellas aparecen alteraciones del substrato cristalino y metamórfico, generadas en climas de sabana subtropical, sobre las que resaltan relieves residuales (o montes-isla).

Los sistemas fluviales de la PI aparecen organizados en tres grandes cuencas, (atlántica, mediterránea y septentrional) (Cotilla *et al.*, 2000) (Figura 2A), con diferentes características, debido a las condiciones climáticas, geológicas y topográficas que inciden sobre ellos, de tal modo que los ríos septentrionales (o nordatlánticos) son de corto recorrido y discurren encajados entre relieves escarpados, por lo que las huellas acumulativas cuaternarias son escasas. En este contexto se define un Parteaguas (o Divisoria) Principal de Primer Orden (PPPO) de figura irregular que refleja la acción de los procesos tectónicos. Así, el segmento del norte (Galicia-Pirineos) del PPPO es decididamente paralelo a la línea de costa y al eje principal de las estructuras más extensas, mientras que el tramo del sur (Punta de Tarifa-Sierra de los Filabres), definido en las Béticas, acusa ciertas deformaciones, dada su inmediata cercanía a la principal zona de interacción tectónica de la PI, Iberia-África (Cotilla *et al.*, 2000). En la Tabla 1 se exponen algunas características de las costas de la PI y de los sectores de Asturias, Cantabria, Galicia y País Vasco.

Características geológicas y físico-geográficas de la región noroccidental de la PI

De acuerdo con lo recogido en Terán *et al.* (1994) es posible sostener que la deformación del denominado Macizo Gallego en los paroxismos alpinos es la causante de la actual compartimentación del relieve. Las superficies de erosión que debieron generarse desde inicios del Mesozoico fueron retocadas por los ciclos posteriores como una superficie poligénica. Su elaboración está concebida entre el Cretácico y el Eoceno, siendo deformada por la orogenia alpina para crear un gran abomba-

Tabla 1
Datos generales de las costas

<i>Península Ibérica</i>	<i>Asturias, Cantabria, Galicia y país Vasco</i>
Acusado contraste no sólo entre las dos masas de agua (Mar Mediterráneo y Océano Atlántico), sino también en la figura de la línea de costa y los espectros (lateral y transversal) de terrazas.	La línea de costa desde Asturias hasta el País Vasco es muy recta. Existen restos de plataforma de abrasión marino–continental (rasas con $h=0-200$ m) y las pendientes asociadas son fuertes.
En el sector del Atlántico la línea de costa está muy poco deformada. Hay una plataforma estrecha y con un importante flujo de corriente de dirección N-S. Mientras que en la parte mediterránea se refleja una significativa diferenciación en el trazado de la línea de costa y el ancho de la plataforma.	Hay rías (o valles fluviales inundados por el mar) de dirección NE, principalmente. Estas formas del relieve tienen figuras y áreas diversas, pero todas demuestran su relación con la morfodinámica de la región.
La relación de asimetría en la pendiente a partir del PPPO hacia el Atlántico (excluyendo todo el frente del Mar Cantábrico) y al Mediterráneo toma el valor 4/1.	Hay depósitos holocénicos en el río Miño (Galicia) y estuarios jóvenes en Asturias y Cantabria.
	Las alineaciones de las corrientes fluviales en las inmediaciones de la costa varían por sectores (N-S, E-O, NO, SE) y se corresponden con la litología y la estructura geológica

Nota: PPPO = Parteaguas Principal de Primer Orden

miento que tiene como eje a la Cordillera Portuguesa-Galaico-Leonesa, y que se prolonga hacia Asturias. Al pie de esta estructura se conformó la superficie fundamental que tiene dos niveles (de 80 a 120 m de diferencia), siendo el más bajo de edad fini-oligocena, ya que contacta con los rellenos terciarios de Sarria y Pontes de García Rodríguez. Así, numerosos relieves residuales resaltan hipsométricamente respecto de la mencionada superficie y condicionan las pequeñas dimensiones y la dispersión por el macizo de las depresiones terciarias (Figura 1B). Por el norte están las cuencas de Pontes de García Rodríguez, Villalba-Lugo, Sarria y Monforte de Lemos y siguiendo el valle del Sil aparecen las cuencas del Bierzo, Valdeonas y Quiroga. Más al sur están las cuencas de Xinzio de Limia, Maceda, Celanova y Verin. Lo común es que sean áreas de flexión de las superficies erosivas mencionadas o de fallas que limitan alguno de sus márgenes. Los rellenos del Mioceno y el Plioceno (arcillas, arcosas y lignitos) que contienen son de carácter local. Evidentemente, existe desde entonces una separación respecto a la adyacente cuenca del Duero.

Por encima de las series terciarias se encuentra, en muchas de las cuencas, una raña (formaciones de gravas cuarcíticas y arcillas de gran extensión) pliocuaternaria

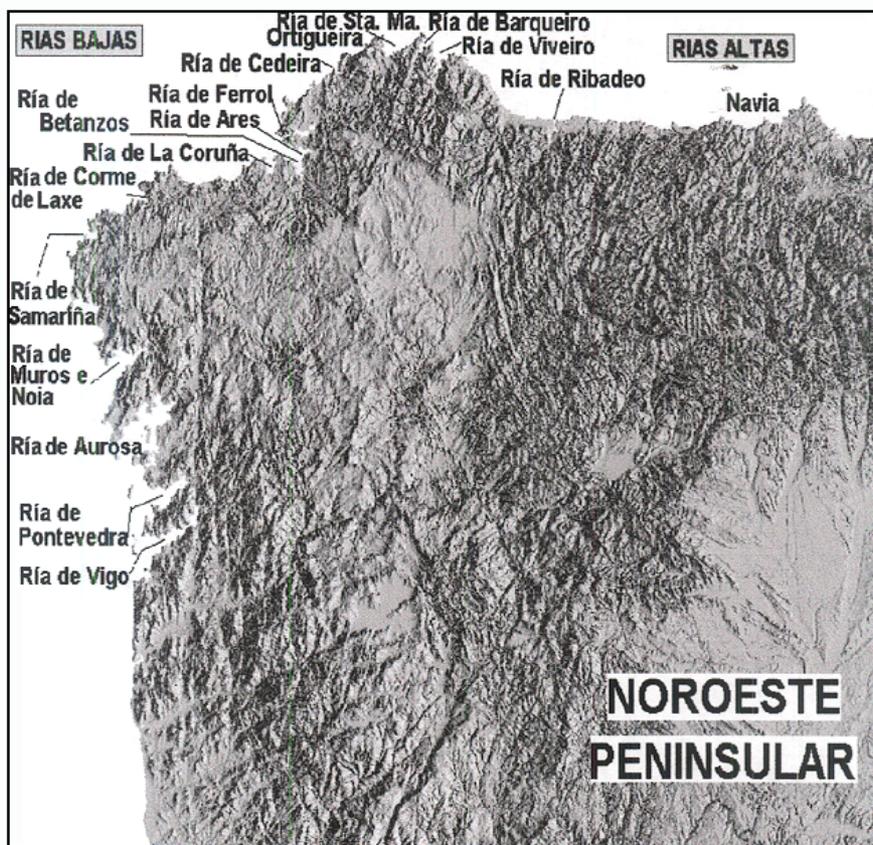


Figura 1C. Imagen digital del Noroeste Peninsular.

como techo sedimentario, correspondiente a abanicos aluviales detríticos. Los movimientos tectónicos póstumos deformaron los materiales Mio-pliocénicos e incluso localmente los cuaternarios. Además, como las superficies erosivas descritas fueron desniveladas en bloques y fosas mediante sistemas de fallas, el curso de los ríos se ha afectado significativamente. Las mencionadas Montañas Galaico – Leonesas se sitúan en la parte oriental y suroriental de Galicia, formando alineaciones N-S y NE-SO (Sierras de Rañadoiro, Meira, Lorenzane, Ancares [1,987 m], Caurel [1,645 m], Queixa [1,728 m], Segundeira [2,124 m], Aquilanos, Cabrera y Montes de León [2,188 m]) (Figura 2A). Al sur, en los límites con Portugal, se extiende un grupo de sierras abruptas, de crestas y valles con modelado apalachense y una buena adaptación de la red fluvial a los afloramientos geológicos y a la estructura (Sierras de Xurés, Larouco, San Mamede y de la Culebra). En sus cimas se conservan superficies aplanadas correspondientes a las etapas más antiguas. Por el sur comienza el

dominio de los materiales graníticos y, además, existen algunas depresiones internas (Bierzo, Valdeorras y Quiroga) que compartimentan al territorio. Ellas son recorridas por el río Sil que divide la alineación montañosa (Galaico-Portuguesa) en dos partes, donde también se observan importantes depresiones (Maceda, Celanova, Verín y Xinzio de Limia).

La relación entre las líneas tectónicas y los ríos es muy fuerte en la PI y en particular para la región noroeste. Para Galicia, la red del Sil y los ríos de la parte inicial del Miño se encajan profundamente en las serranías produciendo agrestes cañones. Entre las depresiones interiores que interfieren la unidad del sur, destaca la de Bierzo, formada por dos subcuencas: Ponferrada-Villafranca y Bembibre, con otras depresiones periféricas menores (Noceda, Paradaseca y Las Médulas). Estas cuencas están rellenas de series detríticas (desde antes del Mioceno hasta el Plioceno y el Cuaternario) con rañas que forman el techo de las acumulaciones, y a partir de donde comenzaron las secuencias de terrazas del río Sil. También en Galicia, pero en la parte occidental de las Sierras de Lorenzana, Meira y Ancares y al noroeste de Caurel y Queixa y del valle del Sil, se extiende una región de mesetas que constituye la Meseta de Lugo o Terra Chá y la superficie de Chantada, limitadas al oeste por la Dorsal Gallega. Ella constituye el otro nivel de la superficie de erosión fundamental, a alturas de 300 y 500 m, nivelando granitos y esquistos paleozoicos. Un conjunto de fosas terciarias (Lugo-Villalba, Sarria y Monforte) de morfología aplanada por las rañas y acumulaciones superficiales interrumpen la continuidad de esta superficie.

Al oeste de la Meseta de Lugo se encuentra la Dorsal Gallega, alineación montañosa dispuesta de norte a sur con las Sierras de Xistral, Loba, Coba de Serpe, Faro (1,187 m) y Faro del Avión (1,150 m), y desde las Mariñas de Lugo hasta el bajo Miño, generalmente con altitudes entre 500 y 1,000 m. Las cumbres de estas sierras están arrasadas por la superficie más antigua, correlativa con las montañas Galaico-Leonesas, presentándose como relieves residuales de las superficies más bajas debido a la resistencia de sus materiales, especialmente del granito de grano fino y las cuarcitas. También al oeste, pero de la Dorsal Gallega, se extiende el denominado Escalón de Santiago. Éste está formado por relieves suaves y alomados (alturas inferiores a los 500 m) e intensamente cortados por los ríos que se dirigen hacia el bloque litoral, y con sólo un accidente tectónico de importancia (la depresión de Carballo-Padrón-Pontevedra-Tuy) de 150 km de longitud aproximadamente y orientado de N a S, casi paralelo al litoral. A ese litoral (entre el Macizo Asturiano y el estuario del Miño) lo constituye un conjunto de formas de relieve de gran variabilidad. El primer tramo costero forma las Mariñas, con rasas (restos de plataformas de abrasión marino-continental) que se simplifican en un único nivel en el litoral de Ribadeo-Foz (Figura 1C) formando un importante acantilado frontal (Hernández-Pacheco y Asencio Amor, 1959). No obstante, las rías son el principal modelado de este sector (Figura 1C). Ellas son entrantes costeros cuya parte interna está formada por un valle excavado en un momento de regresión marina y posteriormente inunda-

do por el mar en su actual nivel. Algunas rías, además de este carácter de valle inundado, pueden corresponder a fallas previas (rías tectónicas) o coincidir con depresiones erosivas, existiendo numerosos ríos intermedios. Se han definido tres tipos de rías (Altas, Bajas y Centrales). La mayor parte de las rías del sector norte o Rías Altas (también rías cantábricas) responde al tipo de valle inundado (Ortigueira, Barquero, Foz y Ribadeo) y tectónicas (Ortigueira y Viveiro) (Figura 1C). Ellas son rías cortas y estrechas, orientadas por la estructura a lo largo de los terrenos más blandos y afectadas por la erosión diferencial. Entre las rías existen salientes rocosos con importantes acantilados, como los de Cabo de Estaca de Bares, San Ciprián y Ortegá. El tramo costero entre Cabo Ortegá y Carmiñas está limitado por una falla de dirección NE-SO, en cuyo centro se abren, formando un amplio entrante, las rías de Coruña, Betanzos, Ares y Ferrol (Figura 1C). La primera se interpreta como resultante de la sobreexcavación de una cubeta inundada posteriormente por el mar. El resto de ellas es semejante a las Rías Altas. Mientras que las Rías Bajas (Muros e Noia, Arousa, Pontevedra y Vigo) (Figura 1C) responden a condiciones tectónicas, ya que son valles instalados siguiendo fracturas de orientación NE-SO. Todas ellas tienen una profundidad aproximada de 20 m y son considerados embudos anchos, profundos y sinuosos de hasta 15-35 km de largo. La costa es rocosa y acantilada, tanto en los cabos intermedios (Fisterra, Cambado y Home), que por su tamaño y aislamiento pudieran constituir penínsulas, como en el propio interior de las rías, en las que la banqueta litoral es siempre muy estrecha. Estas Rías Bajas han sido originadas por fracturas paralelas entre sí, ya fallas únicas (ej. rías de Vigo y Arosa), ya por sistemas de fallas (ej. rías de Noya y Pontevedra). Y las Rías Centrales son entidades sinuosas que guardan una relación similar en cuanto al ancho y a la longitud, pero que no están asociadas a fracturas importantes (ej. rías La Coruña, El Ferrol y Betanzos). Ellas son simplemente valles fluviales inundados.

Completa la visión del cuadro estructural de la región el denominado Margen Continental del Norte de la Península Ibérica (Galicia-Cantabria). Esta estructura exhibe una plataforma de tipo continental estrecha (30-35 km) que alcanza al plano abisal con una fuerte pendiente ($45^\circ - 70^\circ$) hasta la profundidad de 4.5 km. Este margen se produjo en el Mesozoico durante la apertura de la Bahía de Vizcaya, y fue afectado por la convergencia de las placas Euroasiática e Ibérica en la etapa alpina. De esta forma las montañas del Sistema Cantábrico, consideradas como una continuación de los Pirineos, sobresalen por su hipsometría con relación a la adyacente cuenca del Duero.

El territorio de Galicia está en el plano geológico con una figura aproximadamente triangular en el noroeste de la Península Ibérica. Está desarrollado en un marco tectónico heterogéneo y complejo donde se destacan al oeste las estructuras distensivas del Atlántico, al sureste las del frente surpirenaico y al norte las antiguas estructuras compresivas asociadas a la subducción de la placa euroasiática. La región de Sarria-Samos-Tricastela-Becerreá (Figura 2B), situada en el lado sureste del

triángulo, puede ser considerada un bloque irregular entre las zonas de fuerte levantamiento de las Sierras Surorientales y Orientales y las zonas de Tierras Llanas (cuencas del Miño, Maceda y Xinzo de Limia) (Pagés y Vidal, 1998). En sus inmediaciones el Parteguas Principal de Primer Orden se desvía bruscamente hacia el NNO (Córdoba, 1998) (Figura 2B). Se supone que el lado sureste de esa región es una importante línea de debilidad tectónica que se extiende a lo largo del río Miño desde La Guardia hasta la intersección del río Sil y que se continúa al nordeste por el río Navia hasta el Mar Cantábrico (Cotilla *et al.*, 2000).

Sismicidad

Generalidades

La actividad sísmica de España se considera moderada en relación con otros países de la zona del Mediterráneo, destacándose éstos como los de mayor nivel de Europa. Según la opinión de Mezcuca *et al.* (1991), la sismicidad de la región Ibero-Mogrebí puede ser esquematizada en tres grandes sectores ($-30^{\circ}\text{O}/-25^{\circ}\text{O}$, $-25^{\circ}\text{O}/-13^{\circ}\text{O}$, $-13^{\circ}\text{O}/-10^{\circ}\text{O}$), siendo el más activo el central (Figura 1A). Por su parte, Udías y Buforn (1991) dedujeron, a partir de 14 mecanismos focales, que el patrón del esfuerzo tectónico regional es de máxima compresión horizontal en la dirección NO-SE. Esta sismicidad es la de mayor frecuencia y energía liberada, conocida como de entreplacas. Mientras que la del interior de la PI es de diferente tipo y a la que menos atención se ha prestado. No obstante, consideramos que no es menos importante que la primera y sí mucho más complicado su estudio.

En el contexto de la tectónica regional, la dinámica actual de la PI es una continuación natural en el tiempo del desarrollo histórico-geológico. Esa dinámica está justificada con la sismicidad determinada (histórica e instrumentalmente) y por las características neotectónicas observadas. Los terremotos más fuertes de España, todos históricos, son cuatro de IX (MSK) y ocho de VIII (MSK) (Mezcuca y Martínez Solares, 1983). Ninguno de ellos se localiza en Galicia. Sin embargo, en los catálogos de los Institutos Geográfico y Catastral (1962, 1966) y Geográfico Nacional (1979, 1980, 1982, 1996, 1999, 2000) y de Mezcuca y Martínez Solares (1983), se destaca que en Galicia hay eventos sísmicos propios (Tabla 2). La actual disposición de las estaciones sismológicas permanentes no permite darle un mismo nivel de cobertura a la PI, y en particular al territorio español. Las estaciones se concentran en aquellas áreas donde la incidencia de terremotos es mayor. Sin embargo, existe una importante limitación en esta propuesta, y es que muchos eventos (incluidos los fuertes), se producen en la parte marítima (Córdoba, 1998). No obstante, a partir de la interpretación de esos datos de sismicidad ha sido posible definir fuentes sismogénicas El Instituto Geográfico Nacional (1991a) obtuvo tres mapas de peligrosidad sísmica para España (escala 1:2,000,000) con métodos probabilísticos para períodos de retorno de 100, 500 y 10,000 años, con un total de 25 zonas fuentes. La

región de Galicia, según ese resultado, se caracteriza por valores de intensidad de IV-V grados (MSK), de VI grados (MSK) y de VI grados (MSK) para los períodos de 100, 500 y 1,000 años, respectivamente. También en el mapa de Intensidades Máximas Sentidas de España (escala 1:4,500,000) del Instituto Geográfico Nacional (1991a) Galicia está definida en valores de V-VI grados (MSK). Jiménez *et al.* (1999) delimitaron un conjunto de zonas (no coincidentes con el modelo anterior) que asumen es preliminar y del que no discuten sus diferencias con los mapas previos.

Tabla 2
Terremotos históricos más fuertes en Galicia (Mezcua y Martínez Solares, 1983)

<i>Fecha</i>	<i>Tiempo</i>	<i>Lat. N</i>	<i>Lon. O</i>	<i>Intensidad (MSK)</i>	<i>Localidad</i>
10.09.1866	-	43.24	-8.24	VII	La Coruña
29.04.1888	-	43.42	-7.30	V	Vivero, Lugo
22.08.1890	04:30	42.00	-8.36	IV	Tuy, Pontevedra
25.12.1895	18:00	42.20	-7.52	VI	Orense
24.05.1897	-	43.30	-8.14	V	Ferrol, Coruña
24.02.1904	-	42.00	-8.48	VI	Tomíño, Pontevedra
14.06.1904	02:00	42.24	-7.51	V	Cubreiro, Lugo
17.12.1904	-	42.54	-8.30	IV	Santiago de Compostela
25.04.1910	04:20	41.57	-7.26	V	Verin, Orense
24.11.1910	09:53	43.32	-8.15	VII	El Ferrol, Coruña
07.06.1911	09:40	43.00	-7.30	IV	Lugo
14.11.1915	09:37	43.24	-8.24	IV	La Coruña
26.11.1920	11:37:52	42.24	-8.36	VII	Pontevedra
21.05.1921	13:20	42.54	-8.30	IV	Santiago de Compostela
25.10.1925	18:15	42.53	-8.33	IV	Santiago de Compostela
12.12.1930	04:30	42.34	-8.49	V	Villanueva de Arosa, Pontevedra
20.06.1936	14:03:25	42.24	-9.48	V	Océano Atlántico
25.11.1944	23:52:38	43.40	-9.00	V	Océano Atlántico

En el catálogo (140 terremotos en total) de mecanismos focales [-30° O a 50° E, 35° N a 60° N] de Udías *et al.* (1989) no hay de la región de Galicia. En Herraiz *et al.* (1998) son presentados nueve mecanismos. Sin embargo, las soluciones de los eventos del 29.11.95 y 24.12.95 aunque diferentes de las obtenidas por el Instituto Geográfico Nacional, no se comentan. Esos autores se sustentaron en la investigación de corte sismotectónico llevada a cabo por Delouis *et al.* (1993) en Francia. De Vicente *et al.* (1997) sostienen que en el noroeste peninsular existe una deformación de edad Mioceno-Cuaternario a la cual se asocia una compresión horizontal máxima NO-SE en un campo muy constante. Esta dirección tendía más al norte en el pre- Mioceno Superior, por lo que deducen una rotación en el sentido antihorario del eje de máxi-

ma compresión. Además, aseguran que es la dirección NO-SE un claro reflejo de la movilidad en el Neógeno de la placa Iberia con relación a Eurasia. De ello se puede suponer, con cierta certidumbre, la continuación en el tiempo de la actividad de los distintos sistemas de fallas. Y también se puede asegurar hay una mejora sensible al aporte de Zoback *et al.* (1989).

Moreira (1985) reconoce para Portugal (al sur de Lisboa) un conjunto de estructuras lineales activas de dirección NE a las que se asocian eventos sísmicos y algunos tsunamis. Esas fallas se extienden en la parte continental y en la marina. Algunas de ellas son estructuras reactivadas. Espacialmente esta zona se corresponde con la Zona Sísmica 2 de Vegas (1985). Moreira (1991) también sugiere la relación de las fallas NE con la sismicidad y adelanta que algunos de los eventos sísmicos más fuertes de la región son precedidos, fuera de su área epicentral, por terremotos de tamaño medio. Esta conclusión significa que la presencia de una amplia zona de deformación pre-sísmica es consecuencia de su connotación regional. También se conoce de Zhidkov (1985) que las zonas de debilidad tectónica en la corteza terrestre (como límites de morfoestructuras activas) favorecen la modificación de los esfuerzos principales transmitidos desde placas (o bloques) vecinas y manifiestan entre sus características reológicas comportamientos de cizalla, por donde se disipa la energía. Es decir, que tienen asociados terremotos. También en España se vinculó la sismicidad con algunas estructuras neotectónicas menores (García Prieto *et al.*, 1991). Sanz de Galdeano y López Casado (1988) distinguieron para la región de las Béticas y su entorno inmediato un total de 23 fuentes sísmicas (no coincidentes con la propuesta del Instituto Geográfico Nacional, 1991a). Propusieron tres sistemas de fallas: 1) NO-SE, el más activo; 2) NE-SO, posiblemente activo; 3) N60E, el menos activo, pero con más nivel en las áreas de intersección (para los autores del presente trabajo son nudos) con otras fallas. Sistemas similares fueron señalados para Galicia y Granada por De Vicente *et al.* (1997) y Herraiz y Lázaro (1991), respectivamente. Carreño *et al.* (1991) no pudieron delimitar nuevas fallas activas, pero si establecieron que la fractura Cádiz - Alicante (N70E) es definitivamente activa en las zonas de intersección con fallas N300 (nudos para los autores del presente trabajo). Todo esto es no poco significativo, ya que también otros especialistas han detectado lo mismo para otras regiones (Arsovsky y Hadzievs, 1970; Gorshkov *et al.*, 2000; Gorielov *et al.*, 1973; Hernández *et al.*, 1990; Liu *et al.*, 1999; Rantsman, 1961; Schenkova *et al.*, 1995; Sykes y Seeber, 1985). Y de acuerdo con Buné y Reiman (1960) es factible establecer una relación con la magnitud y el fallamiento múltiple. Todo esto puede ser aplicado, perfectamente y con fiabilidad, a la PI y a Galicia en particular.

Específica

La representación de la sismicidad en Galicia para el período 1347-1996 (Instituto Geográfico Nacional) (Figura 2B) permite apreciar que los terremotos se distribu-

yen aproximadamente a manera de un círculo por las principales localidades [Ferrol, La Coruña, Santiago, Villa Nueva de Arosa, Pontevedra, Vigo, Tomiño, Tuy, Valencia do Miño y Melgaço (todas éstas de la parte oeste y más cercanas a la costa) y Allariz, Ourense, Viana del Bollo, Lugo y Vivero (hacia el interior y norte)]. Los eventos sísmicos determinados instrumentalmente que tienen una magnitud igual o superior a 4.5 aparecen en la Tabla 3. De la sismicidad del período pre-instrumental, dado su bajo nivel de intensidad, hay que extraer cuidadosamente conclusiones. En este sentido, resalta una aparente contradicción con la información contemporánea para el segmento Sarria-Becerreá, donde históricamente no hay información. La secuencia de las Figuras 2C, D y E permite distinguir algunos agrupamientos y alineaciones epicentrales que pueden ser relacionadas con la información morfotectónica (Córdoba, 1998). En Galicia, al igual que en el resto de la PI, se producen series sísmicas espaciadas en el tiempo. Ellas son menos frecuentes que en el sur de la Península, pero algunas son perceptibles por la población, como las de noviembre 1995- diciembre 1996 y mayo-junio 1997. El estudio de estas series, que son un proceso de liberación energética en el espacio y el tiempo, ayuda a entender, sobre la base de sus características, no sólo el proceso en sí sino también delimitar a los elementos sismogénicos (Córdoba, 1998). La denominación de los conjuntos de terremotos ocurridos en Sarria-Becerreá en 1979, 1995 y 1997 como series, induce al concepto de proceso sucesivo y relacional (*triggering*), incluso de relación entre las “series”.

Tabla 3
Terremotos de magnitud superior a 4.5 en Galicia (Instituto Geográfico Nacional)

<i>Fecha</i>	<i>Tiempo</i>	<i>Lat. N</i>	<i>Lon. O</i>	<i>Magnitud</i>	<i>H (km)</i>	<i>Localidad</i>
15.02.1979	10:11:59.0	42 45.6	-7 22.1	4.6	10	Sarria
29.11.1995	23:56:29.0	42 48.9	-7 18.6	4.6	9	Sarria
24.12.1995	14:29:21.3	42 50.2	-7 18.1	4.6	15	Sarria
21.05.1997	23:50:45.1	42 50.6	-7 16.6	5.1	9	Sarria
22.05.1997	00:17:21.0	42 42.6	-7 16.3	4.8	12	Sarria

En 1986 sólo había una estación sismológica en Galicia (Santiago), y en 1992 operaban cuatro. Ellas configuraron aproximadamente un cuadrado que cubría casi todo el territorio (Figura 2C). El Instituto Geográfico Nacional (1991b) indica que la detectabilidad en Galicia tiene un mínimo para terremotos de magnitud 2.8; mientras que Córdoba (1998) estima, con métodos de trigonometría esférica, que el entorno de Sarria-Becerreá tiene un nivel de detección regular (orden 3), para una escala de 4 niveles. Esto decide la utilización de los datos de terremotos del período 1979-1996 ($n \gg 300$ eventos), por considerarle el período más fiable para estimar la potencialidad sismogénica de la región. En este sentido se configuran las Tablas 4 y 5 y la

Figura 3. Al comparar esta información con la figura N020 de Herraiz *et al.* (1998) que sólo incluye a los sismos del período 1984-1995 con errores epicentrales e hipocentrales < 5 km es factible confirmar la buena calidad de nuestra interpretación. Así, el 85% de los eventos se concentra en el rango de magnitud 3.0-3.6 y el 90% de los eventos en profundidades de 4-16 km. En cuanto a la distribución espacial de los sismos se observa que la sismicidad se dibuja en forma de arco desde Cortegada a Burela (Figura 3A), pero con una marcada concentración en Sarria-Becerreá. Además, es significativo que antes de 1979 en esa zona “no existían” datos de sismicidad y que en la actualidad sí hay una “regularidad” de ocurrencia

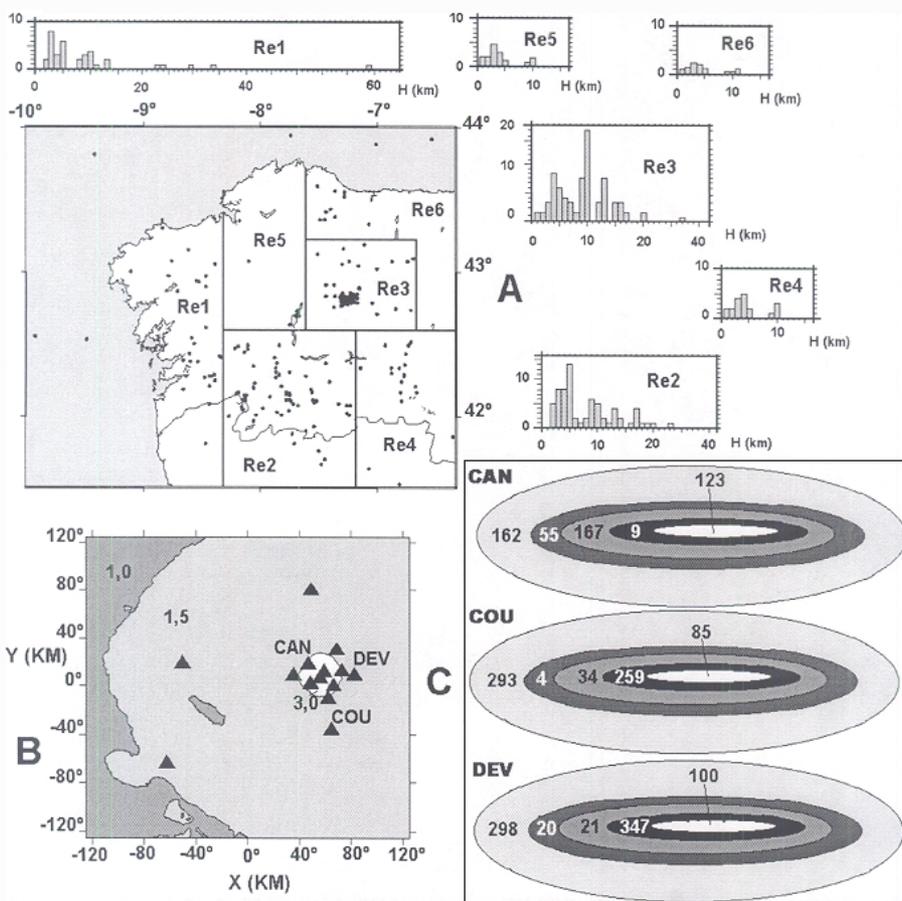


Figura 3. Estadística para seis zonas sísmicas del Noroeste Peninsular [A] Zonas sísmicas e histogramas; B) Localización de las estaciones sísmicas temporales entorno a Sarria-Becerreá (CAN= Cantera, COU= Courel, DEV= Deva) y sus errores de determinación; C) Cantidad de terremotos a partir de tres estaciones sísmicas (CAN, COU, DEV). Círculo negro = epicentro; triángulo negro = estaciones sísmicas temporales].

con magnitudes inferiores a 3.0. Tal situación puede interpretarse como la continuación de las series, que desde el punto de vista físico no tiene sentido dada la baja magnitud de los eventos principales. Tiene mayor fundamento físico que ahora hay una mayor atención de la población y las autoridades, incluso de la comunidad científica.

Tabla 4
Terremotos por rangos de magnitud y profundidad en Galicia

<i>H (km)</i>	<i>Cantidad</i>	<i>Magnitud</i>		
		2.0-2.9	3.0-3.9	4.0-4.6
0-10	210	102	106	2
10-20	51	14	37	
20-30	9	4	4	1
<i>Total</i>	<i>270</i>	<i>120</i>	<i>147</i>	<i>3</i>

Tabla 5
Complejidad de los terremotos de Galicia por períodos

<i>Período</i>	<i>Cantidad</i>	<i>Terremotos con</i>	
		<i>Magnitud</i>	<i>Profundidad (km)</i>
1347-1700	1	-	-
1700-1800	4	-	-
1800-1900	21	-	-
1900-1960	60	2	-
1960-1984	29	19	16
1984	3	3	3
1985	-	-	-
1986	2	2	2
1987	14	14	14
1988	25	25	25
1989	16	16	16
1990	17	17	17
1991	21	21	21
1992	32	32	32
1993	15	15	15
1994	25	25	25
1995	112	112	112
<i>Total</i>	<i>397</i>	<i>303</i>	<i>298</i>

La sismicidad de la región noroeste de la PI se puede esquematizar en cinco regiones (Re1, Re2, Re3, Re4, Re5) (Figura 3A). Para cada una de ellas se ha confeccionado un histograma en función de la profundidad. Sobre esa base destaca

que la Re3 es la más activa. Para clarificar esa zona operó una red de microsismicidad con once estaciones de tres componentes en el período 15.07.97-25.08.97, en las inmediaciones de las localidades de Sarria-Becerreá-Samos-Triacastela-Baralla (Figura 3B) (Córdoba, 1998). Ellas cubrían con dos anillos concéntricos el área de Sarria-Becerreá. Sin embargo, aquí sólo se presentan los resultados de los 516 registros de la estación más inmediata al epicentro (Cantera=CAN), localizada entre las localidades de Gilfrei y Vilaesteva. La figura 3C evidencia que la actividad sísmica se genera en un volumen de corteza muy reducido (“bulbo de deformación”) muy próximo al emplazamiento de la mencionada estación. Basándose en la distribución espacial de los terremotos registrados, se puede asumir la existencia de dos zonas sismogénicas. La primera abarca los intervalos 1 y 2, y supone una actividad generada en el volumen del cilindro centrado en la estación CAN, de 20 km de generatriz (profundidad hasta la que se localizan los hipocentros) y unos 50 km de radio. La actividad disminuye en el volumen comprendido entre los bordes externos de este cilindro y de otro concéntrico de unos 70 km de radio, para incrementarse nuevamente (221 eventos) en un tercer volumen comprendido entre el cilindro anterior y otro de unos 130 km de radio. Esas dos zonas sismogénicas están interconectadas y, en este sentido, permiten considerar con buen margen de certidumbre la existencia de un nudo o cruce de al menos dos líneas de debilidad tectónica. Al considerar para el análisis a las estaciones DEV (Deva) y COU (Courel) [situadas en el primer anillo junto con CAN] se verifica que al menos 126 temblores se generaron en un entorno de las localidades de Sarria y Becerreá inferior a 40 km y que el número de eventos aumenta hasta 304 cuando la distancia se extiende a 130 km.

El procesado de los datos de sismicidad permitió realizar dos conjuntos complementarios de mapas, densidad de epicentros (DE) y actividad sísmica (AS). Las técnicas y la metodología para el tratamiento de la información están en Riznichenko (1960, 1964, 1968, 1992) y ha sido aplicada con éxito, entre otros, por Álvarez *et al.* (1985) y Cotilla *et al.* (1997), para el Caribe, y por Buné y Reiman (1976, 1992) y Riznichenko y Gorbunova (1968) para Europa y la ex-URSS, respectivamente. Las Figuras 4A y B recogen la variante 2, de las cuatro realizadas para cada tipo. De ellas es factible interpretar que la mayor cantidad de eventos sísmicos y la energía liberada asociada se produce en una banda estrecha de dirección NE-SO y en particular, el máximo se localiza en el entorno de Sarria-Becerreá.

Según la figura 27 del Instituto Geográfico Nacional (1997), la solución preliminar del mecanismo del terremoto principal de la serie de ese año en Sarria-Becerreá (27.05, M=5.1) indica que las fallas que se han activado dan un movimiento de fallamiento inverso con componente de desgarre y gran ángulo de buzamiento. Mientras que la solución determinada para los terremotos del 29.11.95 y 24.12.95 (M=4.6) dan una solución similar (fallamiento inverso con componente de desgarre) al evento mencionado, pero las fallas no tienen el mismo rumbo. Esto permite a los especialistas del Instituto Geográfico Nacional (1997) asegurar que el esfuerzo

compresivo es el responsable de la fracturación producida, y que por estar separados (espacialmente) los tres terremotos, los sistemas de fallas son distintos. La distancia es del orden de 10 km. De esto se puede reconocer en ese entorno: 1) la actividad de sistemas de fallas de diferentes características geométricas; 2) que hay serias discrepancias de interpretación de los datos y en el alcance de los métodos utilizados.

El Instituto Geográfico Nacional (1991a) delimitó en Galicia dos zonas sismogénicas de dirección NE-SO (La Coruña-Pontevedra-Ourense y Lugo). La segunda de ellas es la de menor dimensión y tiene seis subzonas, mientras que Jiménez *et al.* (1999) delimitaron en Galicia sólo una zona. Recientemente, Rueda y Mezcua (2001) proponen siete zonas, introduciendo dos de ellas hacia la parte marítima atlántica. En general, el primer y tercer trabajo muestran un predominio de las orientaciones NE de las zonas sismogénicas, que se contraponen a 90° con la dirección de esfuerzos determinada por Herraiz *et al.* (1998). Además, se ha asumido, con cierto fundamento, que la actividad sísmica que existe en la parte marítima, dado el nivel determinado en la parte meridional de la PI, se vincula directamente con la parte continental por estructuras disyuntivas transversales. Luego, con toda esta información es posible asegurar que la sismicidad de Galicia es importante, pero que ha sido subestimada en el pasado y debe ser controlada mejor con la instalación de al menos otra estación sismológica permanente. Y al margen de las imprecisiones epicentrales, se ha observado una ajustada relación espacial entre la sismicidad y el embalse de Belesar, en el río Miño (Figura 2B).

Campo macrosísmico

Córdoba (1998) evalúa y mejora los trazos de 10 isosistas del catálogo preparado por Mezcua (1982), lo cual le permite realizar una primera clasificación en zonas de isosistas. No obstante, como la tarea de la reevaluación es muy extensa y compleja, que escapa del objetivo propuesto en esa investigación, toma un camino alternativo como en Cotilla *et al.* (1991a). Tal decisión conduce a un resultado preliminar, pero que permite presentar un poco mejor depurada la información. Las agrupa en tres partes independientes (zona del oeste de Galicia, zona de Lugo-Becerreá y zona del norte) atendiendo a la orientación del eje principal y la situación del epicentro (Tabla 6; Figuras 4 C, D y E). Cada una de las zonas se ajustó a un modelo de isosistas elípticas. Dos de esas zonas tienen el epicentro en la parte marina (Figuras 4C y D) y la tercera entre las localidades de Lugo y Becerreá (Figura 4E).

En primera aproximación, con la clasificación realizada es posible suponer una relación entre elementos tectónicos nuevos y las isosistas. La orientación de los ejes principales de las isosistas marca la dirección del elemento sismoactivo. Así, para el oeste de Galicia, la estructura sismogénica tiene una dirección NE y se extiende desde el Atlántico a la parte continental. Para Lugo-Becerreá las isosistas indican que en las inmediaciones de esas localidades el elemento sismoactivo también es de

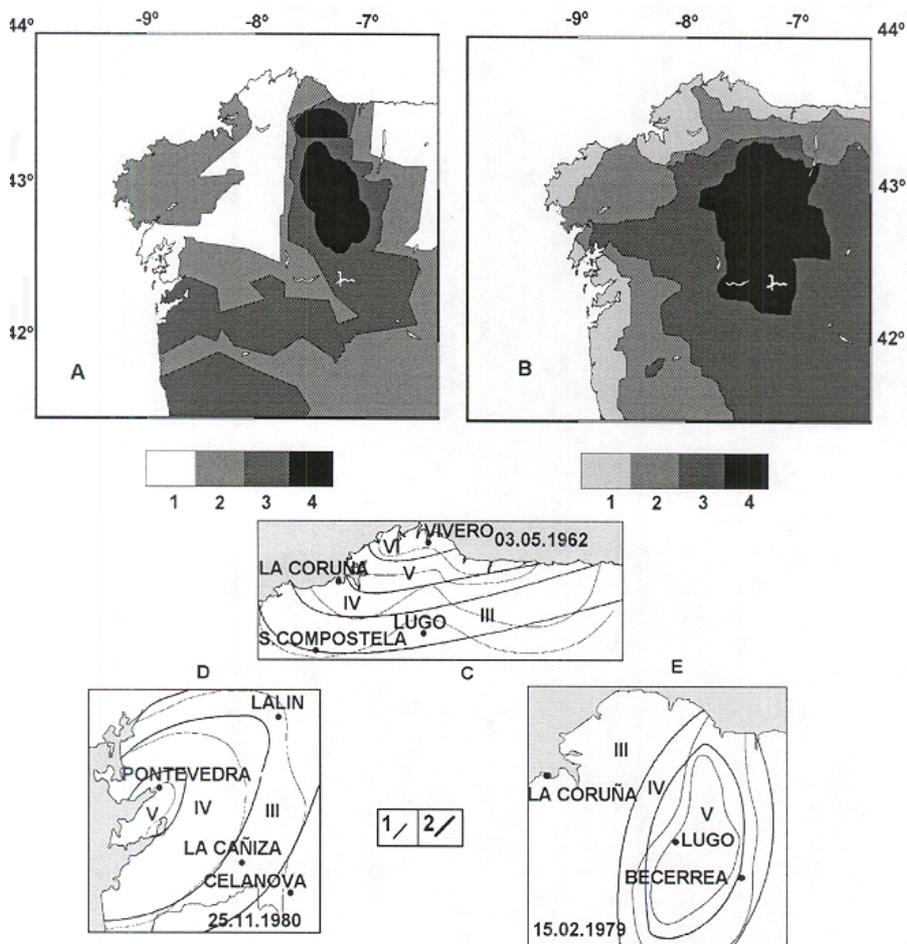


Figura 4. Mapas sísmicos para el Noroeste Peninsular [A] Densidad de epicentros (1: 0, 2: 1-25, 3: 26-40, 4: >41); B) Actividad sísmica (1: 0.5-10, 2: 11-20, 3: 21-30, 4: >31); C-D-E) Zonas de isosistas del Noroeste Peninsular {C) Parte norte, ejemplo del 03.05.1962; D) Parte oeste, ejemplo del 25.11.1980; E) Parte Lugo-Becerreá, ejemplo del 15.02.1979 (Ver Tabla 6)} (1- Zona modelo, 2- Ajuste elíptico)].

Tabla 6
Datos de las isostasias (Mezcua, 1982) utilizadas para el modelado

Parte A. Zona oeste de Galicia									
No.	Fecha	Tiempo hh mm ss	Imax (MSK)	M	Lat.N; Lon.0	h (km)	Estaciones sísmicas	Localidad	Escala original
71	26.11.1920	11 37 52.0	7	-	42 24.0; -08 36.0	-	8	Pontevedra	1:1,500,000
244	20.02.1979	14 48 33.0	4	3.4	42 18.9; -07 52.2	10	11	Ourense	1:500,000
255	06.10.1980	23 04 32.0	5	3.4	42 20.0; -08 40.0	-	2	Marín-Pontevedra	1:500,000
257	25.11.1980	00 16 24.6	5	-	42 25.4; -08 21.0	5	9	Puente de Caldelas, Caldas de Reyes-Pontevedra	1:500,000
Parte B. Zona de Lugo-Becerreá									
No.	Fecha	Tiempo hh mm ss	Imax (MSK)	M	Lat.N; Lon.0	h (km)	Estaciones sísmicas	Localidad	Escala original
243	15.02.1979	10 11 59.0	5	4.6	42 45.6; -07 22.1	10	15	Sarria-Lugo	1:1,250,000
251	18.12.1979	05 47 34.6	6	4.2	42 53.3; -07 09.8	20	18	Becerreá-Lugo	1:750,000
Parte C. Zona del norte									
No.	Fecha	Tiempo hh mm ss	Imax (MSK)	M	Lat.N; Lon.0	h (km)	Estaciones sísmicas	Localidad	Escala original
32	24.11.1910	09 53 20.0	7	-	43 32.0; -08 15.0	-	3	El Ferrol-La Coruña	1:1,000,000
107	16.10.1938	02 19 45.0	7	4.9	43 15.0; -03 37.0	-	6	Arredondo-Santander	1:1,000,000
198	03.05.1962	23 27 22.8	6	4.3	43 53.0; -07 00.9	5	10	Cantábrico-La Coruña	1:1,000,000
216	18.12.1966	13 51 36.0	6	3.8	43 15.0; -03 18.0	-	3	Embalse Ordunte-Burgos	1:5,000,000

orientación NE. Mientras que para la zona del norte, dada la diáfana orientación de las isosistas empleadas, el sistema activo es E-O. A partir de la figura 33 del Instituto Geográfico Nacional (1997) se observa la forma, prácticamente circular, de las isosistas de valor VI y V grados (MSK) del terremoto del 21.05.1997. El isovalor VI incluye a las localidades de Sarria, Samos, As Nogas, Becerreá, Baralla, Lancara y Corgo. Esta forma circular puede indicar que el epicentro está en un cruce de fallas mutuamente perpendiculares, que Córdoba (1998) identifica a partir de la perceptibilidad del mencionado terremoto en Gilfrei y Vilaesteva. Mientras que la Figura 4.3 de Rueda y Mezcua (2001) representa de otra forma las isosistas de ese mismo terremoto. Esta nueva variante permite interpretar también la existencia de al menos dos sistemas de fallas activas, cortantes entre sí, con ángulo inferior a 90°, pero en la que una de ellas funciona como la principal y la otra como la subordinada. Así, la principal tiene dirección NO (que es coincidente con una alineación entre las localidades de Gilfrei y Vilaesteva) y la subordinada E-O. Estas isosistas, a pesar de estar en el entorno de Sarria-Becerreá, no se ajustan al patrón de Lugo-Becerreá.

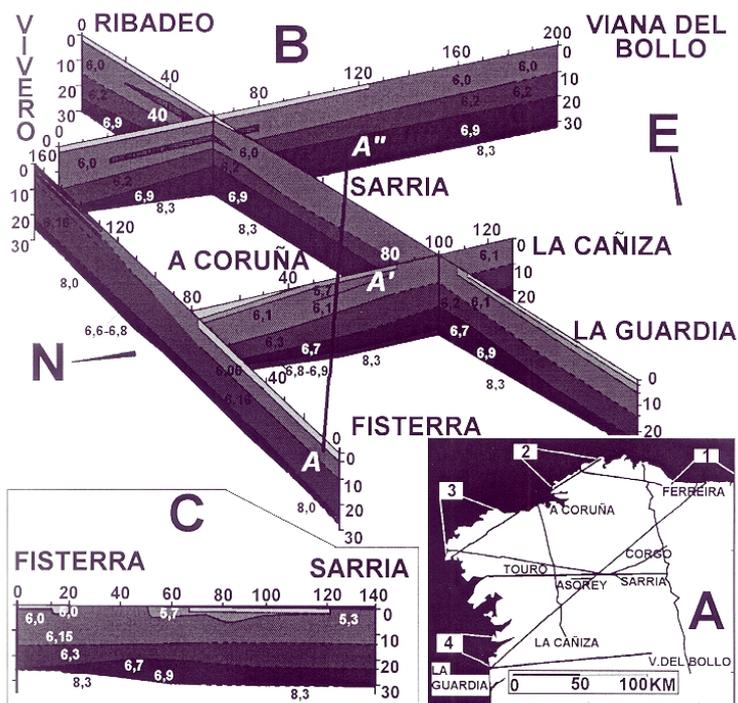


Figura 5. A) Líneas de los perfiles sísmicos del Noroeste Peninsular. Se indican cuatro segmentos de costa donde se realizaron investigaciones geomorfológicas: 1-Navia-Foz, 2- Cabo Ortegal-Ría del Ferrol, 3- La Coruña-Cabo de Fisterra, 4- Ría de Vigo-La Guardia { Ver Tabla 7}; B) y C) Modelo litosférico general.

La profundidad de la capa sismoactiva en Galicia se estima es inferior a 30 km (Córdoba, 1998). Este estimado se obtuvo a partir de la estadística de terremotos, las evaluaciones del campo macrosísmico (con las isosistas), las relaciones empíricas de longitud y profundidad de las fallas, y los datos de perfiles sísmicos.

Perfiles sísmicos

Córdoba (1986), con una red de perfiles sísmicos (reflexión y refracción) (Figura 5A), determinó que en Galicia la corteza se divide en tres capas (superior, media y profunda) con espesores de 13, 8 y 10 km, respectivamente, y con velocidades de 6.0, 6.2 y 6.7-6.9 km/s, respectivamente (Figuras 5B y C). Además aseguró que el manto superior se localiza a una profundidad de 26-32 km y que posee una velocidad de 8.0 km/s en el norte y 8.3 km/s en la parte central de Galicia. Posteriormente, Córdoba (1998) consideró los resultados de González *et al.* (1999) y Téllez y Córdoba (1996) y realizó dos perfiles de dirección O-E (desde el océano al interior de Galicia, ≈ 500 km) y paralelos entre sí. El primero de esos perfiles pasa por el Cabo de Fisterra-sur de Lugo-Becerreá; mientras que el segundo, más al sur, corta Baiona-Cortegada-Allariz (sur de Ourense). En ambos se aprecia, perfectamente, el adelgazamiento de la corteza desde la parte continental ($h \approx 30$ km) a la parte marina ($h \approx 20$ km); pero con diferente geometría (Figuras 6A y B). También se percibe que la estructura de la corteza está supeditada a una sucesión de capas con diferentes velocidades. Para la parte continental esos perfiles se diferencian significativamente en sus espesores y composición (Figuras 7A y B). En la Figura 7A se muestra la variación significativa de la corteza para un perfil de 6 km de profundidad. Esta estructura cortical se justifica con un sistema de fallas de buzamiento casi perpendicular. Y la Figura 7B tiene una cuña de alta velocidad, de aproximadamente 60 km de longitud y con una profundidad de 5-10 km, en el entorno de Sarria-Samos-Triacastella-Baralla-Becerreá.

El margen oeste de la PI, desde el Banco de Galicia a Baiona, está caracterizado por un sistema de fallas lítricas de dirección N-S que definen una estructura de graben, la cual se atenúa en la parte continental emergida (Figura 7C). Es decir, hay en Galicia una diferenciación litosférica en la dirección N-S para una línea imaginaria que pasa desde Fisterra a Becerreá. Esto se interpreta en la parte continental emergida con el análisis de la red fluvial (Cotilla *et al.*, 2000), y de los tramos costeros (Cotilla y Córdoba, 2000). Los resultados de Fernández-Viejo *et al.* (1998) para el Margen Norte de la Península Ibérica muestran una significativa diferencia estructural entre las partes del Norte de Galicia y del Norte de Cantabria. Para la primera parte la transición continente – océano muestra una abrupta pendiente en las inmediaciones del contacto, pero en ambas partes la superficie de Moho es aproximadamente horizontal. Mientras que en la parte del Norte de Cantabria se determina una mayor complicación tectónico-estructural, por la presencia de los bloques continen-

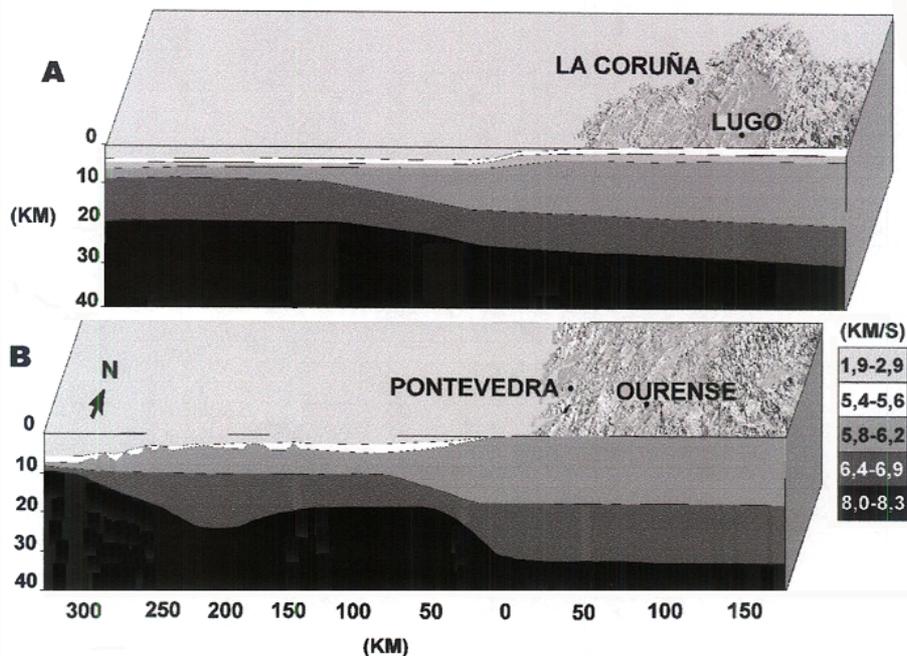


Figura 6. Modelos litosféricos del Noroeste Peninsular [Tramo oeste-este: A) Cabo de Fisterra-sur de Lugo-Becerreá; B) Baiona-Cortegada-Allariz.

tales en las inmediaciones de las Montañas Cantábricas y como resultado de un proceso de subducción. Esto explica adecuadamente el gran espesor de la corteza de esta zona, así como también se puede entender que la reactivación alpina fue más importante que en la parte de Galicia.

En general, la interpretación de los perfiles sísmicos y las mayores morfoestructuras (mesobloques montañosos) en Galicia demuestra una relación directa. Así, en la Figura 6.1 de Córdoba (1986), tramo Cabo Ortegal-sur de Cedeira, se distingue a partir de este último punto una importante inflexión descendente al suroeste, de las capas de la corteza. Además, es en esta zona donde el Parteaguas Principal de Primer Orden alcanza la costa. Cotilla y Córdoba (2000) efectuaron una evaluación de las formas y los tipos del relieve de costa y sus relaciones con las estructuras continental y submarina adyacentes apoyados en la información de los perfiles sísmicos. En la Tabla 7 se presenta, para cuatro tramos costeros de Galicia (Figura 5A), un resumen de los resultados geomorfológicos logrados. Estos últimos fueron obtenidos a partir de la revisión bibliográfica y la cartografía de los elementos del relieve (formas lineales y de áreas) enmarcados en la morfoescultura y la morfoestructura. En este sentido se comprobó que en Galicia existe un importante control estructural en la

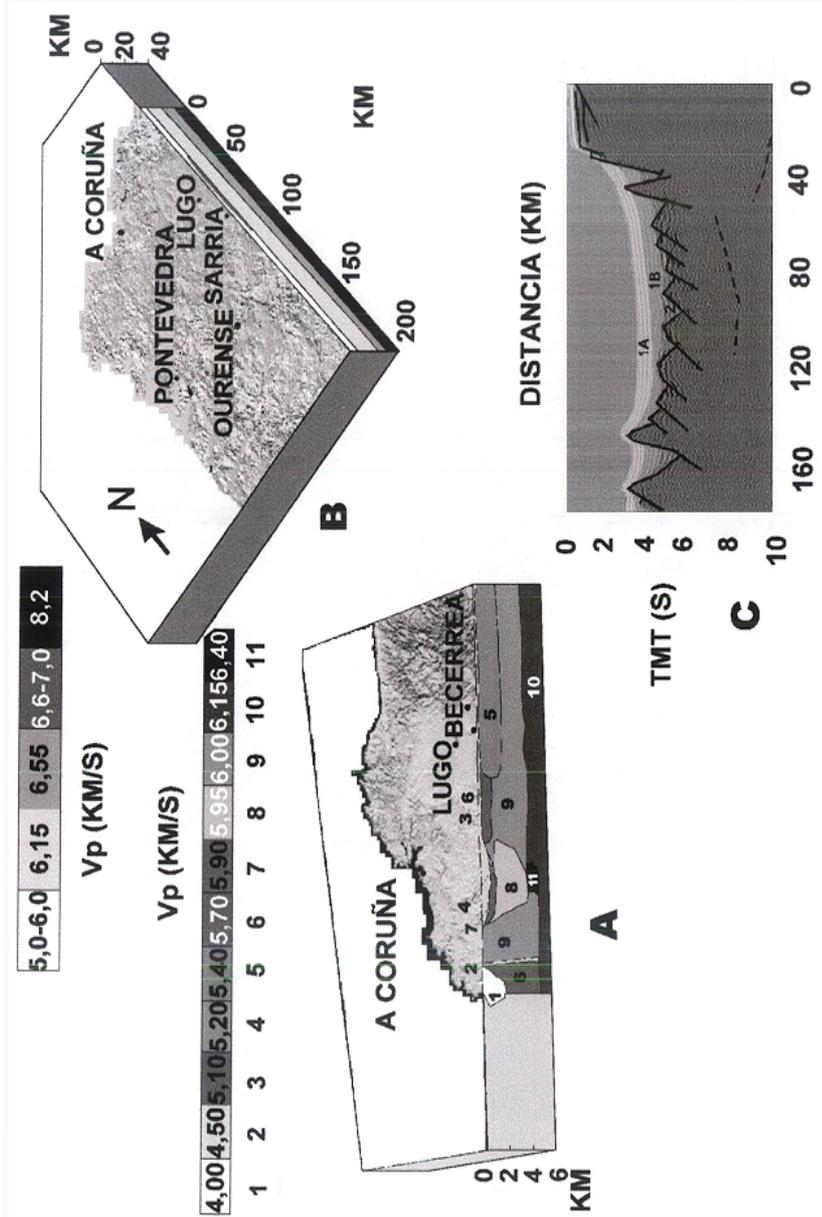


Figura 7. Modelos detallados de corteza del Noroeste Peninsular y fallamiento ístrico en la parte marina. A) Ría de Mouros e Noia- Becerreá; B) Ribadeo- Samos, C) Fallas ístricas de la parte marina en el oeste de Galicia.

dinámica de las costas y que ellas reflejan la diferente tendencia al levantamiento de los bloques. El perfil La Coruña-La Cañiza, de dirección aproximada N-S, muestra que a partir del segmento Ría de Muros e Noia-Embalse de Portodemouros y en dirección norte hay una tendencia a la inflexión de la corteza al noroeste. De esta forma, la parte al sur del mencionado segmento lineal está más elevado. Y para el perfil Ribadeo-La Guardia se distingue, al sur de Cea (oeste de Cuitelo) y en dirección sur (hacia La Guardia), una inflexión de la corteza que se corresponde con la cuenca de Ourense.

Metodología

Los criterios y principios de la clasificación morfoestructural son numerosos y diversos (Cotilla *et al.*, 1991b; Jain, 1980). No obstante, hay un conjunto fundamental de métodos de campo y gabinete (cualitativos y cuantitativos) que en general se sintetizan en Filosofov (1960). Ellos permiten el análisis e interpretación: 1] de mapas topográficos a escala: a] grande (1:50,000-1:100,000) y de las fotos aéreas, b] escala media y pequeña (1:500,000-1:1,000,000) y de las imágenes y fotos satelitarias; 2] de mapas batimétricos; 3] morfométrica del relieve (a partir de la confección de los mapas o esquemas: hipsométrico, de cotas máximas y cotas mínimas, disección vertical y horizontal, ángulos de pendientes (medios y máximos), intensidad potencial de la erosión fluvial, morfoisohipsas, isobasitas, diferencia de isobasitas, etc.); 4] de los elementos lineales del relieve a diferentes escalas (dirección y magnitud); 5] de la red hidrográfica (ríos, divisorias y cuencas); 6] de las características geológicas, tectónicas y geofísicas (incluyendo la sismicidad). Cotilla *et al.* (1991b) recomienda emplear además los métodos: A) Fluviales (Cox, 1994; Hack, 1973; Merritts y Herterbergs, 1994; Sherve, 1966; Strahler, 1957) {1) El coeficiente de sinuosidad, K_s (relación entre la medida recta y la medida curva de los elementos lineales del relieve [ríos, parteaguas, etc.]; 2) El factor de cambio significativo de pendiente en las cuencas y los ríos, FC_{cf} ; 3) El índice de simetría/asimetría de las cuencas fluviales por sus divisorias y por el curso fluvial, IS_{cf} / IAS_{cf} ; 4) El índice de la forma y orientación de las cuencas, IF_{cf} / IO_{cf} ; 5) El factor de cambio espectral de las cuencas F_{ccc} }; B) Hipsométrico-Fluviales {1) La intensidad potencial de la erosión fluvial, IPEF; 2) El índice de altitud / número de intersecciones de ríos, I_{ai} ; 3) El índice de orientación / longitud de río, I_{ol} . Aquí se determina no sólo el gradiente de los movimientos neotectónicos verticales y la influencia de los procesos exógenos (Hernández *et al.*, 1990; Cotilla *et al.*, 1997), sino que también es factible distinguir las tres categorías principales del relieve considerados en la metodología morfotectónica: 1) Unidades Territoriales (bloques de distinto rango); 2) Zonas limítrofes entre ellas (morfoalineamientos); 3) Lugares de interacción entre los morfoalineamientos (intersecciones y nudos).

El análisis detallado de la red fluvial también implica la definición y la clasificación jerárquica de los parteaguas (divisorias) (Korzhev, 1979). Estos elementos lineales reflejan, por lo general, muy bien la actividad neotectónica de una región. El análisis de los parteaguas no se debe reducir a una pequeña área o región, sino que se tiene que extender a un nivel taxonómico muy alto, ej. la PI (Córdoba, 1998). Cotilla *et al.* (1991b) considera que los parteaguas (P) se pueden distinguir en una sucesión ordenada jerárquicamente a partir de un orden o nivel superior (principal). Ese nivel principal se define cuando el parteaguas delimita, sin ambigüedad, grandes cuencas fluviales (ej. Cuenca del Atlántico), y se denomina Parteaguas Principal de Primer Orden (PPPO), y que evidentemente es uno. Seguidamente, el nivel inmediato inferior es el Parteaguas Principal de Segundo Orden (PPSO), que se establece sin interrupción desde el PPPO hasta la línea de costa. En las grandes cuencas hay siempre más de un PPSO, pero que definen áreas menores que el PPPO. Desde este PPSO se dibuja un número mayor de líneas divisorias, los Parteaguas Principales de Tercer Orden (PPTO), y en consecuencia resulta una mayor cantidad de cuencas, que se prolongan hasta las líneas de costa. El procedimiento es similar en el resto.

En la tarea morfoestructural resulta útil, como otro complemento de la clasificación, la metodología de Krestnikov (1987), que se fundamenta en la hipótesis de la existencia de niveles geomorfológicos (o superficies de nivelación). Éstas se localizan teóricamente en las partes más altas de los sistemas montañosos y se caracterizan por su disposición casi horizontal o poco inclinada hacia la periferia de las cordilleras. En general, las superficies de nivelación constituyen grupos concéntricos y escalonados que enlazan terrazas marinas y fluviales con los niveles más altos. Es común asumir que los niveles más altos son los más antiguos del sistema y que se corresponden con las divisorias de las aguas. En la inmensa mayoría de los casos esta disposición regular se perturba por la actividad erosiva, conduciendo a la configuración de cimas aisladas. Las superficies de nivelación generalmente no poseen sedimentos, pero ellos son necesarios para su adecuada datación. A partir de los valores altimétricos de las superficies de nivelación y de su relación espacial es posible estimar la amplitud (en la vertical) de los movimientos neotectónicos (Dumitrashko y Lilienberg, 1954). En un sentido similar, con los datos de perforaciones geológicas profundas se puede establecer la movilidad y el rango de ascenso y descenso de una región (Glasko, 1984). Para la toma de decisiones este resultado se debe comparar-contrastar con el conjunto de resultados alcanzados con los métodos descritos en párrafos precedentes y sin olvidar la dinámica horizontal. De una forma análoga Gladfelter (1971) realizó un estudio del Sistema Central Español.

Sobre la base del estudio de Córdoba (1998) las Unidades Territoriales de la PI se dividen en seis rangos (megabloque, macrobloque, mesobloque, bloque, microbloque y nanobloque). El primero (megabloque) es el territorio de mayor dimensión con un tipo único de proceso orogénico y con determinados rasgos definitorios del relieve, pero con un mismo comportamiento geodinámico en la ac-

tual etapa del desarrollo geológico. Esta Unidad Territorial corresponde a la microplaca Península Ibérica (megabloque Iberia para los autores). A su vez, para la subdivisión de esta Unidad en otras de rango inferior (macrobloque, mesobloque, bloque, microbloque y nanobloque) se consideran las siguientes evidencias: nivel máximo de las alturas de las cadenas, carácter de la composición y orientación de los grandes elementos del relieve; dirección de los movimientos tectónicos; etc. En particular el macrobloque se distingue, fundamentalmente, por el tipo de proceso orogénico y por las características tectónicas de gran escala. Mientras que el mesobloque (evidentemente incluido en el macrobloque) se diferencia por el tipo de relieve predominante, los promedios de los parámetros del relieve y el patrón de los elementos del relieve. La diferenciación de los bloques (siempre contenidos en los mesobloques) se obtiene con la historia neotectónica y las singularidades de los parámetros del relieve. Los microbloques y nanobloques resultan de las características cuantitativas de los grandes elementos del relieve que contienen, total o parcialmente.

Las zonas lineales del relieve que limitan a las Unidades Territoriales son denominadas alineamientos morfoestructurales o morfoalineamientos. Ellas se subdividen en rangos de acuerdo a la jerarquía de las unidades que separan (Cotilla y Córdoba, 2000). Pueden ser clasificados también en base a la dirección como longitudinales y transverso-diagonales. Evidentemente, ellas son líneas de debilidad tectónica (LDDT) y en consecuencia, con movimientos tectónicos asociados. Estas estructuras que son expresión de la actividad tectónica más reciente se clasifican como de primer rango cuando poseen un ancho mayor de 50 km y más de 1,000 km de extensión (ej: el límite de placas África-Eurasia). Ellas pueden tener en su trazo modificaciones en la morfología y la cinemática. Un alineamiento morfoestructural puede no corresponderse necesariamente con una falla indicada en un mapa tectónico, pero esto no significa que no esté asociado con actividad sísmica. Los alineamientos longitudinales son aproximadamente paralelos a las formas principales del relieve. Ellos, por lo general, representan los límites de estas formas, que pueden aparecer como sistemas de bloques estrechos y alargados. Mientras que los alineamientos transversales son aquellas estructuras que cruzan o cortan (generalmente en las terminaciones) con ángulos importantes a los primeros. Mientras que los nudos morfoestructurales son aquellos lugares de intersección entre dos o más morfoalineamientos. En la mayoría de los casos se forman por la intersección de morfoalineamientos longitudinales y transverso-diagonales, pero pueden estar constituidos por la convergencia de varios alineamientos. Por definición, el nudo tiene un ancho mucho mayor (~20-200 km) que el alineamiento y forma circular, para una primera etapa de investigación. Aquí el radio para los nudos es de 25 km y está en concordancia con los resultados obtenidos a partir de las relaciones de Riznichenko (1976) para sismos de hasta $M=6$. Los nudos son elementos de interés, no sólo porque en ellos se puede producir la reactivación de las fallas longitudinales dada su intersección con

las transversales, sino también porque es mayor la probabilidad de ocurrencia de terremotos (Gabrielov *et al.*, 1996; Liu *et al.*, 1999; Zhidkov *et al.*, 1975). De hecho, los nudos son las áreas de mayor debilidad tectónica (Arsovsky y Hadzievsky, 1970; Assinovskaya y Solovyev, 1994).

Resultados

A partir de los datos presentados en el epígrafe Datos, Métodos y Metodología, de los recorridos de campo y de la interpretación de los materiales fotográficos y digitales del relieve empleados (Figura 1C), se ha visto que las terrazas marinas y fluviales, y los complejos y estructuras de las zonas de Galicia-Tras-Os-Montes, Centro Ibérica y Asturoccidental Leonesa, se encuentran afectados y desplazados en distintos sectores por fallas recientes. Esta fracturación en Galicia tiene definida su edad entre el Neógeno y el Cuaternario. La tectónica de fracturación neogena es más intensa que la del Cuaternario. Sin embargo, esta última tiene importancia sólo en ciertos sectores. Es sobre esta base que se puede entender la existencia de una tectónica de bloques a la que se puede asociar la sismicidad de interior de placas. La tectónica de bloques en Galicia ha sido reconocida por otros autores, entre ellos el Instituto Geológico y Mínero (1997). De otra parte se puede asegurar, sobre la base de los datos del epígrafe de Sismicidad y Campo Macrosísmico, que en Galicia: 1) no hay información que algún terremoto haya provocado el desplazamiento en superficie de una falla; 2) hay relación espacio-temporal entre terremotos y elementos lineales del relieve. Muchos de estos últimos no se identifican como fallas. No existe entre los materiales bibliográficos consultados, incluso en Rey Pastor (1956) e Instituto Geográfico Nacional (1992), siquiera un modelo sismotectónico que explique coherentemente la sismoactividad de Galicia.

En la red fluvial de Galicia se distinguen dos vertientes principales, la Cantábrica y la Atlántica (Figura 2A). La segunda de ellas es de mucho mayor extensión superficial que la primera, aunque de pendiente mucho menor. Hay un total de 40 cuencas a partir de la definición del PPPO, localizando 15 al norte y 25 al sur. En general, las cuencas del norte son de figura rectangular y con fuertes pendientes, y manifiestan en conjunto un basculamiento al noroeste. En este sentido, para el segmento Cabo Ortegal-Ría de Santa Marta de Ortigueira, la asimetría fluvial es al oeste, la Ría de Barqueiro es aproximadamente simétrica y la Ría de Vivero tiene un perfil asimétrico al este. Además, es destacable el perfil encajado (forma de V) de la mayoría de los ríos de orden inferior y su confluencia aproximada a 90° con los ríos de mayor orden. Todo esto se puede interpretar como una fuerte tendencia al levantamiento de la zona. El PPPO de la PI tiene una importante flexión norte-sur en el entorno de la localidad de Becerreá (Figuras 2A y B). Este PPPO pasa por Santalla con dirección NO hacia Gilfrei y Vilaesteva (entre Sarria y Becerreá), luego tuerce hacia Becerreá y posteriormente se desvía hacia Mondoñedo. En estas localidades se han producido

los mayores daños estructurales en edificaciones de Galicia por terremotos. Tanto los PP como la red fluvial en Galicia están deformados y ello facilita trazar alineaciones de diferente orientación y longitud. Los PPSO al norte del PPPO son cortos y rectilíneos, mientras que los del sur son mucho más extensos y sinuosos. Así, el PPSO del río Miño (localizado en el margen oeste) tiene un escalonamiento sucesivo a partir del embalse de Belesar. Esta situación también se aprecia en los sistemas de terrazas fluviales. Al sur del PPPO, en las Rías de Ferrol y de Ares, hay una sucesión de cuencas definidas con los PPSO con orientación latitudinal, lo cual está asociado a la presencia de fallas. Mientras que las Rías de Betanzos y de La Coruña tienen dirección NO y manifiestan asimetrías en sus partes sur y norte, respectivamente. Esto se puede interpretar como una tendencia ligera al levantamiento de la zona. Todas las cuencas fluviales delimitadas al sur del PPPO con PPTO tienen franca orientación NE-SO; lo cual se corresponde aceptablemente con el patrón del fracturamiento de las Rías Bajas.

La mayor cuenca fluvial en Galicia es la del río Miño (Figura 2B), que alcanza el séptimo orden en la ordenación taxonómica aplicada. Ella también es la más heterogénea y muestra una segmentación evidente, a partir de su confluencia con el río Sil (en las inmediaciones de la localidad de Cuitelo). Al norte de esa zona predomina la dirección N-S y al sur la dirección NE-SO hasta La Guardia (desembocadura en el Océano Atlántico). El río Miño tiene para tres segmentos (La Guardia-Melgaço, Melgaço-Cuitelo y Cuitelo-Lugo) los siguientes valores de Ks: 0.9, 0.7 y 0.65, respectivamente. Por su parte, para el río Sil los segmentos Cuitelo-Enciñeira y Enciñeira-Puente Domingo Florez tienen valores de Ks de 0.65 y 0.95, respectivamente. Es decir, en ese entorno de Cuitelo cambia el comportamiento de los cursos fluviales bajo al acción de la tectónica. Las márgenes norte y sur del Miño para el segmento La Guardia-Monçao-Cuitelo tienen diferencias en cuanto al número de terrazas y la dirección de los afluentes. Así, para el norte la dirección es N-S y para la parte del sur resulta NO. Esto es otro índice de la actividad neotectónica que provoca diferentes tendencias de los movimientos y de la fracturación del terreno. El río Miño tiene una importante asimetría transversal en las inmediaciones del embalse de Belesar, aproximadamente en la misma latitud de la localidad de Sarria, situada más al este (~25 km).

Se ha identificado un extenso y heterogéneo alineamiento fluvial de dirección aproximada NE-SO desde la cabecera del río Navia (aproximadamente en la localidad de Becerreá) hacia la costa Cantábrica y desde Becerreá hacia el sur con la sucesión de ríos Santalla (afluente del río Sarria y éste del Neira que drena en el Miño) y Mao (afluente del Cabe y éste del Miño). En ese mismo segmento lineal hay inversión de los valores de las pendientes a partir del PPPO hacia los ríos Navia y Neira. Así, se aprecia que al sur de Becerreá el gradiente es mayor en el Navia que hacia el norte en el Neira. También los bloques del noroeste de Sarria-Becerreá son de dimensión superficial mayor y altitud menor que los localizados en la parte este

(hacia Becerreá). Los ríos de orden 1-3 tienen valles de tipo V, fuertes pendientes (40° - 50°) y las terrazas son muy estrechas y muchas están rotas. Es decir, la red fluvial denota la influencia de la actividad neotectónica en el entorno de la mencionada zona de inflexión del PPPO. También el estudio detallado de las rías de la zona centro-oeste de Galicia (Cabo Fisterra-Vilagrancia de Aurosa) (Figura 1C) ha permitido identificar cuatro sistemas de alineamientos (NE, NO, E-O y N-S), de los cuales el primero es el más extenso y se vincula con las principales líneas fluviales. Mientras que los alineamientos N-S son cortos por sectores y siempre relacionados en escalones, disminuyendo su cantidad desde la costa al interior. En ese entorno, los ríos Xallas, Tambre y Ulla, con cuencas de diferente dimensión y geometría, poseen valores del K_s de 0.85, 0.78 y 0.65, respectivamente. Todos ellos son asimétricos transversalmente, el Xallas al norte, el Tambre al sur y el Ulla alternadamente. Las cuencas aumentan de tamaño del norte al sur, aunque mantienen su orientación NE. Las pendientes fluviales son mayores siempre en los bordes costeros. Las pendientes entre las terrazas (todas muy estrechas) son muy fuertes. Por todo ello, se considera que el segmento entre las Rías de Camaiñas y la de Muros e Noia manifiestan tendencia al levantamiento y basculamiento al NO.

La aplicación de la metodología de Krestnikov (1987) a la PI (Cotilla *et al.*, 2000) permitió obtener un esquema de los movimientos neotectónicos verticales, donde se distingue en cinco niveles un conjunto de bloques y zonas lineales de discontinuidad (Figura 8A). Este resultado para el segmento litosférico de Galicia se corresponde aceptablemente con los mapas geomorfológicos confeccionados de las diferencias de superficies de erosión (o isobasitas) y de morfoisohipsas, que marcan de conjunto las áreas de levantamiento relativo. Estas áreas se han clasificado en siete niveles (débil-fuerte) (Figura 8B). La sismicidad principal se manifiesta, fundamentalmente, en los límites de esas áreas.

El análisis geotectónico de la Península Ibérica y su entorno inmediato, bajo un enfoque histórico-genético, permitió a Córdoba (1998) la subdivisión jerárquica de las unidades litosféricas y corticales regionales (Unidades Territoriales mayores): 1) Placa Euroasiática (que incluye a la Península Ibérica); 2) Placa Africana; 3) Zona de transición entre las placas continentales Euroasiática y Africana; 4) Placa del Atlántico Norte; 5) Zona de transición entre la placa oceánica del Atlántico y la placa continental Euroasiática. Esta idea es básica en el trabajo y define íntegramente a Galicia en la placa Euroasiática. En la Figura 9A se muestra el esquema morfotectónico de la PI (escala original 1:1,000,000). La PI es un megabloque emergido y diferenciado en su entorno tectónico contemporáneo. Sobre esta base se puede afirmar que la etapa neotectónica se caracteriza por una tendencia a la complejidad de la estructura del relieve, al fracturado general e interior de las macromorfoestructuras longitudinales más antiguas, a la diferenciación de los movimientos verticales y horizontales en la consolidación de las unidades morfoestructurales de diferente jerarquía y al ascenso diferencial de la región. La

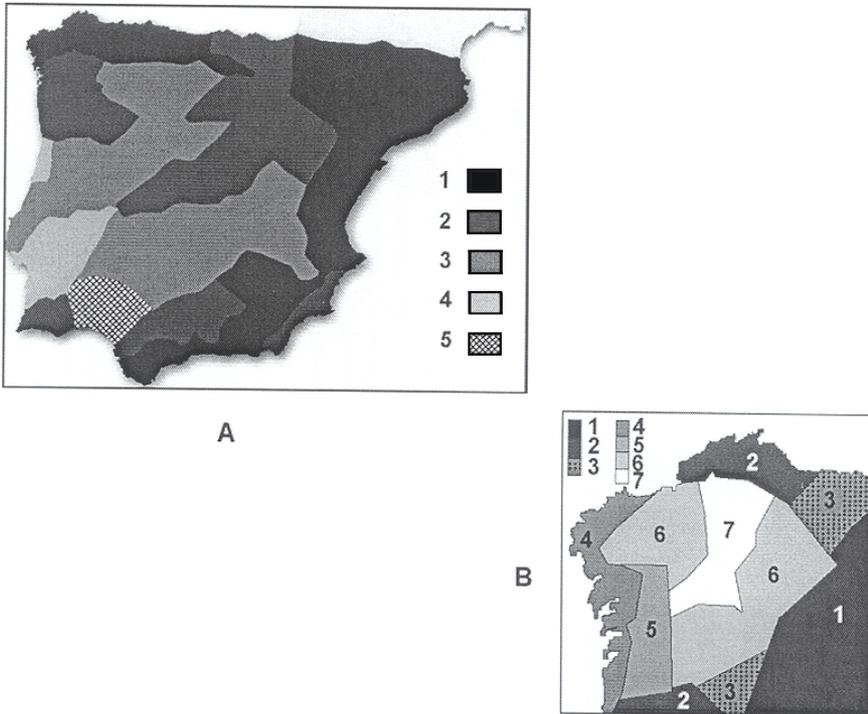


Figura 8. Zonas de movimiento neotectónico por datos morfométricos A) Península Ibérica (Ascenso: 1- Intenso, 2- Moderado, 3- Débil; Descenso: 4- Intenso, 5- Débil); B) Noroeste Peninsular (Ascenso: 1- Muy intenso, 2- Intenso, 3- Moderado, 4- Débil, 5- Muy débil, 6- Muy débil/nulo; Descenso: 7- Débil).

Figura 9B recoge una representación, simplificada de la morfotectónica de Galicia. Aparecen las tres categorías de la clasificación utilizada (Unidades Territoriales, Alineamientos, y Nudos de Alineamientos). En él están las Unidades Territoriales hasta el orden de bloque. El macrobloque Noroeste (VIII ó Galicia) está definido como una Unidad Territorial montañosa ($h_{\text{máx}} \sim 1,200 \text{ m}$ y $\Delta h \sim 130 \text{ m/km}^2$) de orientación NE-SO. En él se han delimitado dos mesobloques (Norte y Sur) (Figura 9B). Ellos están compuestos por 119 bloques, 328 microbloques y 691 nanobloques, 17 morfoalineamientos y 23 nudos (Tablas 8 y 9). Estos dos mesobloques tienen un límite común activo (alineamiento morfoestructural L16 Muros e Noia, que en la Figura 9B aparece como 4) con cinco nudos (de 5º orden: Nº19 [Portomouro], Nº16 [Embalse de Portomouro], Nº17 [Portomarín], Nº18 [Ferroi]; y de 3º orden: Nº11 [Triacastela-Santalla]).

Para cada uno de los bloques delimitados, con la metodología de Rantsman en el macrobloque Noroeste, se preparó una gráfica del número de alineaciones y fracturas (al nivel de mapas y fotos) y fracturas en afloramientos en función de la direc-

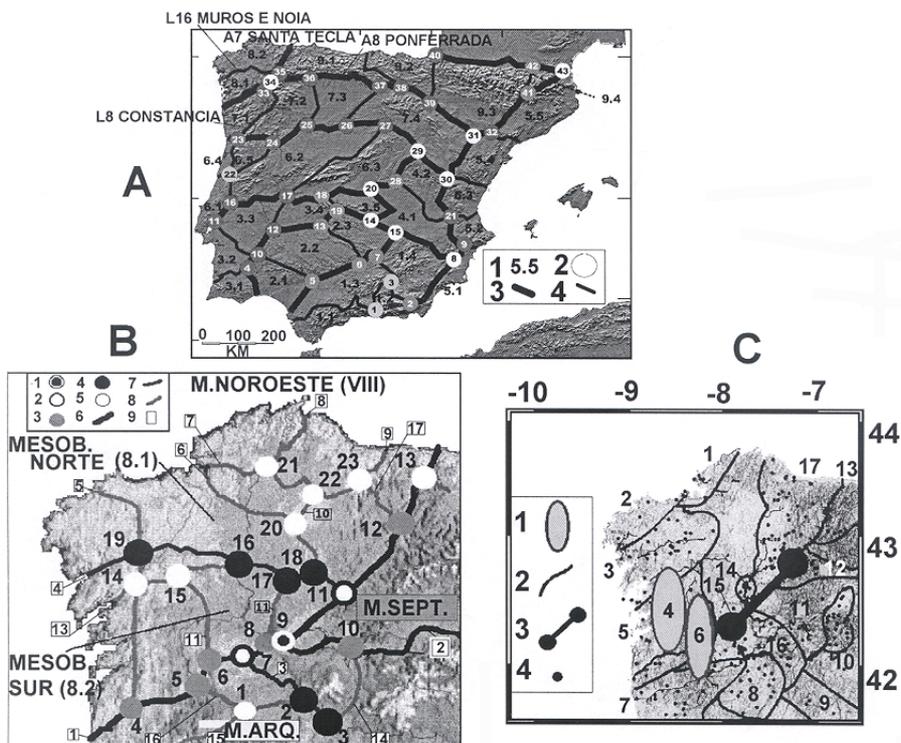


Figura 9. Mapa morfotectónico simplificado A) Península Ibérica (1- Mesobloque; 2- Nudo morfotectónico; Morfoalineamiento de: {3- 2º orden, 4- 3º orden}); B) Noroeste Peninsular (Nudo morfotectónico de: {1- 2º orden, 2- 3º orden, 3- 4º orden, 4- 5º orden, 5- 6º orden}; Morfoalineamiento de: {6- 2º orden, 7- 3º orden, 8- 4º orden, 9- sigla del morfoalineamiento}). Ver Tablas 8 y 9.); C) Fuentes sísmicas del Noroeste Peninsular (1- Zona fuente de dirección N-S; 2- Límite de zonas; 3- Zona de deformación; 4- Epicentro. Ver Tabla 11).

ción. Esto se complementó con: 1) el mapa de densidad de fracturas del relieve (Figura 10D); 2) la dirección de la fracturación; 3) la densidad y disposición de las superficies de cimas; 4) la cantidad y localización de los tipos (formas “V” y “U”) de los valles fluviales; y 5) la cantidad y la localización de las pendientes fluviales anómalas. Este conjunto permitió valorar la fiabilidad de la delimitación de las Unidades Territoriales. En el mapa morfotectónico del macrobloque Noroeste (Figura 9B) hay representados dos alineamientos de 2º orden, igual número de 3º orden, y 13 alineamientos de 4º orden (Tabla 8). Los nudos de alineamientos incluidos en la misma figura son 23 en total (orden 2= 1, orden 3= 2, orden 4= 6, orden 5= 8, orden 6= 6) (Tabla 9). Los alineamientos y los nudos predominan en el mesobloque Sur

(8.2) con relación al mesobloque Norte (8.1). Los nudos se concentran entorno a los morfoalineamientos de 2º y 3º orden.

Algunos datos de las Unidades Territoriales y los elementos lineales morfotectónicos del macrobloque Galicia se incluyen en las Tablas 8 y 9, respectivamente. Se puede asegurar que el macrobloque VIII mantiene una diferente interacción con los macrobloques adyacentes VII (Arqueado) y IX (Septentrional), la cual se refleja no sólo en la configuración morfotectónica respectiva, sino también en la tasa de sismicidad. Al considerar un perfil O-E en el macrobloque Noroeste es posible apreciar la variación del plano morfotectónico actual y suponer la actividad de sus distintos sectores. En la parte marina (de estructura netamente oceánica) hay dos sistemas de fallas, uno de dirección E-O a los que se asocian algunos sismos y mecanismos focales de tipo transcurrente destroso y el otro, de dirección NNE-SSO y NE-SO, ambos de tipo fallamiento normal antitético (Figura 7C). Este último sistema es el más importante, en cuanto a su extensión y disposición. En la zona de transición océano-continente prevalece el tercer sistema de fracturación y se destaca también la disposición regular de la línea de costa y de la plataforma submarina en la dirección N-S. Más al este, ya en la parte emergida, prevalece la morfología singular de las Rías Gallegas en la dirección NE-SO, que no muestran, aparentemente, la acción neotectónica. Sin embargo, parte de la red fluvial se adapta al sistema de fracturas. El extremo oriental del conjunto de las Rías define un alineamiento N-S a partir del cual se descubre una articulación en la horizontal del relieve emergido de poca altitud (<1,000 m de altura), aunque con una marcada constancia de la dirección de las pendientes al oeste y oeste-suroeste. Este sector es hipsométricamente escalonado, con algunas superficies de erosión de poca extensión y, al parecer, no está muy basculado. Aquí están presentes tres sistemas de fallas (NE-SO, N-S y NO-SE). La red fluvial tiene un recorrido corto, apenas 100 km, a partir de un sistema de montañas bajas (poco más de 1,000 m) orientadas, en conjunto, según una dirección NNE. En este conjunto, de importancia relativa para el desarrollo morfotectónico de los sectores oriental y centro oriental inmediatos, destacan superficies de erosión que se articulan por fallas y fracturas NO-SE y NE-SO. Al este, la cuenca occidental del río Miño define el curso superior de escorrentía principal, entre divisorias con dirección N-S. Este sector es denominado Tierras Llanas de Galicia, donde existen algunas cuencas de tipo *pull-apart* (con dirección NE). Finalmente, se alcanzan las mayores altitudes del relieve (2,000 m) donde son más significativos los contrastes morfotectónicos.

El sistema de fallas de dirección NO-SE en la parte noroccidental del macrobloque Galicia ha sido indicado previamente por varios autores. Incluso en el Mapa Tectónico de España (Instituto Geológico y Minero, 1977) aparecen pequeños trazos. Sin embargo, De Vicente *et al.* (1997) identificaron un sistema paralelo con esta dirección que cruza, desde la línea de costa atlántica hacia el interior del bloque emergido, a todas las estructuras de las partes occidental, central y centro oriental. Esos sistemas

Tabla 8
Descripción resumida de los Alineamientos (ALIN) Morfoestructurales (desde el orden 2 al 4) en el macrobloque Galicia

<i>Alin. Orden</i>	<i>Denominación</i>	<i>Dirección</i>	<i>Localidades</i>
1 2	A7 Santa Tecla	NE-NNE	La Guardia, Cuitelo, Cabe, Triacastela, Navia
2 2	A8 Ponferrada	E-O	Parada de Sil, Ribas de Sil, Enciñeira, A Rua, O Barco
3 3	L8 Constanca	NO-N-S	Ourense, Allariz, Est. de Alberguería, Tamicelas, Matamá, Monterrei
4 3	L16 Muros e Noia	NE-NO-E-O	Ría de Muros e Noia, Portomouro, Embalse de Portomouro, Portomarín, Ferroi, Triacastella, Santalla
5 4	ALG1 Laxe	NO-N-S	Ría de Come e Laxe, Ponteceso, San Roque, Portomouro, Ames, Eripapedriña, Padrón, Pontecesures, Caldas de Reis, Pontevedra, Redondela, Porriño, Tui, Valença
6 4	ALG2 Betanzos	NO-SE	Ría de Betanzos, Insua, Betanzos, Castellana, Guitriz, Vilariño, Rábade, Outeiro de Rei, Lugo, Nabela, Ferroi,
7 4	ALG3 Ares	E-O-NO-SE	Ría de Ares, Cabanás, Embalde do Eume, As Pontes de García Rodríguez, Touza, Chao, Casanova, Ferreira, Aldixe, Reigosa, Puerto de Marco Alvarez, Vilameá
8 4	ALG4 Barqueiro	NNE-NE	Ría do Barqueiro, Vilariño, Embalse de Ribeira, As Pontes de García Rodríguez
9 4	ALG5 Ribadeo	NE	Ría de Ribadeo, Vegadeo, San Tirso de Abres, A Pontenova, Vilameá
10 4	ALG6 E de Villalba	NNE-N-S	Carballido, Cospeito, Rábade
11 4	ALG7 Belesar	NE-N-S	Portomarín, Embalse de Belesar, Sabadella, Embalse dos Peares, Pesqueiras, Cuitelo
12 4	ALG8 O de Lalín	NO-N-S	Cira, Lamego e Souto, Outeiro, Noceda, Doade, Vilanova, Irixo, Fontela, Vilachá, Cabanelas, Esposende, Castrelo de Miño
13 4	ALG9 Aurosa	NE	Ría de Aurosa, Catoira, Pontecesures, Basterros, Ponte-Ulla, Cira, Brandomés, Sestelo, Embalse de Portodomouros
14 4	ALG10 Viana do Bollo	N-S-NE	Enciñeira, Viana do Bollo, Embalse das Portas, Matamá
15 4	ALG11 Xinzo de Limia	NE	Est. de Alberguería, Sarreaus, Xinzo de Limia, Taboadela, Muiños, Embalse de Lindoso
16 4	ALG12 Bande	NO	Pontedevea, Quintela de Leirado, Bande, Taboadela
17 4	ALG13 A Fonsagrada	NE	Vilameá, Vilamil, Vilameán, Vilar de Cuña, Coca

Tabla 9
Descripción resumida de los Nudos de Alineamientos (desde el orden 2 al 6) en el macrobloque Galicia

<i>Nudo</i>	<i>Orden</i>	<i>Denominación</i>	<i>Conformado por</i>
1	6	Famadeiros	ALG11 Xinzo de Limia y ALG12 Bande
2	5	Est. de Albegueira	L8 Constancia y ALG11 Xinzo de Limia
3	5	Matamá	L8 constancia y ALG12 Bande
4	4	Tui-Valença	A7 Santa Tecla y ALG1 Laxe
5	4	Pontedeiva	A7 Santa Tecla y ALG12 Bande
6	4	Sta. María-Castelo do Miño	A7 Santa Tecla y ALG8 O de Lalín
7	3	Ourense	A7 Santa Tecla y L8 Constancia
8	4	Cuitelo	A7 Santa Tecla y ALG7 Belesar
9	2	Nogueira de Ramuín	A7 Santa Tecla y A8 Ponferrada
10	4	Enciñeira	A8 Ponferrada y ALG10 Viana do Bollo
11	3	Triacastela-Santalla	A7 Santa Tecla y L16 Muros e Noia
12	4	Coca (Charitón)	A7 Santa Tecla y ALG3 Ares
13	5	Magueira Muñiz	A7 Santa Teclay ALAsturias
14	6	Pontecesures	ALG1 Laxe y ALG9 Aurosa
15	6	Cira	ALG1 Laxe y ALG8 O de Lalín
16	5	Embalse de Portomouro	L16 Muros e Noia y L16 Muros e Noia
17	5	Portomarín	L16 Muros e Noia y ALG7 Belesar
18	5	Ferroi	L16 Muros e Noia y ALG2 Betanzos
19	5	Portomouro	L16 Muros e Noia y ALG1 Laxe
20	5	Róbade	ALG2 Betanzos y ALG6 E de Villalba
21	6	As Pontes de García Rodríguez	ALG3 Ares y ALG4 Barqueiro
22	6	Aldixe	ALG3 Ares y ALG6 E de Villalba
23	6	Vilameá	ALG5 Ribadeo y ALG13 A Fonsagrada

transcurrentes destrosos son de norte a sur: As Pontes, Betanzos, Sur de la Coruña, Santiago, Ourense-Fisterra y Farbo. El sistema es más extenso longitudinalmente en la parte sur. También indicaron un extenso sistema de fallas en la dirección N-S paralelo a la línea de costa que limita por el este a las cabeceras de las Rías. El sistema de fallas de dirección NE-SO determinado acusa un predominio del tipo inverso hacia las partes noreoriental y norte-central. Forma parte de él la falla Chantada. Esta falla se intercepta con la falla Betanzos y con la parte sur de la prolongación de tipo transcurrente izquierdo en arco, de la falla Foz en las inmediaciones de Sarria-Becerreá. En esa zona un poco más al este (menos de 10 km) destaca otro cruce de fallas. Tal intersección está formada por una falla inversa, que se desarrolla en forma paralela a la falla Chantada y limita a las máximas altitudes de Galicia y Asturias y en la prolongación en forma de arco de la falla As Pontes. Mencionamos que en las inmediaciones de esta doble intersección (radio de 20 km) se reportó la actividad sísmica de 1996 y 1997. El estudio detallado de sectores de fallas en las

localidades de Agradelo, Baralla, Becerreá, Gilfrei, Gundaiz, Outeiro, Piedrafita, Samos, Santalla, Sarria, Triacastela y Vilasteva permite asegurar que todas responden a un patrón compresivo. Por sus direcciones principales NE, NNE y E-O, sus interrupciones de continuidad y la presencia en algunas de ellas de pequeñas áreas de cuencas y promontorios las interpretamos como una familia. Todas forman parte, por segmentos, de los distintos morfoalineamientos delimitados.

El morfoalineamiento A7 Santa Tecla (en la Figura 9B aparece como 1) separa a los dos máximos de anomalía magnética oriental de Galicia. Esta última es una estructura de aproximadamente 200 km de longitud y figura rectangular de dirección N-S. La anomalía se definió en el mapa aeromagnético de España (Ardizzone *et al.*, 1989), aunque fue supuesta por trabajos anteriores. Desde el punto de vista geológico, su localización espacial es justamente el límite de dos zonas del Macizo Hercínico, la Astur-Leonesa y la Ibérica Central. Los mencionados máximos tienen no sólo valores diferentes, sino también dimensión, figura y dirección principal. El máximo del norte (localizado en el bloque Vivero-Ribadeo, sobre el Mesobloque 8.1) es de 190 nT, de figura rectangular, fuerte gradiente y menor área que el máximo del sur (140 nT). El otro máximo está en el macrobloque VII (Arqueado) y tiene figura triangular con dirección NO y un gradiente débil. El extremo más estrecho del máximo se acuña en la intersección de los morfoalineamientos A7 Santa Tecla y A8 Ponferrada, en el nudo de 2ª categoría N°9.

En el macrobloque Noroeste se distingue otra importante línea de debilidad (el alineamiento morfoestructural de 3º orden L16 Muros e Noia). Tiene dirección E-O, pero de trazo irregular y arqueado (Figura 9A). Este alineamiento constituye, efectivamente, el ya mencionado límite de los mesobloques gallegos. Dicha línea se extiende desde la Ría de Muros e Noia hasta las inmediaciones de Sarria-Becerreá, donde intercepta con la línea Miño-Navia (el alineamiento morfoestructural de 2º orden A7 Santa Tecla, el más importante de todos) (Figura 9A). Es precisamente en este cruce donde se ha determinado recientemente una actividad sísmica destacada (Nudo 11 Triacastela-Santalla) y donde ha sido posible dibujar las isosistas del evento del 21.05.1997 (Rueda y Mezcuca, 2001). La línea L16 Muros e Noia es también el límite de dos tipos de corteza continental (Figuras 6A y B). Sobre ella se han detectado nueve eventos sísmicos en 1999 y desde 1347 a 1996, 29 (Tabla 10). De esto se puede indicar que el 74% de la actividad sísmica está en la parte oriental del alineamiento, es decir hacia Triacastela.

La zona de Sarria-Becerreá se localiza en la cercanía de la intersección de los tres macrobloques (VII = Arqueado, VIII = Noroeste y IX = Septentrional (Figura 9B). Sin embargo, Sarria y Becerreá están en mesobloques diferentes, Sur y Norte, respectivamente. En esta zona hay un significativo encajamiento de la red fluvial. Los valles en forma de V son numerosos y las terrazas son muy estrechas, discontinuas y fragmentadas. La mayoría de los ríos de orden 2 y 3 tienen un Ks de 0.9. Hay una considerable cantidad de sectores anómalos en las pendientes fluviales. La estructu-

Tabla 10
Comparación de la sismicidad del período 01-09 de 1999 y la 1437-1996 en el macrobloque Galicia

<i>Elemento morfoestructural</i>	<i>Cantidad de eventos (1999)</i>	<i>Cantidad de eventos (hasta 1996)</i>
Macrobloque Arqueado (VII)	11	30
Macrobloque Noroeste (VIII)	33	127
Mesobloque 8.1	6	35
Mesobloque 8.2	13	92
Alineamiento L16 (Muros e Noia)	9 (1 en Ría de Muros y 8 en Sarria-Becerreá)	29 (9 en Ría de Muros-Portodomouro y 20 en Sarria-Becerreá)
Alineamiento A7 (Ourense)	3 hacia el norte de Ourense	11 hacia el sur de Ourense y 25 hacia el norte
Alineamiento A8 (Ponferrada)	2 en el segmento Nogueira de Ramuín – O' Barco	5 en el segmento Nogueira de Ramuín – O' Barco

ra de bloques es evidente y el relieve tremendamente variable y energético. Incluso la cuenca de Sarria muestra disimetría en los materiales de relleno, con conglomerados en la parte oriental. Destacan cuatro familias o sistemas de alineamientos: 1) NE (los más extensos); 2) NO (los más cortos y frecuentes); 3) E-O; 4) N-S (Figura 10A). De acuerdo a las características morfológicas y morfométricas es posible considerar que las localidades de Sarria-Samos-Triacastela-Baralla-Becerreá están en un bloque rectangular irregular (~35 km²) de dirección principal NE-SO, con diferencias de nivel de 500-700 m, y donde son frecuentes los fuertes contrastes de pendientes y hay un basculamiento al NO en Sarria (Figura 10C). A una escala más detallada, ese bloque se diferencia en dos partes: 1) Sarria-Samos-Triacastela (de figura semicircular); 2) Becerreá (de figura rectangular). El primero de estos bloques es de dimensión mayor. Sin embargo, es en el segundo bloque donde la energía del relieve resulta mayor y la actividad neotectónica parece ser mucho más fuerte.

Para ilustrar mejor la propuesta de un posible nudo sismoactivo en las inmediaciones de Samos- Sarria-Becerreá-Baralla-Triacastela se emplea un bloque litosférico de 7 km de longitud y 35 km de espesor, donde están los hipocentros, las localidades y el relieve de la superficie (Figura 10B). Destaca la concentración de los focos sísmicos en un bulbo elipsoidal, con un semieje mayor de unos 10 km y su relación con los contrastes morfoestructurales de la superficie. Los mapas de densidad de epicentros y actividad sísmica poseen sus valores máximos (para el período 1979-1996) en las inmediaciones de Sarria-Becerreá. Esto se ajusta, perfectamente, al bulbo de deformación. De otra parte, la Figura 7A muestra una capa de alta velocidad con franca dirección NE, que suponemos intensamente fracturada, entorno a

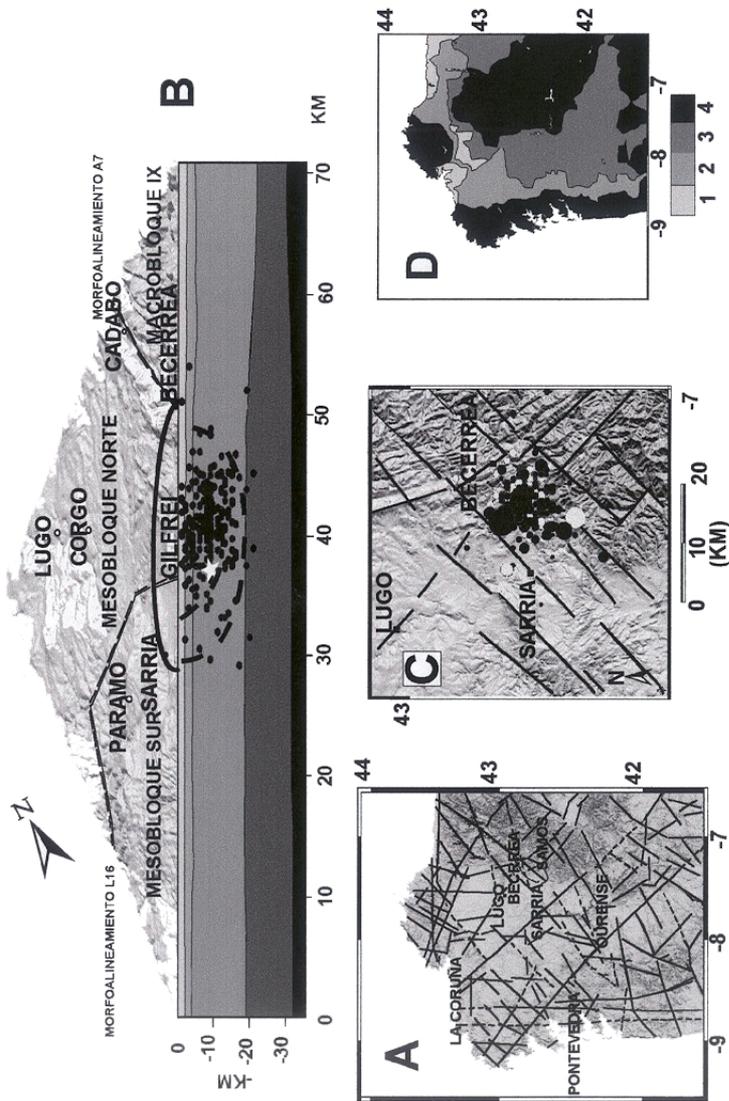


Figura 10. A) Alineaciones del Noroeste Peninsular (se indica con una elipse la zona de Sarria-Samos-Baralla-Becerrea-Triacastela); B) Bulbo de deformación en Sarria-Samos-Baralla-Becerrea-Triacastela (estrella blanca = hipocentro del evento principal; círculo negro = sismo); C) Alineaciones y epicentros (círculo negro $h < 20$ km, círculo blanco $h > 20$ km) entorno a Sarria-Samos-Baralla-Becerrea-Triacastela; D) Mapa de densidad de fracturas del Noroeste Peninsular (1- Nula, 2- Débil, 3- Moderada, 4- Intensa).

Sarria-Samos-Barralla-Becerreá-Triacastela. Esta dirección es perpendicular a las fracturas nuevas cartografiadas en superficie, por lo que es posible considerar una reactivación de las fallas. El área de la zona de alta velocidad es aproximadamente 3,600 km², que evidentemente incluye a los bloques morfotectónicos de Sarria y Becerreá. Es definida, por primera vez, una zona de articulación (-90 km de longitud) en forma de banda regular (10 km de ancho) sobre el alineamiento morfoestructural de 2° orden, A7 Santa Tecla. Esta zona de deformación morfotectónica de orientación NE-SO comprende, entre otras, a las localidades Ourense, Nogueira de Ramuín, Triacastela, Baralla, Sarria, Samos y Santalla, la cual contiene, en sucesión, a los nudos de: 2° rango = N°9; 3er rango = N°7; y 4° rango = N°8 (Figura 9B). En ese segmento morfotectónico lineal se disipa aproximadamente el 70% de la energía sísmica de Galicia.

A partir de los datos de terremotos y los mapas de AS y DE se puede asegurar que el patrón en la distribución de la sismicidad en el macrobloque Galicia, es similar al del megabloque Iberia. Esto se explica por las zonas de ocurrencia de los eventos y los vacíos de sismicidad en los bordes y centro respectivamente (Figuras 2B y 9C). De otra parte, la profundidad de los terremotos para el mesobloque 8.2 es 12.8 km y 13.0 km según los datos de Herraiz *et al.* (1998) y de los autores del presente trabajo, respectivamente. Y sobre la base de los datos de los terremotos registrados en Galicia por el Instituto Geográfico Nacional en los períodos enero-septiembre de 1999 y desde 1347 a 1996 se ha confeccionado la tabla 10. De ella resulta que la sismicidad: 1) tiene un comportamiento similar en el tiempo; 2) es el doble en el mesobloque 8.2 (sur del alineamiento L16 Muros e Noia) con relación al mesobloque 8.1 (al norte); 3) en el límite de ambos mesobloques (sobre el alineamiento L16) es mucho mayor en el extremo este (hacia Sarria-Becerreá) que en la parte oeste (rías), y entre ambos extremos la actividad sísmica no existe, al menos no es detectada con la red sísmica; 4) es considerablemente superior a partir del nudo 9 (Ourense) y hacia el norte (Sarria-Becerreá); 5) se concentra también en el segmento Nogueira de Ramuín- O' Barco del alineamiento A8. Otros dos ejemplos de la precisión del resultado morfotectónico aquí obtenido se encuentran: 1) en el terremoto del 15.04.1994 (I= V MSK) que tiene unas isosistas con eje principal de dirección NE-SO en las inmediaciones de Foz (Instituto Geográfico Nacional), las cuales se ajustan a un alineamiento morfoestructural de 5° orden; 2) la sismicidad determinada por el Instituto Geográfico Nacional en 1999 y parte de 2000. De ella es factible comprobar, entre otras cosas: a) el agrupamiento de la actividad sísmica en diez áreas del macrobloque Galicia (Sarria, Chantada, Mondariz, Carballo, Ourense, Ría de Mouros e Noia, Santiago, O'Barco, Redondela y Celanova), todas ellas localizadas en nudos morfotectónicos; b) que el 41% de los terremotos está en las cercanías de Sarria-Becerreá; c) que la profundidad de los terremotos es <20 km.

Se insiste en que el resultado morfotectónico está desarrollado con independencia de la información de sismicidad. En la premisa del método no está la coincidencia entre las fallas geológicas y los morfoalineamientos. La hipótesis de trabajo

Tabla 11
Características principales de las fuentes sísmogénicas del macrobloque Galicia

<i>Zona</i>	<i>Dirección</i>	<i>Localidad</i>	<i>Relación con la parte marina</i>	<i>Parámetro b</i>
1	NE	La Coruña, Cabo Ortegá, Cedeira, Ortigueira, Cabo Prior, Ferrol	SI	0.75
2	NE	Cabo Fisterra, Concubrión, Cés, Muxía, Cabo Tourián, Dumbria, Laxe, Vimianzo	SI	1.21
3	NE	Porto do Son, Carneta, Mouros, Noia, Oliveira, Barbeira	SI	1.30
4	N-S	Negreira, Santiago de Compostela, A Pontecesures	NO	1.36
5	NE	Vigo, La Guardia, Pontevedra, O' Grove, Vilagracia de Arousa, Vilanova de Arousa, Vilanova de Cervina, Valença, Porriño	SI	1.41
6	N-S	Mondariz, Portodomouros, Lalín, O'Carballino	NO	1.38
7	NE	Limia, Pardes de Coura, Bande	SI	1.23
8	N-S	Allariz, Xinzo de Limia, Os Blanco	NO	1.33
9	NO	Viana do Bollo	NO	1.26
10	N-S	Sanabria, Lubián	NO	0.89
11	E-O	Pobra de Brollón, Folgoso, Quiroga, O'Barco	NO	0.92
12	E-O	Pedraña de Cebreiro, As Nogais	NO	1.13
13	NE	Navia, Villayón	SI	0.69
14	N-S	Belestar, Taboada, Chantada	NO	1.01
15	NE	Sarria, Samos, Ourense, Cuitelo, Becerreá, Triacastela, Santalla, Monforte, Portomarín	SI	0.87
16	NO	Allariz, Maceda, Baños de Molgas, Matamá	NO	0.94
17	NE	Lugo, Navia, Foz, Ribadeo	NO	0.81

considera que los eventos sísmicos importantes pueden ocurrir en las zonas “activas” y en las zonas “tranquilas”, y que la comprensión física de un sismo conlleva el análisis en su contexto geodinámico y como un proceso complejo y continuo en el tiempo, dentro de la litosfera. Todo esto justifica el empleo de los datos geológicos y geomorfológicos para la identificación y caracterización de las zonas sísmicas. Por lo que aplicando la idea de Krestnikov y Shantage (1992) al macrobloque Noroeste se han delimitado 17 fuentes sismogénicas (Figura 9C). La base principal de estas fuentes está en los mapas de AS, DE y de zonas de isostas aquí elaborados. A todas ellas se asocian terremotos. Sus características principales están en la Tabla 11, siendo estimada la profundidad del conjunto en 20 km +/- 5 km. Esta representación cartográfica mejora considerablemente a la Figura 2C. Queda ahora una zona central (de figura aproximadamente rectangular) de dirección N-S “asísmica”. En cuanto a la magnitud máxima de los terremotos se puede considerar que es 5.1 +/- 0.25. Este estimado es adecuado, ya que se fundamenta: 1) de una parte en cuatro puntos: a) la Mmax registrada es 5.1; b) esa magnitud se determinó para una profundidad de 9 km; c) han sido registrados tres sismos con magnitud 4.6 y uno de 4.8; d) históricamente la Imax es VII grados (MSK); 2) y de la otra, con las tablas de profundidad/longitud de las fallas de Krestnikov (1987). De éstas se tiene que para una profundidad de 10 km y una longitud de 50 km la M=5.4, y con esa misma profundidad pero una longitud de 20 km la M=5.0. Nuestro estimado está entre esos valores. La comparación de la actividad (considerando la tasa de sismicidad y la magnitud de los terremotos) de los bloques para los pares territoriales Galicia/Asturias y Galicia/Norte de Portugal demuestra que siempre es superior en Galicia, como aseguró Córdoba (1998). Sin embargo, ahora se ha determinado que la diferencia en el primer par resulta mucho más acusada que en el segundo al considerar el factor fracturación.

Conclusiones

El análisis morfotectónico de Galicia, bajo el enfoque sistémico de Rantsman (1979), permite presentar un primer esquema de regionalización territorial con las unidades más activas. Galicia se define como un macrobloque activo con tendencia al levantamiento (Noroeste u VIII), relativamente dependiente del megabloque Iberia (microplaca). Ese macrobloque continental montañoso interactúa diferentemente con otras unidades litosféricas, de los tipos oceánico (no estudiadas aquí) y continental (macrobloques: VII= Arqueado y IX= Septentrional) aledañas. De esta forma se explica con coherencia la sismicidad localizada en sus inmediaciones. Esta sismicidad puede ser propia o no, pero siempre está asociada a líneas de debilidad tectónica (incluyendo sus intersecciones) que trasladan los esfuerzos/deformaciones del sistema. En el macrobloque Noroeste hay otras dos Unidades Territoriales subordinadas de orden superior, los mesobloques (Norte y Sur) con un límite morfotectónico activo común (L16 Muros e Noia). Estos mesobloques se subdividen en 119 bloques, 328 microbloques y 691 nanobloques. El mesobloque 8.2 (Sur) de figura triangular es el más activo. Hay un conjunto de líneas de debilidad tectónica actual en el

macrobloque Galicia, algunas de ellas definidas por otros autores como fallas. Entre esas líneas y la sismicidad existe una relación no siempre evidente. En total hay 41 morfoalineamientos (desde orden 2 hasta orden 5). Así, el entorno de Lugo, en particular el lado oriental, demuestra ser sísmicamente activo en el tiempo. Los alineamientos A7 Santa Tecla y L16 Muros e Noia contienen aproximadamente el 80% de la sismicidad del macrobloque Noroeste. Se ha evidenciado que la zona de Sarria-Samos-Triacastela-Baralla-Becerreá se caracteriza por la concentración de hipocentros en un bulbo de deformación, de figura elipsoidal, con un semieje mayor de 10 km. De esta forma, la sismicidad se puede relacionar con un cruce de líneas de debilidad tectónica (nudo) de direcciones NO y NE, siendo 23 la cantidad total de nudos en el macrobloque Galicia.

Agradecimientos

El trabajo fue realizado en el Departamento de Geofísica y Meteorología, de la Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM). Los fondos monetarios provinieron en parte del Ministerio de Educación y Cultura de España (SB97 00134623); del EU Project BIGSETS, N° ENV4-CT97-0547; de los Proyectos CICYT MAR98-1837-CE (PARSIFAL) y MAR98-0962 (MAIAE); de la Acción Integrada HP98-74 y de la Comunidad de Madrid (beca postdoctoral de 2001-2003). Agradecemos la colaboración por: 1) los catálogos de terremotos al Instituto Geográfico Nacional (IGN); 2) el acceso a mapas, fotos, informes y resultados científicos al Instituto Tecnológico y GeoMinero, al IGN y a la UCM (Facultades de Geografía e Historia, y de Ciencias Geológicas). Los colegas y amigos Gema Andrés, João Baptista, João Cabral, Juan José Dañobeitia, Miguel Herraiz, Alí Kurdiyeh, Rubén Lindo, Antonia López, Luis Matías, Luis Méndes Víctor, Julio Mezcua, Antonio Ribeiro y Juan Rueda facilitaron la información requerida.

Referencias

- Alekseevskaya M., Gabrielov A., Guelfand I., Gvishiani A. and Rantsman E., 1977. Formal morphostructural zoning of mountain belts. *J. of Geophysics*, 43, 227-233.
- Ardizzone J., Mezcua J. y Socías I., 1989. *Mapa aeromagnético de España Peninsular*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Arsovsky M. and Hadzievsky D., 1970. Correlation between neotectonics and the seismicity of Macedonia. *Tectonophysics*, 9, 129-142.
- Asencio Amor I., 1970. Rasgos geomorfológicos de la zona Galaico-Astúrica en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas. *Estudios Geológicos*, 26, 29-92.
- Assinovskaya B.A. and Solovyev S.L., 1994. Definition and description of the sources zone of potential earthquakes in the Barents Sea. *Physics of the Solid Earth*, 29(8), 664-675.

- Baptista J.C., 1998. *Estudo neotectónico da zona de falha Pencova – Régua – Verin*. Universidade de Trás – Os- Montes e Alto Douro, Vila Real, 2 Vols., 410 pp. (en portugués).
- Bernal A., Barrera T. and Santiago J.L., 1991. *The earthquakes of March 10th and May 19th, 1951 occurred in the province of Jaen, Spain* (Ed. J. Mezcua and A. Udías. Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 149-161.
- Buné V.I. y Reiman V.M., 1960. Magnitud de terremotos en áreas de fallamiento múltiple. *Tr. TISS*, 7, 3-26 (en ruso).
- Carreño E., Galán J. and Sánchez M., 1991. Microseismicity studies in southern Spain. En: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian region*. Editores: J. Mezcua and A. Udías. Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 79-86.
- Chigariov V.P., 1977. Aspectos teóricos y regionales del análisis morfoestructural. En: *Compendio de la Sociedad Moscovita de Experimentadores de la Naturaleza*, Editorial de la Universidad de Moscú, 12, 85-95 (en ruso).
- Córdoba D., 1986. Estudio de la litosfera en el noroeste de la Península Ibérica. Desarrollo de un sistema de digitalización y procesado de señales sísmicas. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 292 pp.
- , 1998. *Sismicidad y estructura de la corteza de Lugo. Memoria Final y Resultados*. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Físicas, Departamento de Geofísica y Meteorología, 125 pp.
- Cotilla M.O. y Álvarez L., 2001. Regularidades sismogenéticas de la unidad neotectónica occidental de Cuba. *Revista Geológica de Chile*, 28(1), 3-24.
- Cotilla M.O. y Córdoba D., 2000. Neotectónica de cuatro segmentos de la costa atlántica de la Península Ibérica. En: *Resúmenes de la II Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Lagos, Portugal, 130-132.
- Cotilla M.O., Bankwitz P., Álvarez L., Franzke H.J., Grünthal G., Pilarski J., González E., Comesañas J.L. y Arteaga F., 1991a. Mapa sismotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. Academia de Ciencias de Cuba. *Revista Comunicaciones Científicas Sobre Geofísica y Astronomía*, 23, 1-25.
- Cotilla M., González E., Franzke H.J., Comesañas J.L., Oro J., Arteaga F. y Álvarez L., 1991b. Mapa neotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. Academia de Ciencias de Cuba. *Revista Comunicaciones Científicas Sobre Geofísica y Astronomía*, 22, 1-60.
- Cotilla M., Díaz L., González D., Fundora M. y Pacheco M., 1997. Estudio morfoestructural de La Española. *Revista Minería y Geología*, XIV(3), 73-88.
- Cotilla M.O., Córdoba D., Kurdiyeh A. y Lindo R., 2000. Marco morfotectónico de Galicia: Una visión alternativa. En: *Resúmenes de la II Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Lagos, Portugal, 141-142.
- Cox R.T., 1994. Analysis of the drainage symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Missisipi Embayment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 571-581.

- Delouis B., Haessler H., Cisternas A. and Rivera L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221, 413-437.
- De Vicente G., Herraiz M., Giner J., González-Casado J.M., Lindo R., Rodríguez-Pascua M.A., Vadillo O., Ciciúendez J.I., Andeweg B. y Cloetingh S., 1997. Tectónica activa en el noroeste peninsular (Galicia). En: *Resúmenes de la I Asamblea Hispano – Portuguesa de Geodesia y Geofísica y IX Asamblea Nacional*, p 37.
- Dumistrashko N.V. y Lilienberg D.A., 1954. Utilización de los métodos geomorfológicos en las investigaciones sismotectónicas. En: *Trudy Geofizika*, Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú, 25, 152 pp. (en ruso).
- Fernández-Viejo G., Gallart J., Pulgar J.A., Dañoibeitia J.J. and Córdoba D., 1998. Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophys. Res. Lett.*, 25(23), 4249-4252.
- Filosofov V.P., 1960. *Guía breve de los métodos morfométricos para la búsqueda de estructuras tectónicas*. Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Saratov, 45 pp. (en ruso).
- Fonseca J.K.B.P. and Long R.E., 1991. *Seismotectonics of SW Iberia: A distributed plate margin? Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian region*. Ed. J. Mezcuca and A. Udías. Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 227-240.
- Gabrielov A., Keilis-Borok V. and Jackson D., 1996. Geometric incompatibility in a fault system. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, USA, 93, 3838-3842.
- García-Prieto F.J., Moreno F. and Nogal F., 1991. *Neotectonics and associate seismicity in northwestern Duero Basin*. Publicación del Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 255-267.
- Gladfelter B.G., 1971. Meseta and campiña. Landforms in Central Spain: a geomorphology of the Alto Henares basin. *Research Paper*, Dept. of the Geography, Chicago, 130, 240 pp.
- Glasko M.P., 1984. Correlación de las morfoestructura de bloque y los movimientos recientes de los territorios de las llanuras platafórmicas (en el ejemplo de la parte Central de la Llanura Rusa). Resumen de la tesis de Candidatura en Ciencias Geográficas, Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú, p. 26 (en ruso).
- González A., Córdoba D. and Vales D., 1999. Seismic crustal structure of Galicia continental margin, NW Iberian Peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, 26(18), 1061-1064.
- González-Casado J.M. y Giner J., 2000. Relaciones entre fallas y sismicidad en el noroeste peninsular. *Geogaceta*, 28, 71-74.
- Gorielov S.K., Kulmammedov M. y Kurbanov M., 1973a. *Relación entre el relieve, las estructuras profundas y la sismicidad en Kopetdag*. Editorial Nauka, Moscú, 108 pp. (en ruso).

- Gorielov S.K., Taguiev S.I. y Clolzhanov S.S., 1973b. Metodica y resultados de las observaciones instrumentales de los movimientos de la corteza terrestre y el desarrollo de los procesos de cauce en el Koptdog Central. *Revista Geomorfología*, 4, 35-42 (en ruso).
- Gorshkov A.I., Kuznetsov I.V., Panza G.F. and Soloviev A.A., 2000. Identification of future earthquake sources in the Carpatho-Balkan orogenic belt using morphostructural criteria. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 79-95.
- Guerasimov I.P., 1946. Experiencia de la interpretación geomorfológica del esquema general de la estructura geológica de la U.R.S.S. *Revista Probl. Geogr. Fís.*, 12, 33-46 (en ruso).
- , 1973. Interrelación dinámica de los movimientos recientes de la corteza terrestre y los procesos exógenos formadores del relieve desarrollados en su superficie. En: *Movimientos Recientes de la Corteza Terrestre*, Editorial Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Estonia (en ruso) 34 pp.
- Guerasimov I.P. y Rantsman E. Ya., 1973. Morfoestructuras de países montañosos y la sismicidad. *Geomorfología* 1, 3-13 (en ruso).
- Gvishiani A., Gorshkov A., Kosobokov V., Cisternas A., Philip H. and Weber C., 1987. Identification of seismically dangerous zones in the Pyrenees. *Annales Geophysicae*, 87, (06B), 681-690.
- Hack J., 1973. Stream profile analysis and stream gradient index. *U.S. Geol. Survey J. Res.*, 1, 421-429.
- Hernández-Pacheco F. y Asencio Amor I., 1959. Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica: Tramo comprendido entre las rías del Eo y Foz. *Real Sociedad Española de Historia Natural*, 57, 75-100.
- Hernández J.R., Lilienberg D.A. y González R., 1990. Principales nudos morfoestructurales sismoactivos de Cuba Suroriental. Academia de Ciencias de Cuba. *Revista Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 17, 67-77.
- Herraiz M. and Lázaro M., 1991. Microearthquakes distribution in Granada region. En: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Ed. J. Mezcuca and A. Udías. Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 65-77.
- Herraiz M., De Vicente G., Lindo R., Giner J., Simón J.L., Gómez-Casado J.M., Vadillo O., Rodríguez-Pascuas M., Ciciüendez J.I., Casas A., Cabañas L., Rincón P. y Cortés M. (Equipo Proy. SIGMA), 1998. Proyecto SIGMA. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual a partir de poblaciones de fallas y mecanismos focales de terremotos. Metodología y aplicación a la Península Ibérica. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 2 Tomos, 240 pp.
- Instituto Geográfico y Catastral, 1962. *Boletín sismológico de sismos próximos*. Laboratorio Central de Sismología. Sección 1ª (Geodesia y Geofísica). Servicio de Sismología, 85 pp.

- , 1966. *Boletín sismológico de sismos próximos*. Laboratorio Central de Sismología. Sección 1ª (Geodesia y Geofísica). Servicio de Sismología, 91 pp.
- Instituto Geográfico Nacional, 1979. *Boletín de sismos próximos* (Zona de 35°N a 44°N y de 10°W a 5°E Gr). Sección de Sismología e Ingeniería Sísmica, 111 pp.
- , 1980. *Boletín de sismos próximos* (Zona de 35°N a 44°N y de 10°W a 5°E Gr). Sección de Sismología e Ingeniería Sísmica, 167 pp.
- , 1982. *Catálogo general de isostas de la Península Ibérica*. Madrid, Pub. Téc., 202, 261 mapas, 62 pp.
- , 1991a. *Peligrosidad Sísmica en España*, 10 pp.
- , 1991b. Spanish national seismic network. En: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian region*. Ed. J. Mezcua and A. Udías. Monografía 8, 3-15.
- , 1992. *Mapa sismotectónico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, escala 1:1,000,000*, Madrid.
- , 1996. *Catálogo sísmico nacional*, Madrid, 100 pp.
- , 1997. Serie sísmica de Sarria – Becerreá, Lugo. *3er Informe General. Actividad Sísmica del 22 de mayo al 19 de junio de 1997*, 12 apéndices, 94 pp.
- , 1999. *Catálogo sísmico nacional* (preliminar). Madrid, 10 pp.
- , 2000. *Catálogo sísmico nacional* (preliminar). Madrid, 11 pp.
- Instituto Geológico y Minero de España, 1977. *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, escala 1:1,000,000.
- Instituto Tecnológico y Geominero de España, 1989. *Quaternary map of Spain*, scale 1:1,000,000. Madrid.
- Jain V.E., 1980. *Geotectónica General*. Editorial Mir, Moscú, 1, 250 pp.
- Jiménez M.J., García-Fernández M. y el GSHAP Ibero-Maghreb Working Group, 1999. Seismic hazard assessment of Ibero-Maghreb region. *Annali di Geofisica*, 42(6), 1057-1065.
- Korzhuev S.S., 1979. Estudio del diseño general de la red fluvial. En: *Análisis Morfoestructural de los Sistemas Fluviales en la URSS*. Editorial Nauka, Moscú, 5-9 (en ruso).
- Krestnikov T.P., 1987. Geological aspects of earthquakes hazard. En: *Proceedings of the UNDRO/USSR/UNESCO/UNDP/Training Seminar on Earthquake Prediction and Mitigation of Earthquake Losses*, URSS, 28 pp.
- Krestnikov I.K. and Shantage D.V., 1992. Seismic zoning of the Pamir and Tien Shan areas. *Izvestiya Earth Physics*, 28(10), 833-847 (en ruso).
- Liu Z., Zhao G. and Xu X., 1999. Inferred seismic fault associated with the 1998, M=6.22 Zhanbei-Shanys earthquake, Hebei province, China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89(2), 550-554.
- McKenzie D.P. and Morgan W.J., 1968. Evolution of triple junction. *Nature*, 224, 125-133.

- Merritts D. and Herterbergs T., 1994. Stream networks and long term surface uplift in the New Madrid seismic zone. *Nature*, 265, 1081-1084.
- Mescharikov Yu.A., 1966. *Acerca de la influencia de las condiciones morfoestructurales en la distribución del petróleo*. Editorial Nedrá, Moscú, 242 pp (en ruso).
- Mezcua J., Udías A. and López-Arroyo A., 1980. Seismotectonic results relative to the Iberian Peninsula. En: *Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas*, Special publication, 201, Instituto Geográfico Nacional, 67-80.
- Mezcua J., 1982. *Catálogo de isosistas de la Península Ibérica*. Instituto Geográfico Nacional, Publicación Técnica, 202, 62 pp.
- Mezcua J. y Martínez Solares J.M., 1983. *Sismicidad del área Ibero-Mogrebí*. Instituto Geográfico Nacional, Publicación 203, 299 pp.
- Mezcua J., Rueda J. and Martínez-Solares J.M., 1991. *Seismicity of the Ibero – Maghrebian region*. Ed. J. Mezcua and A. Udías, Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 17-28.
- Mezcua J. y Benarroch R., 1996. *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geográfico Nacional de España, 35 pp.
- Moreira V.S., 1985. Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics*, 117, 85-96.
- , 1991. *Sismicidad histórica y sismotectónica del área situada entre la Península Ibérica, Marruecos, Morocco, Salvages y Azores*. Ed. J. Mezcua y A. Udías, Instituto Geográfico Nacional de España, Monografía, 8, 213-225.
- Nikolaev N.I., 1982. *Neotectónica y su expresión en la estructura y el relieve del territorio de la U.R.S.S*. Editorial Geosgeoltejuzdat, Moscú, 392 pp. (en ruso).
- Pagés J.L. y Vidal J.R., 1998. Síntesis de la evolución geomorfológica de Galicia Occidental. *Geogaceta*, 23, 119-122.
- Pit W.E. and Tal M., 1972. Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 619-649.
- Rantsman E.Ya., 1961. Tectónica moderna y reciente de las regiones sísmicas de Asia de acuerdo con los datos geomorfológicos. En: *Movimientos Recientes de la Corteza y sus Métodos de Estudio*, Moscú, 135-149 (en ruso).
- , 1979. *Lugares de terremotos y morfoestructura de países montañosos*. Editorial Nauka, Moscú, 171 pp. (en ruso).
- Rey Pastor A., 1956. *Mapa sismotectónico de la Península Ibérica, escala 1:2,000,000*. Instituto Geográfico y Catastral.
- Ribeiro A., Cabral J., Baptista R. and Matías L., 1996. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15(2), 641-659.
- Riznichenko Yu.V., 1964. *En relación con la magnitud máxima de los terremotos y actividad sísmica*. Publicación Especial de la Academia de Ciencias de la U.R.S.S., 175(6), 1352-1354. (en ruso).

- Riznichenko Yu.V. y Gorbunova I.V., 1968. Acerca de los métodos para la confección de mapas de actividad sísmica. En: *Regionalización Sísmica de la URSS*. Editorial Nauka, Moscú, 40-48 (en ruso).
- Riznichenko Yu.V., 1976. Dimensiones de las fuentes de terremotos superficiales y momento sísmico. En: *Investigaciones de la Física de los Terremotos*. Editorial Nauka, Moscú, 9-27 (en ruso).
- , 1992. *Problems of seismology*. Editoriales Mir y Springer-Verlag, 445 pp.
- Rueda J. y Mezcuca J., 2001. Sismicidad, sismotectónica y peligrosidad sísmica en Galicia. En: Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Fomento de España, *Publicación Técnica* 35, 64 pp.
- Sanz-De Galdeano C. and López-Casado C., 1988. Seismic sources in the Betic-Riff domain. *Revista de Geofísica*, Madrid, 44, 175-198.
- Schenkova Z., Schenck V., Pospissil C. and Kottnauer P., 1995. Seismogeological pattern of transition area between the eastern Alps and the western Carpathians. *Tectonophysics*, 248, 235-245.
- Searle R.C., 1980. Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 415-434.
- Sherve R.L., 1966. Statistical law of stream numbers. *J. Geology*, 74, 17-37.
- Strahler A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *A. Geophys. Union Trans.*, 38(6), 913-920.
- Sykes L.R. and Seeber L., 1985. Great earthquakes and great asperities, San Andreas fault, southern California. *Geology*, 13, 835-838.
- Téllez J. y Córdoba D., 1996. Observation of converted Moho reflections in the northwest of the Iberian Peninsula. *Geophys. J. Int.*, 124, 7-17.
- Terán M., Solé-Sabarís L. y Vilá J., 1994. *Geografía General de España*. Editorial Ariel Geografía, Barcelona, 409 pp.
- Udías A., Buforn E. and Ruiz-De Gama J., 1989. *Catalogue of focal mechanisms of european earthquakes*. Departamento de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid, 274 pp.
- Udías A. and Buforn E., 1991. Regional stress along Eurasia - Africa plate boundary derived from focal mechanisms of large earthquakes. *PAGEOPH*, 136, 433-448.
- Vegas R., 1985. Tectónica del área Ibero-Mogrebí. En: *Mecanismo de Terremotos y Tectónica* Ed. A. Udías, D. Muñoz y E. Buforn, 197-215.
- Zhidkov M.P., Rotvain I.M. y Sadowskiy A.M., 1975. Pronóstico de los sitios más probables de ocurrencia de terremotos fuertes, IV. *Trabajos de Sismología*, 8, 53-70 (en ruso).
- Zhidkov M.P., 1985. Morfoestructuras de las zonas de sistemas continentales-oceánicas del cinturón Pacífico en relación con el pronóstico de los lugares de fuertes terremotos (Kamchatka-occidente de Sudamérica). Resumen ampliado de la tesis de Candidatura en Geografía, Instituto de Geografía, Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú, 27 pp. (en ruso).

Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J., Assumpcao M., Bell S., Bergman E.A., Blümling P., Brereton N.R., Deham D., Ding J., Fuchs K, Gay N., Gregersen S., Gupta H.K., Gvishiani A., Jacob K., Klein R., Knoll P, Magee M., Mercier J.L., Müeller B.C., Paquin C., Rajendran K., Stephansson O., Suárez G., Suter M., Udías A., Xu Z.H. and Zhizhin M., 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341, 291-298.

Variaciones vulcano-magnéticas en el volcán de Colima, México

Héctor López Loera*
Jaime Urrutia Fucugauchi**

Recibido 20 de marzo, 2002; aceptado 14 de mayo, 2003

Abstract

Initial results of a volcano-magnetic variation study in the Volcán de Colima are presented. This volcano is considered the most active volcano of Mexico in historic times. This study shows that the volcanic building presents four different magnetic behaviors characterized by magnetic variations in the eastern slope, in the limit of protovolcano caldera, in the floor of the protovolcano (El Playón) and those correlated with areas of weakness like faults and/or fractures. Volcano-magnetic variations are identified as precursors of the 1998-1999 volcanic activity.

Resumen

Se presentan los resultados iniciales de un estudio de variaciones vulcano-magnéticas en el Volcán de Colima. Este volcán está caracterizado como el más activo de México en tiempos históricos. En este estudio se documentan cuatro comportamientos magnéticos en diferentes sectores del complejo volcánico caracterizados por variaciones magnéticas en: la pendiente este, en el límite de la caldera del protovolcán, en el piso del protovolcán (El Playón) y las correlacionadas con zonas de debilidad como fallas y/o fracturas. Se identificaron variaciones vulcano-magnéticas como precursoras a la actividad volcánica de 1998-1999.

* Depto. de Geología Económica, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C. (IPICYT), San Luis Potosí, SLP.

** Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán 04510, México, juf@geofisica.unam.mx

Introducción

La posibilidad de que variaciones del campo magnético terrestre puedan ser observadas y asociadas a eventos volcánicos ha permitido a diferentes autores reportar estas alteraciones como precursoras de la actividad volcánica (Rikitake, 1951; Johnston and Stacey, 1969a; 1969b; Pozzi *et al.*, 1979; Zlotnicki and Le Moüel, 1988; Zlotnicki *et al.*, 1993; Tanaka, 1993; 1995). Estas variaciones vulcano-magnéticas pueden ser causadas por diferentes tipos de mecanismos, por ejemplo: desmagnetización/remagnetización termal debido a la temperatura (efecto termomagnético), a efectos piezomagnéticos debidos a la tensión (estrés), a movimientos cinéticos de rocas ígneas, a cambios químicos de minerales magnéticos y a efectos electrocinéticos debidos a flujo de agua subterránea.

En los volcanes activos monitoreados magnéticamente se ha visto que el efecto termo-magnético es el más importante debido a la gran cantidad de energía termal concentrada y disipada a través del cráter por medio de la actividad fumarólica y expulsión de productos volcánicos como piroclastos y lava. Cualquier efecto termo-magnético está fuertemente asociado al contenido y tipo de minerales ferromagnéticos que conforman las rocas (Tanaka, 1993).

Los volcanes de composición química básica (basálticos) son los volcanes en donde los efectos vulcano-magnéticos han sido más observados debido a su intensa magnetización y aunque en los volcanes de composición química intermedia la mayoría de las variaciones son de poca amplitud, de algunas nanoTelsas (nT), es posible que variaciones vulcano-magnéticas ocurran en los volcanes más peligrosos, como lo son los estratovolcanes explosivos andesíticos (Davis *et al.*, 1984; Zlotnicki *et al.*, 1987; Tanaka, 1995).

La investigación de las variaciones vulcano-magnéticas se ha realizado en diferentes volcanes y de diferente forma, dependiendo del número de magnetómetros disponibles para su estudio. Por ejemplo, el volcán Izu-Oshima en Japón, se estudió con 5 magnetómetros fijos hasta 1986 y actualmente se investiga con una red de 10 magnetómetros fijos y 15 estaciones de medición (Hamano *et al.*, 1990); el volcán La Soufriere (Guadeloupe) en la Isla Reunión, tiene 5 magnetómetros fijos y 10 estaciones de medición (Pozzi *et al.*, 1979); el volcán Aso en Japón con 4 fijos y 13 estaciones de medición (Tanaka, 1993); el volcán Merapi en Indonesia con 6 magnetómetros fijos (Zlotnicki *et al.*, 2000); el volcán Monte Santa Helena en Estados Unidos, se estudiaba con 3 magnetómetros antes de la gran explosión del 18 de mayo de 1980 y actualmente se investiga con 5 fijos (Davis *et al.*, 1984; Dzurisin *et al.*, 1990); el volcán Kilauea en Hawai, con 3 magnetómetros fijos (Davis *et al.*, 1973); el volcán Ruapehu en Nueva Zelanda (Johnston and Stacey, 1969b) y el volcán Vulcan en Italia (Del Negro and Ferrucci, 2000) con 2 magnetómetros y, finalmente, el volcán Popocatepetl en México con 2 magnetómetros (Martin Del Pozzo *et al.*, 2002).

Monitoreo Magnético

El estudio de las variaciones vulcano-magnéticas se efectuó a través de monitorear el comportamiento del campo magnético terrestre en la sección Atenquique-El Playón. Las mediciones de campo magnético se tomaron con magnetómetros de precesión nuclear Geometrics G-816/826-A y G-856 y están dadas en nanoTelsas (nT). Todas las mediciones se corrigieron por deriva diaria y horaria, y para todos los perfiles, el gradiente magnético horizontal fue calculado por medio de $(T_{j+1} - T_j) / x$, con $x = 500$ m, el cual enfatiza las zonas con contrastes laterales en las anomalías magnéticas.

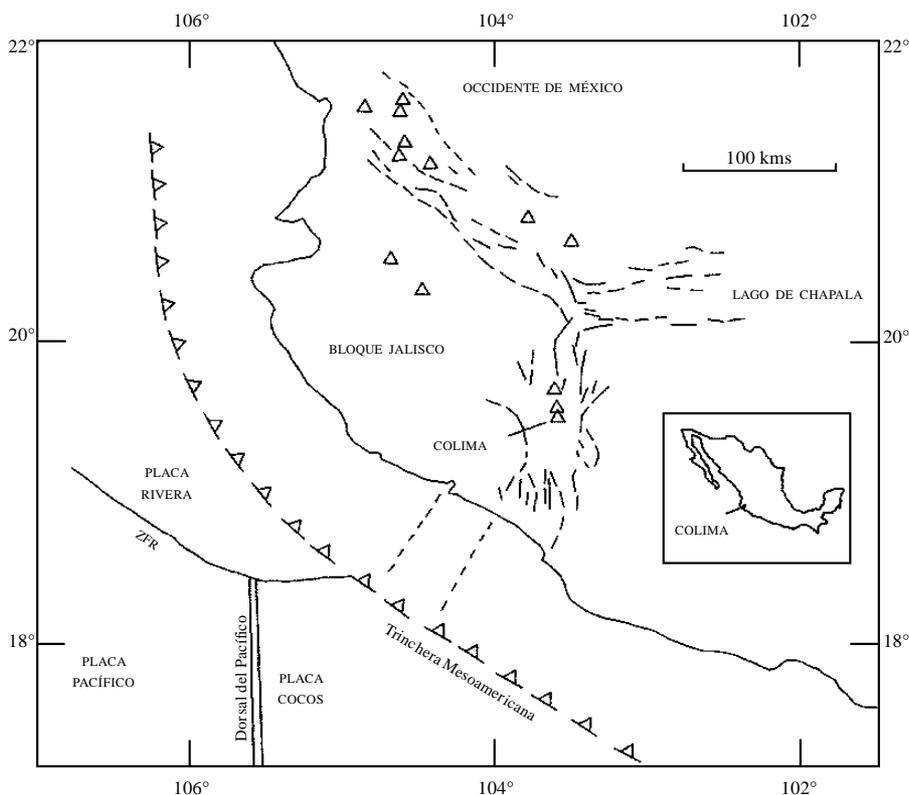


Figura 1. Mapa tectónico esquemático del occidente de México donde se observa el rift de Colima y el complejo volcánico de Colima. Los triángulos muestran los centros volcánicos principales en el área. Las curvas discontinuas representan los lineamientos estructurales importantes, mostrando las depresiones tectónicas de los rift de Colima, Tepic-Zacoalco y Chapala. ZFR = Zona de Fracturamiento de Rivera.

Sección Atenquique - El Playón

Este estudio se inició realizando primeramente mediciones magnéticas a lo largo de una sección de 35 kilómetros, con estaciones de lectura cada 500 metros, las cuales se indicaron en el terreno con estacas para su reocupación periódica, y marcando cada 3 kilómetros con una mojonera para mejor referencia. Esta sección inicia en Atenquique, en el camino de brecha que parte de la carretera federal Colima-Guadalajara, con dirección al Parque Nacional del Volcán de Colima y termina en El Playón (Figuras 2, 3 y 4). Las mediciones analizadas en esta etapa del estudio cubren un periodo que va del 27 de abril de 1995 al 16 de mayo de 1996. En este tiempo se realizaron cuatro levantamientos, medidos en las mismas estaciones.

Los resultados iniciales reflejan la existencia de tres zonas con comportamientos magnéticos distintos a lo largo de la sección (López-Loera and Urrutia Fucugauchi, 1999; Figura 4). El sector A (Atenquique, Figura 3), entre las estaciones km 10 y km 20.5, está asociado a depósitos de avalanchas de escombros y depósitos vulcanosedimentarios de la formación Atenquique del volcán Nevado (Luhr and Carmichael, 1990) y se caracteriza por amplitudes bajas. El sector N (Nevado, Figura 3), entre las estaciones km 20.5 y km 34.5, está ubicado sobre brechas y lavas andesíticas del volcán Nevado de Colima y se caracteriza por un conjunto de anomalías de alta frecuencia y amplitudes diversas y por cambios magnéticos temporales de baja amplitud. El sector C (Volcán de Colima, Figura 3), ubicado entre las estaciones km 34.5 y km 45, se asocia geológicamente con avalanchas de escombros, lavas y brechas del Volcán de Colima actual (Luhr and Presteggaard, 1988) y está caracterizado por altas frecuencias y amplitudes varias (bajos y altos).

En una tentativa por investigar la geometría y propiedades magnéticas de los cuerpos fuente de las anomalías que se evidencian en la sección, se intentó modelar las anomalías de campo magnético, suavizadas a través de un filtro de promedios pesados (Davis, 1973), usando el algoritmo de Talwani (Talwani *et al.*, 1964) y el programa MacPolyTM en su versión para computadora PC. Los modelos de las anomalías de campo magnético indican que los cuerpos fuente pueden extenderse cientos de metros bajo la superficie (Figura 5), lo que geológicamente implica que las gravas y lavas del Colima y del Nevado y la Formación Atenquique tienen un gran espesor, a pesar de que existe una considerable incertidumbre en las variaciones de las propiedades magnéticas a profundidad. Los datos de las anomalías sugieren que las variaciones temporales en la magnetización en la zona del volcán están causadas por cambios en la temperatura. En particular, el proceso de magnetización/desmagnetización bajo el cono y áreas asociadas a la actividad eruptiva pueden contribuir a los cambios. Los mecanismos potenciales para los procesos de calentamiento/enfriamiento pueden incluir movimientos del magma, así como un sistema hidrotermal activo con fuerte actividad fumarólica e interacciones de agua subterránea. Un bajo magnético de 1500-2500 nT está asociado al cono volcánico y a la caldera de avalancha. Los cambios temporales observados se superponen sobre estas altas amplitudes con anomalías magnéticas de baja frecuencia (Figura 5).

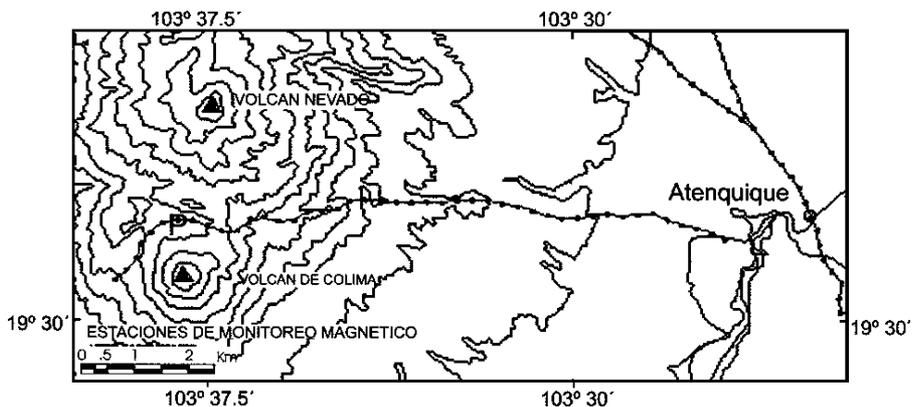


Figura 2. Plano topográfico de la parte central del Complejo Volcánico de Colima en donde se muestra la ubicación de la sección El Playón-Atenquique. La letra P señala la ubicación de la zona de El Playón.

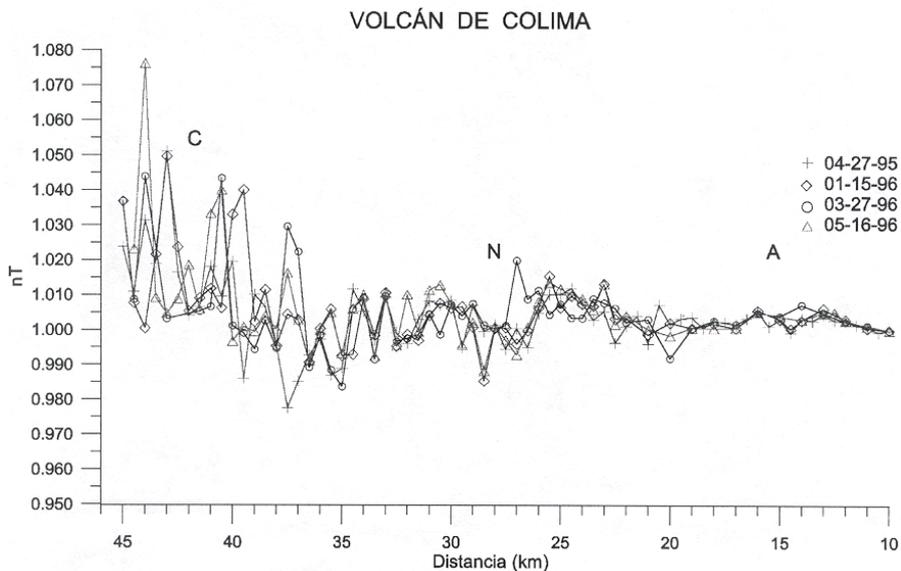


Figura 3. Perfiles magnéticos normalizados de las mediciones del campo total realizadas en la sección El Playón - Atenquique de abril 27 de 1995 a mayo 16 de 1996. Nótese las claras diferencias entre los tres dominios magnéticos que constituyen la sección: Colima (C), Nevado (N) y Atenquique (A).

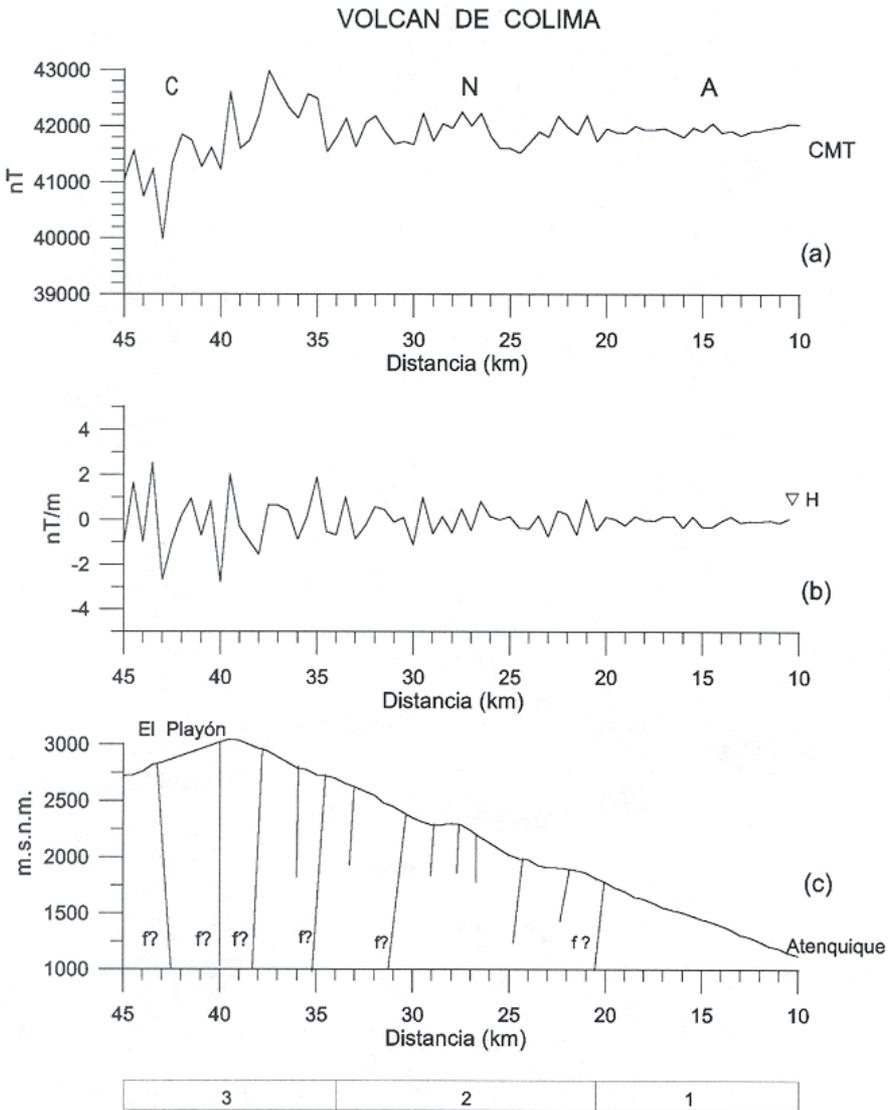


Figura 4. Sección El Playón - Atenquique, en donde se muestran los perfiles de la intensidad del campo magnético total (a), el gradiente horizontal magnético (b) y topográfico (c). Obsérvense las diferencias magnéticas entre los diferentes sectores o dominios (C, N, A) que conforman el perfil magnético. En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Formación Atenquique. 2: Lavas y brechas andesíticas precaldera. 3: Lavas y brechas postcaldera (Luhr y Carmichael, 1990).

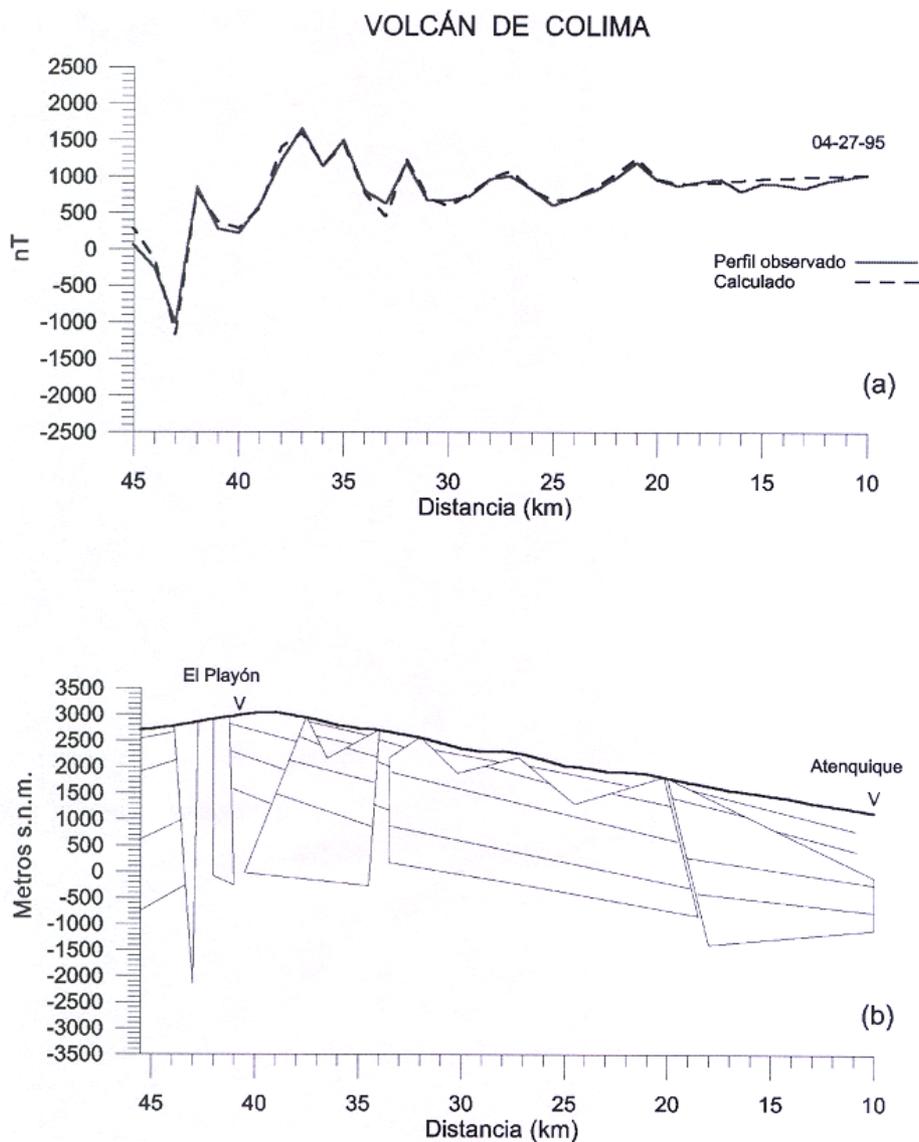


Figura 5. Modelo magnético de la sección El Playón - Ateniquete. En las gráficas (a) se presenta la intensidad de campo magnético total (CMT) observada y suavizada con un filtro de promedios pesados de tres puntos y el CMT calculada, apreciándose un buen ajuste entre las dos, en (b) se observa el perfil topográfico y los cuerpos fuentes que sirvieron para el modelo magnético. Obsérvese que los cuerpos fuentes se extienden a cientos de metros a profundidad.

Sección El Playón

En la primera etapa de este estudio se observó que de los tres dominios magnéticos interpretados en la sección Atenquique-El Playón de 35 km de largo y ubicada en el flanco este del volcán, el sector C (Volcán de Colima, Figura 6), presentó los cambios magnéticos más notorios en tiempo y espacio, por lo que se procedió a ubicar una serie de estaciones de lectura del campo magnético dentro y fuera del piso del cráter del protovolcán de Colima, la mayoría de ellas ubicadas en la zona denominada El Playón.

Durante el periodo comprendido entre 1998 y 1999, las estaciones de lectura se localizaron a lo largo de una sección de casi 7 km de longitud (de la estación km 39.3 a la km 46), ubicándose con mojoneras y a una distancia entre 200 y 500 metros entre cada estación.

Las estaciones de lectura del Sector C se reocuparon en cinco ocasiones diferentes en 1998; abril 21, mayo 21, junio 07, noviembre 02 y diciembre 20. En la Figura 6 se muestran los cinco levantamientos magnéticos.

En la Figura 7 se pueden observar las diferencias entre cada dos conjuntos de mediciones subsecuentes realizadas en 1998. Se observa (Figura 7a) que la intensidad de magnetismo en la mayor parte de la sección disminuyó de mayo 21 con respecto a abril 21; por el contrario, las mediciones de junio 07 (Figura 7b) muestran un incremento de la intensidad de magnetismo respecto de las de mayo 21; las mediciones de la intensidad de magnetismo de noviembre 02 (Figura 7c) en relación con junio 07 muestran una clara disminución en la mayor parte de la sección. La intensidad de magnetismo en el volcán tuvo un ligero incremento de la estación 39.3 a 42.3, presentando un fuerte contraste de la estación 43.8 a 45.2, de diciembre 20 con respecto de noviembre 02 de 1998 (Figura 7d). Por su parte, la Figura 7e muestra la morfología en la zona del cráter del protovolcán.

Seis estaciones (Figura 8) se reocuparon con una precisión de un centímetro en nueve ocasiones diferentes de abril 27 de 1995 hasta diciembre 20 de 1998.

La primera de estas estaciones se ubica al inicio del Parque Nacional Volcán de Colima (2950 msnm), es decir, que se localiza en la estribación este del Volcán de Colima y se identifica como estación 0 (Figuras 8 y 9). La segunda estación se sitúa en el límite exterior del protovolcán (3150 msnm) y se identifica como estación 1 (Figuras 8 y 9). La tercera, estación B, se localiza al iniciar el protovolcán (3080 msnm, Figuras 8 y 9). La cuarta estación se sitúa entre el límite interior del protovolcán y el área conocida como El Playón (3060 msnm) y se identifica como estación C (Figuras 8 y 9). La quinta estación se localiza en la zona de El Playón y tiene el nombre de IGF (Figuras 8 y 9), por ser ésta una mojonera del Instituto de Geofísica (3050 msnm). La sexta estación, denominada km 44, se asocia a un área correlacionada con una zona de debilidad, probablemente una falla (2905 msnm), se sitúa próxima a la estación sismológica Soma del RESCO (Figuras 8 y 9).

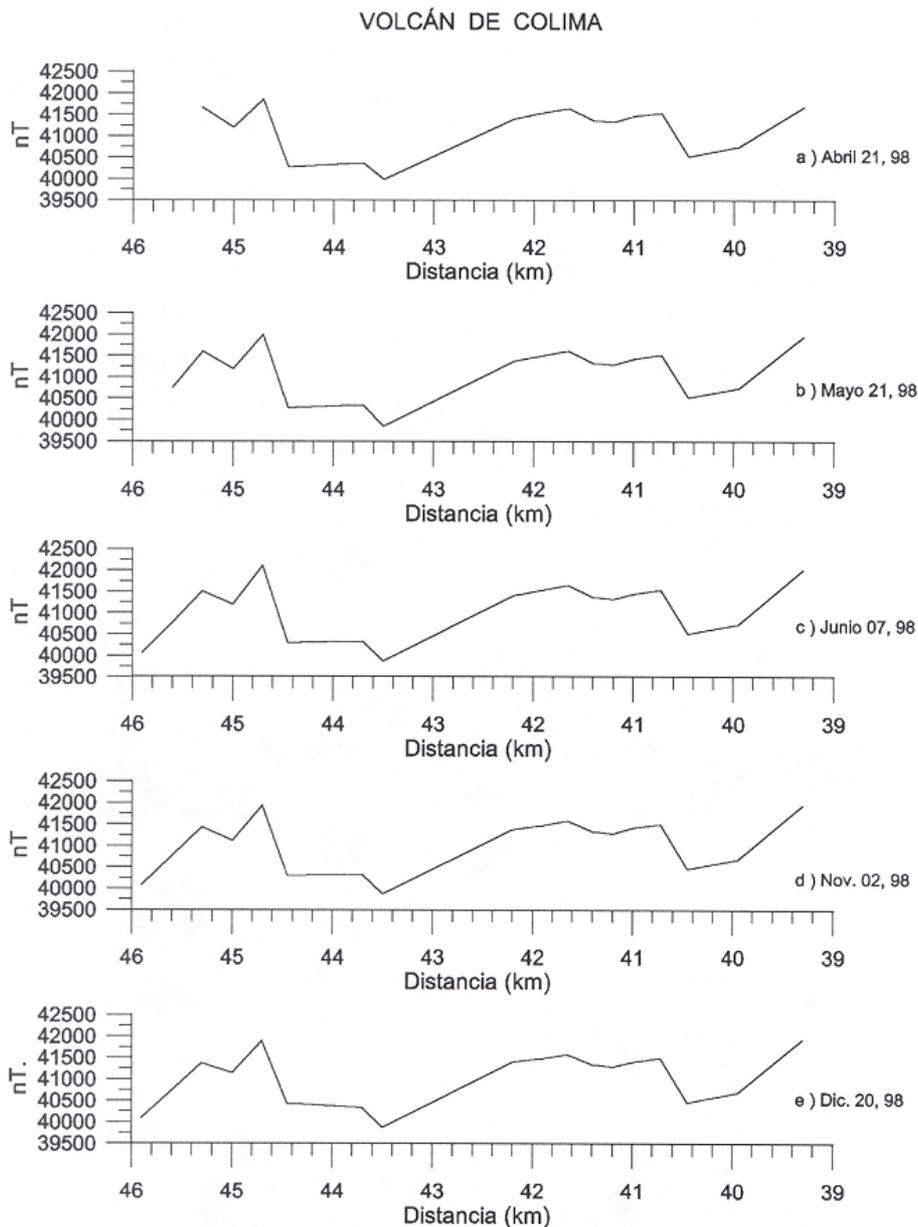


Figura 6. Perfiles magnéticos de las cinco mediciones de la intensidad del campo magnético total realizados en la zona de El Playón (sector magnético C) entre abril 27 de 1995 y diciembre de 1998.

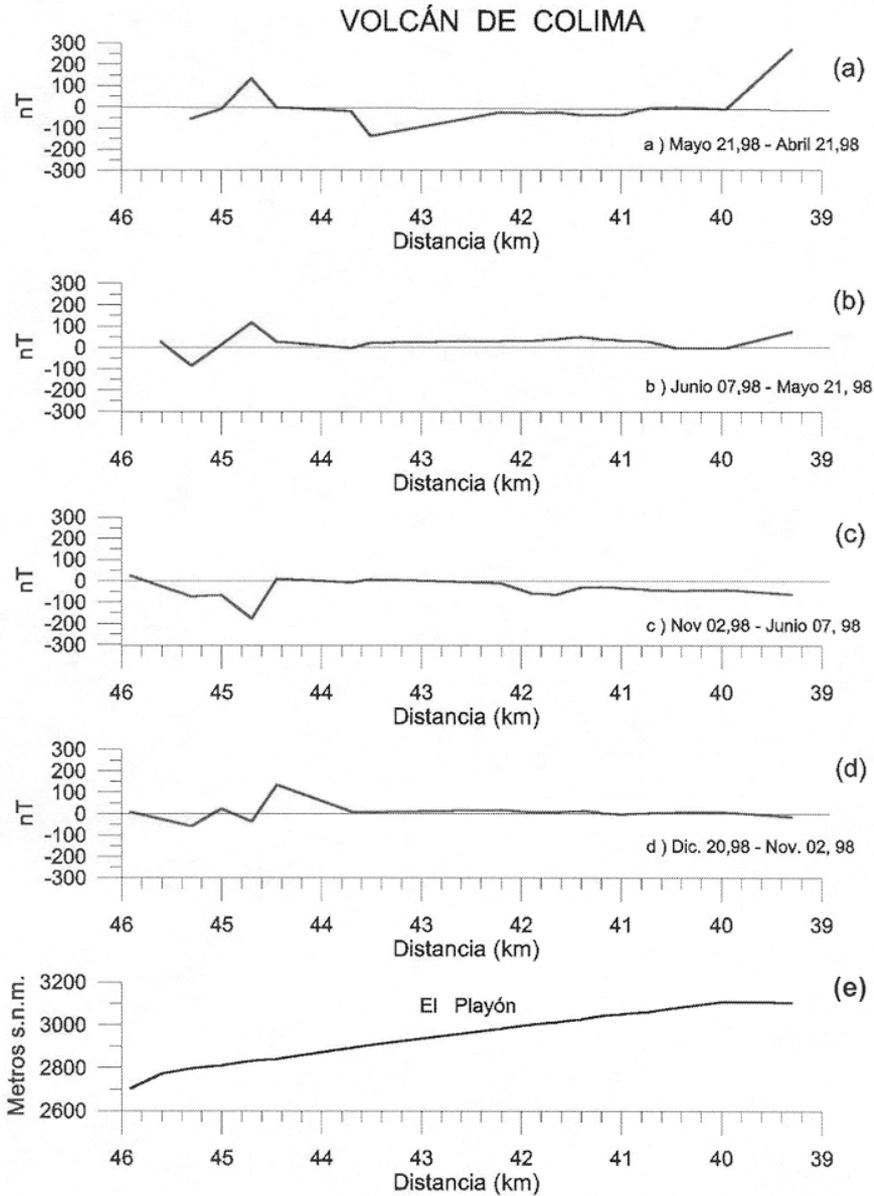


Figura 7. Diferencias entre cada dos conjuntos de mediciones consecutivas de la intensidad del campo magnético total realizadas en la zona de El Playón entre abril 21 y diciembre 20 de 1998.

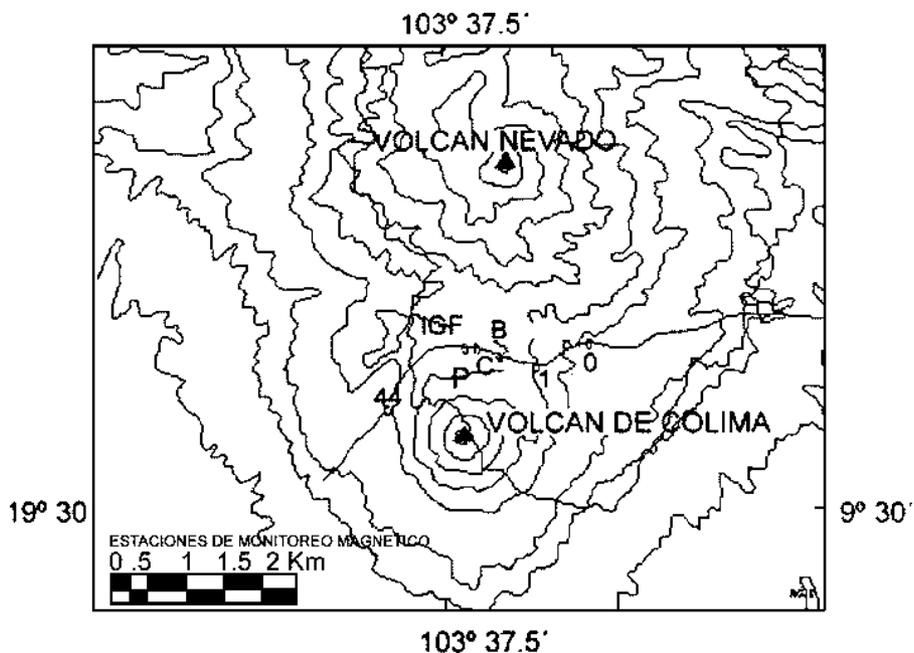


Figura 8. Ubicación de las seis estaciones en las que se monitoreó la intensidad del campo magnético total en el sector Colima de abril 25 de 1995 a diciembre 20 de 1998. La letra P señala la ubicación de El Playón.

Al analizar en conjunto todas estas estaciones magnéticas (Figura 9), se observa que la mayoría de ellas presentan una disminución entre la primera (abril 27 de 1995) y última lecturas (diciembre 20 de 1998) de la intensidad del Campo Magnético Total (CMT). El comportamiento magnético de cada una de las estaciones está correlacionado con su ubicación respecto al cráter. Las intensidades magnéticas ($> 42,000$ nT) de las estaciones ubicadas al este del cráter (estaciones 0 y 1) son mayores que las ubicadas en el área del protovolcán ($< 42,000$ nT) y de éstas, las ubicadas en la cercanía con los límites del protovolcán presentan intensidades del campo magnético menores (estación B). La estación magnética ubicada en el Parque Nacional (estación 0) muestra lo que sería el comportamiento normal del campo magnético asociado a un flanco de una estructura volcánica, observándose una disminución constante de la intensidad magnética que probablemente esté asociada a la variación secular en la zona, exhibiendo una clara disminución de la intensidad del magnetismo entre abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996 (Figura 9), así como una recuperación de la intensidad del magnetismo en marzo 27 de 1996.

El comportamiento magnético que muestran las estaciones ubicadas en el área de El Playón (estaciones C e IGF) se correlaciona a un cambio moderado y constante de la intensidad del campo magnético (Figura 9).

Se efectuó, además, un estudio del comportamiento magnético de cada estación durante un periodo de 36 meses en los que se realizaron mediciones de la intensidad, espaciadas en tiempo desde 18 días hasta 23 meses. Los resultados se analizan a continuación.

Estación 0

Ubicada en el flanco E del Volcán de Colima, en donde inicia el Parque Nacional (Figura 8), presenta una alta intensidad magnética (> 42,000 nT) y su comportamiento en general es "normal", es decir, presenta una clara variación secular. Sólo en el mes de enero de 1996 presenta una "anomalía" asociada con un decremento anormal de la intensidad del campo magnético (Figura 9).

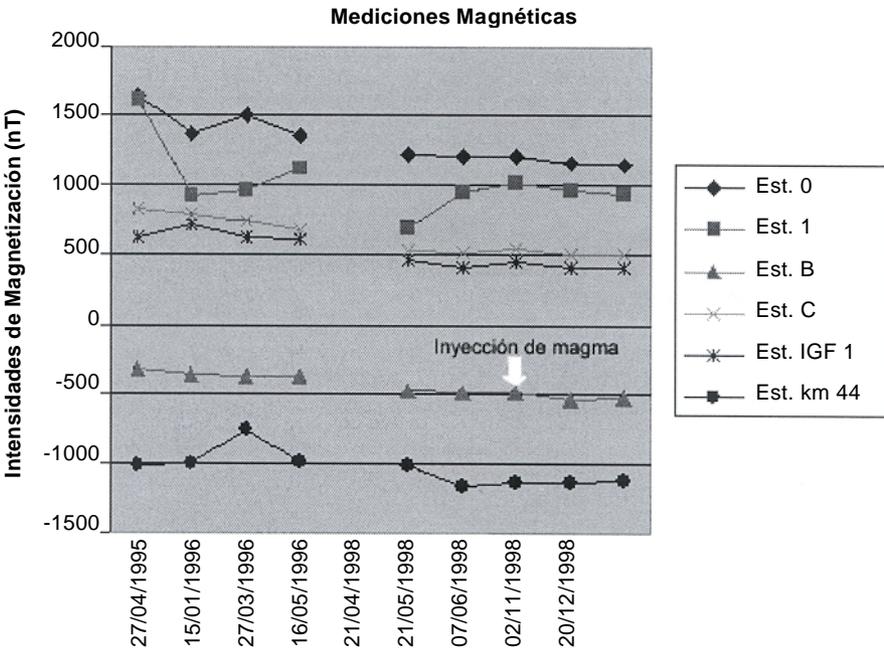


Figura 9. Gráfica que muestra los valores del campo geomagnético observado en las nueve mediciones realizadas entre abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998, en las seis estaciones del monitoreo magnético del Volcán de Colima. A los valores magnéticos se les sustrajo el valor del Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF) de 1995. En 1997 no hubo mediciones. Nótese que a partir del 7 de junio de 1998, la mayoría de las estaciones sufren una disminución en la intensidad de magnetismo, debido probablemente a la inyección de magma en el conducto volcánico.

Las variaciones magnéticas que presenta esta estación respecto a las ubicadas en el cráter del protovolcán, se pueden asociar en tres grupos, uno conformado por las estaciones que tienen un paralelismo como el que constituyen las estaciones 0, B, C e IGF y que no generan ninguna anomalía magnética evidente (Figura 10). El segundo está asociado a la diferencia magnética entre la Estación 0 y Km 44, de marzo 27 y mayo 16 de 1996, en donde existe una anomalía de la intensidad de campo. Mientras que, la estación 1 conforma el tercer grupo, presentando las variaciones más fuertes con respecto a la estación 0. La diferencia en la intensidad magnética entre estas dos estaciones genera anomalías en las mediciones de enero 15, marzo 27 de 1996 y abril 21 de 1998.

Estación 1

Esta estación se ubica entre el límite interno y externo de la caldera del protovolcán (Figura 8) y presenta fuertes contrastes en la intensidad del campo magnético (Figura 9). La estación registró una variación en su comportamiento magnético de abril

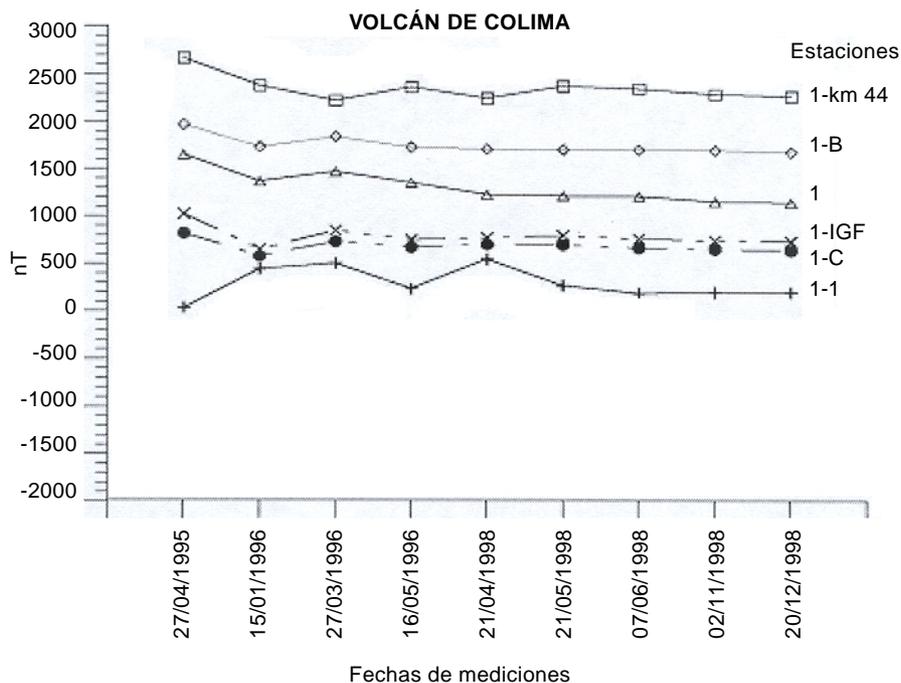


Figura 10. Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad del campo geomagnético entre la estación 0 y las otras estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998. La estación 0 se ubica en el flanco E del Volcán de Colima.

27 de 1995 a enero 15 de 1996. Inicialmente, el valor es casi el doble del valor registrado cerca de 7 meses después, manteniéndose un ligero incremento en los siguientes 4 meses. La siguiente lectura en abril 21 de 1998, muestra de nuevo un fuerte decremento respecto de la lectura anterior. En mayo 21 de 1998, presenta un fuerte incremento respecto de la medición anterior, continuando en junio 07 de 1998 con un ligero aumento en la intensidad, y de ahí, a diciembre 20 de 1998 muestra otro periodo discreto de disminución de la intensidad del campo geomagnético (Figuras 9).

Las diferencias con las otras estaciones (Figura 11) no indican cambios importantes con respecto al comportamiento magnético en la estación 1, con excepción de la variación obtenida con las intensidades de campo de marzo 27 de 1996 en las estaciones km 44 y 0. En la comparación de las estaciones, la intensidad magnética de la estación 1 es predominante y por eso conserva su comportamiento.

La estación 1 presentó valores superiores a 42,000 nT, así como los mayores contrastes de susceptibilidad magnética, probablemente por su ubicación que se asocia al límite exterior de la caldera del protovolcán. Esta zona está sometida por un lado, a variaciones termomagnéticas, y por otro, a efectos piezomagnéticos.

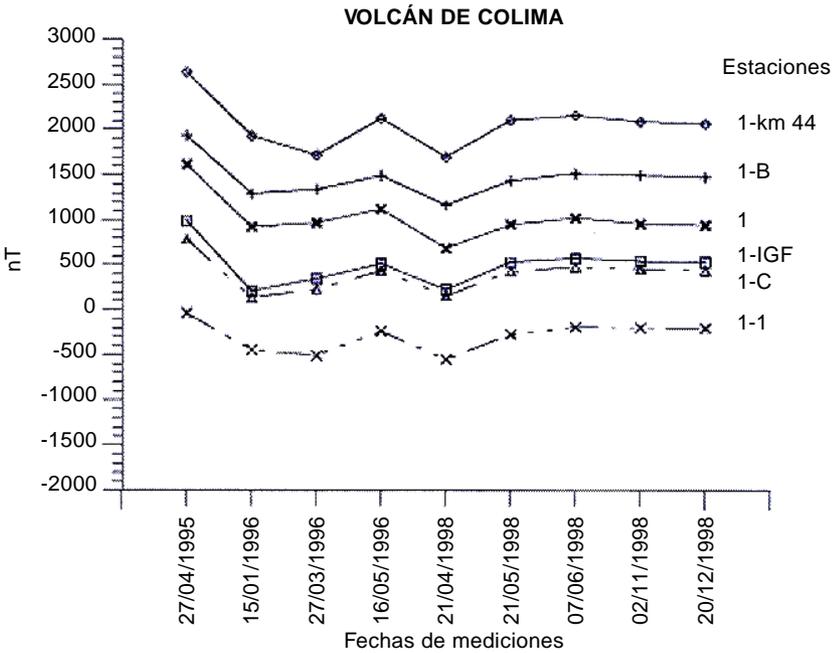


Figura 11. Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad del campo geomagnético entre la estación 1 y las demás estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 a diciembre 20 de 1998. La estación 1 se localiza en el límite interno y externo de la caldera del protovolcán de Colima.

Estación B

La estación B se localiza en la parte interior (piso) del protovolcán de Colima y cercana al límite de la caldera (Figura 8). Esta estación presenta en general una disminución de la intensidad del campo magnético mostrando un ligero incremento de noviembre 02 a diciembre 20 de 1998 (Figura 9).

Dentro de las disminuciones de la intensidad de magnetismo que presenta esta estación, exhibe decrementos anormales en la intensidad del campo entre abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996, así como, en las mediciones del campo de mayo 16 de 1996 y abril 21 de 1998. En las intensidades magnéticas de junio 27 a noviembre 02 de 1998 existe una mayor disminución que la que venía presentando desde abril de 1998 (Figura 9).

La comparación de la estación B con el resto de las estaciones genera resultados muy diversos: referente a la estación 0 presenta una discreta anomalía magnética entre las lecturas de abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996. La variación de la estación 1 con respecto a esta estación, presenta fuertes contrastes de magnetismo entre las

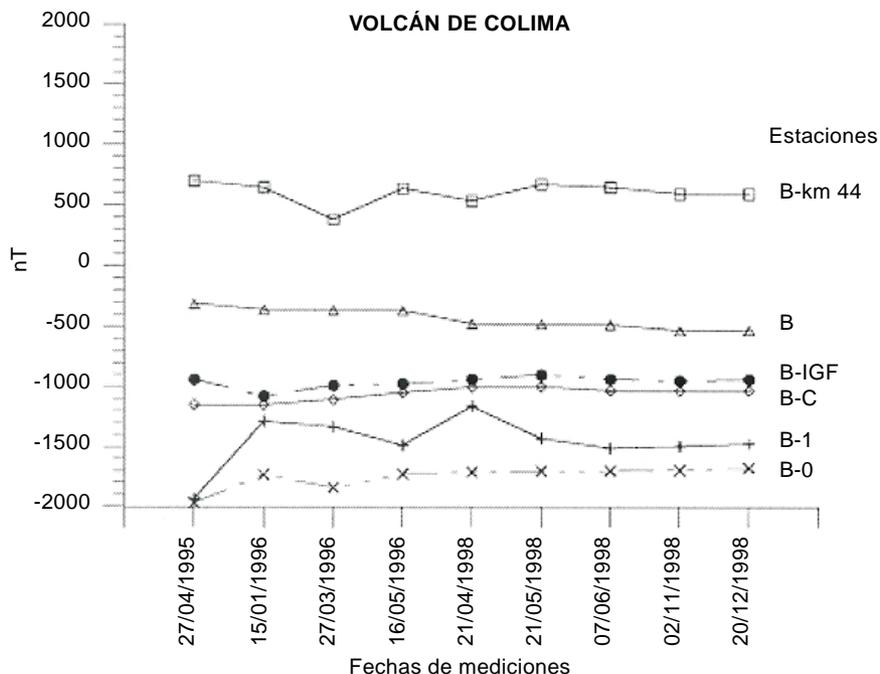


Figura 12. Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad del campo geomagnético entre la estación B y las otras estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998. La estación B se ubica en la parte interior del protovolcán de Colima y cercana al límite de la caldera.

mediciones de abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996, así como, entre mayo 16 de 1996 y abril 21 de 1998. El comportamiento magnético de las estaciones C e IGF en conexión con la estación B, es muy similar, observándose una discreta anomalía en las estaciones entre enero 15 y mayo 16 de 1996 (Figura 12). La comparación y diferencia entre las intensidades del campo magnético medidas entre las estaciones B y km 44 genera una anomalía entre las mediciones de marzo 27 y mayo 16 de 1996, así como, entre abril 21 y mayo 21 de 1998 (Figura 12).

La estación B presentó valores de campo magnético menores a 42,000 nT, con excepción de la estación Km 44, mostró las menores intensidades de todo el estudio, probablemente por su ubicación cercana al límite interior de la caldera del protovolcán.

Estación C

La estación C está situada en la zona de El Playón (piso del protovolcán, Figura 8) y presenta una disminución aproximadamente constante 11.6 nT/mes de abril 27 de 1995 a mayo 16 de 1996 en los valores de la intensidad de campo magnético (Figura 9). De esta última fecha a abril 21 de 1998, sufre una fuerte disminución en la intensidad del magnetismo, continuando entonces con un discreto decremento de intensidad del campo hasta mayo 21. En junio 07 de 1998 los valores de la intensidad parecen reponerse con un ligero incremento de la intensidad de magnetismo, mientras que, en noviembre 02 de 1998 vuelve a disminuir con respecto a la fecha anterior. Finalmente, en diciembre 20 de 1998 la intensidad del campo magnético permanece prácticamente igual que en noviembre (diferencia de 2 nT).

Al comparar la estación con las otras estaciones se observa que, con relación a la estación 0 hay una disminución en las mediciones de enero 15 de 1996, mientras que, con respecto a la estación 1, en enero 15 de 1996 y abril 21 de 1998, presenta claras variaciones en la intensidad del campo magnético. La diferencia entre las estaciones C y B no presenta ninguna distorsión del campo magnético (Figura 13). Por su parte, con respecto a la estación IGF, sólo en las mediciones de la intensidad del campo de enero 15 de 1996 se puede observar una discreta variación anormal. Finalmente, con respecto a las estaciones C y km 44, se observa claramente la existencia de una diferencia anormal en las mediciones de marzo 27 de 1996 y una más discreta en abril 21 de 1998.

Estación IGF

La estación IGF se localiza en la zona de El Playón (Figura 8) y su comportamiento magnético muestra, en general, una disminución de la intensidad del campo. Presenta dos periodos magnéticamente anómalos: enero 15 de 1996 y junio 07 de 1998. En estas fechas el campo geomagnético, presenta un incremento en su intensidad, mien-

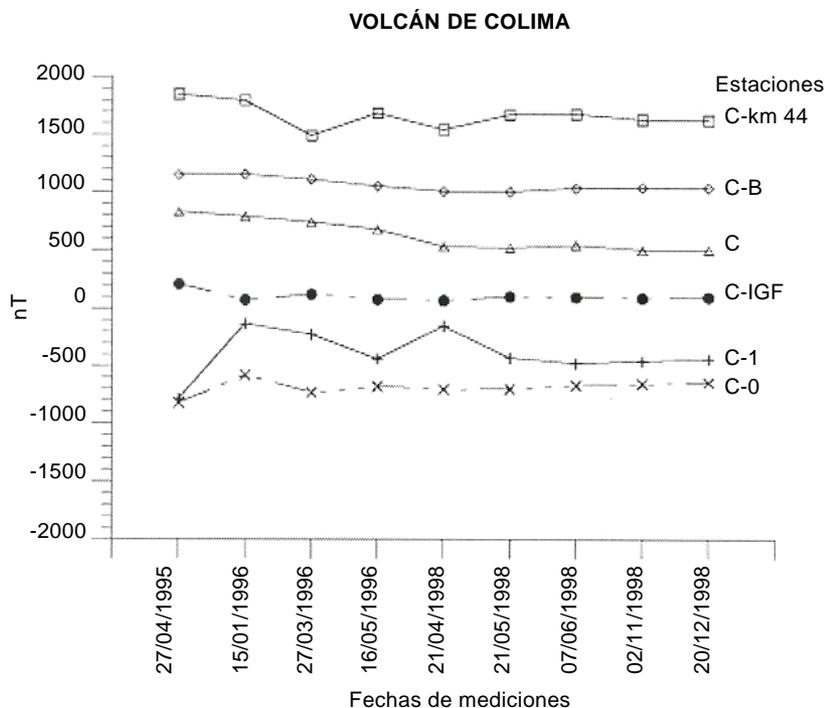


Figura 13. Gráfica que muestra las diferencias en valor de la intensidad del campo geomagnético entre la estación C y las demás estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998. Esta estación se sitúa en el piso del protovolcán de Colima, en la zona conocida como El Playón.

tras que, entre mayo 16 de 1996 y abril 21 de 1998 se presentó una disminución anormal de la intensidad del campo magnético (Figura 9).

La diferenciación entre la estación IGF y las demás estaciones, muestra con respecto a la estación 0 una clara anomalía en las intensidades del campo de entre abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996 y entre la primer fecha y mayo 16 de 1996 (Figura 14). Con relación a la estación 1 presenta dos periodos claramente anómalos, el primero entre abril 27 de 1995 y enero 15 de 1996 y el segundo en abril 21 de 1998 (Figura 14). Por otra parte, la variación magnética entre las estaciones IGF y C es muy discreta y se presenta desde abril 27 de 1995 hasta mayo 16 de 1996 (Figura 14), mientras que, entre las estaciones magnéticas IGF y B no muestran ninguna anomalía (Figura 14). En la comparación de las estaciones IGF y km 44, se observan dos tiempos magnéticamente anómalos, el primero y muy claro en marzo 27 de 1996 y el segundo más discreto en abril 21 de 1998 (Figura 14).

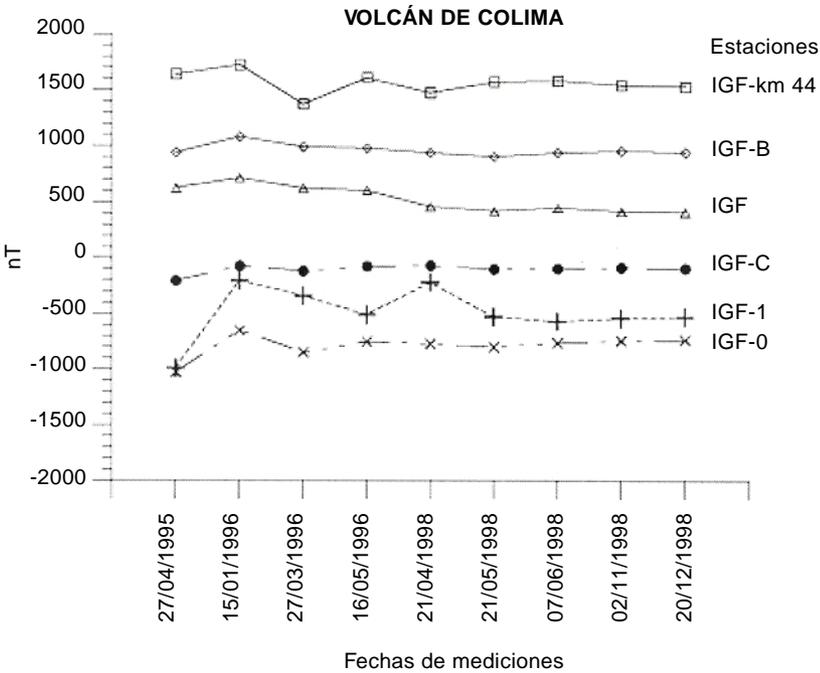


Figura 14. Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad del campo geomagnético entre la estación IGF y las otras estaciones del monitoreo magnético, para cada una de las fechas de medición realizadas en el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998. La estación IGF se localiza en la parte central de El Playón.

Estación Km 44

La estación Km 44 se localiza dentro de la caldera del protovolcán de Colima, aunque fuera de la zona conocida como El Playón, y muy cercana a la estación sísmica del RESCO (Red Sísmica de Colima) denominada Soma (Figura 8). Esta estación está asociada a una zona de debilidad (fractura y/o falla), lo cual contribuye a que los valores de la intensidad del campo magnético sean bajos (López-Loera, 2002). La estación km 44 presenta un comportamiento magnético cuyas características principales están asociadas con cambios claros en la susceptibilidad magnética en marzo 27 de 1996 y mayo 21 de 1998. A partir de esta última fecha y hasta diciembre 20 de 1998 el campo presentó un comportamiento con cambios discretos y frecuentes en la intensidad del campo magnético (Figura 9).

Las variaciones vulcanomagnéticas entre la estación km 44 y las estaciones B, C e IGF no generan una discordancia magnética fuerte (Figura 15). Sin embargo, con respecto a la estación 1 muestra diferencias anómalas en la intensidad del campo en mayo 16 de 1996. Asimismo, con respecto a la estación 0 también presenta diferen-

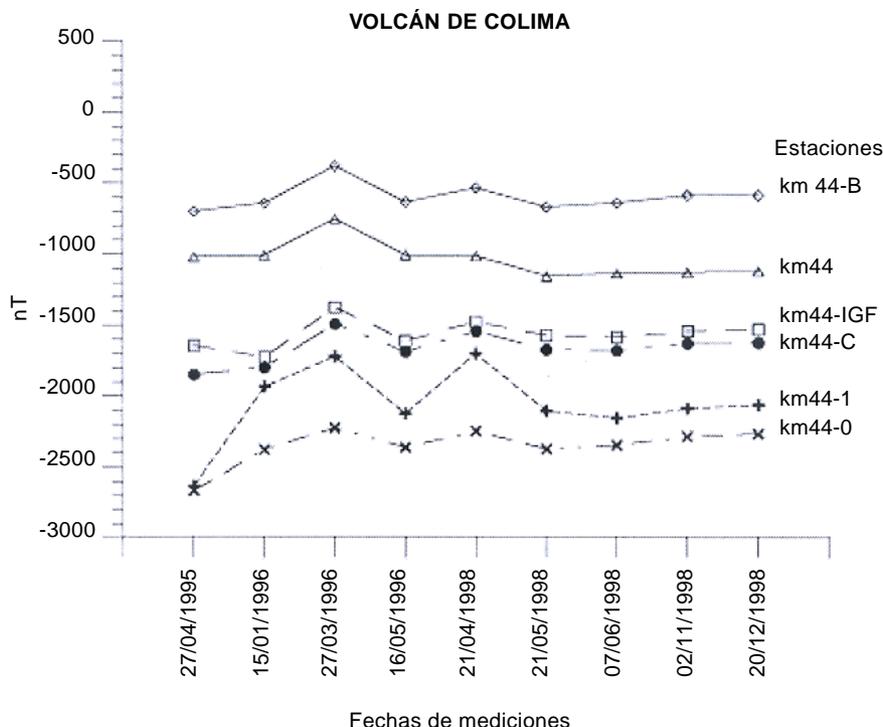


Figura 15. Gráfica que muestra las diferencias en el valor de la intensidad del campo geomagnético para cada una de las fechas de medición realizadas entre el periodo de abril 27 de 1995 y diciembre 20 de 1998, entre la estación km 44 y las demás estaciones del monitoreo magnético. Esta estación se localiza dentro de la caldera del protovolcán, al W de El Playón y su ubicación se relaciona con una zona de debilidad asociada a una falla.

cias anómalas de las intensidades en abril 27 de 1995 y en mayo 16 de 1996, esta última muy discreta.

Discusión y conclusiones

La intensidad del campo magnético asociada a la estructura volcánica del Volcán de Colima presenta cuatro comportamientos: la intensidad del magnetismo del área fuera del volcán (estación 0, Figuras 8 y 9), la intensidad del magnetismo en el límite de la caldera del protovolcán (estación 1, Figuras 8 y 9), la intensidad del magnetismo correlacionado con el piso del protovolcán (El Playón, estaciones C e IGF, Figuras 8 y 9) y el cuarto es el que se asocia a zonas de debilidad como fracturas y/o fallas (López-Loera, 2002; estación km 44; Figuras 8 y 9).

Para la interpretación de las variaciones vulcano-magnéticas, algunos estudios han intentado separar las componentes que constituyen el campo magnético principal (Pozzi *et al.*, 1979; Del Negro and Ferrucci, 2000). Entre ellas, el campo interno (originado en el núcleo terrestre), el campo producido por fuentes magnéticas estáticas (debido a las rocas de la corteza terrestre), el campo asociado a la estructura volcánica e inducido por el fenómeno eruptivo y por el campo formado por todos los transientes cuya fuente principal es externa.

Los estudios de las variaciones espacio/temporales del campo geomagnético están principalmente basados en los registros continuos y discretos de las redes de observatorios geomagnéticos. Los datos se usan para establecer los modelos globales de referencia, como el Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF). Los modelos de IGRF constituyen el campo de referencia para estudios de anomalías magnéticas en investigaciones en tierra y en mar y para la comparación/calibración de datos de observatorios y redes de variación secular (Urrutia and Campos, 1993; Dawson and Newitt, 1982).

La metodología que hasta el momento ha presentado los mejores resultados como precursora de actividad volcánica es aquella que compara los resultados de las mediciones de la intensidad de campo magnético terrestre dentro y fuera de la estructura geológica volcánica. En este estudio en el volcán de Colima se empleó un magnetómetro para la medición de la intensidad del campo magnético terrestre, por lo cual no fue posible aplicar completamente la metodología para la investigación de las variaciones vulcano-magnéticas. Sin embargo, se desarrolla una metodología alternativa de medición de actividad magnética como precursora de actividad magnética para aquellos volcanes que por limitaciones instrumentales cuenten con un sólo magnetómetro.

Para la observación de los efectos vulcano-magnéticos en los volcanes se comparan las mediciones del campo magnético entre los diferentes magnetómetros de los cuales al menos uno de los instrumentos debe de ubicarse fuera del ámbito volcánico y tomando las mediciones de éste como referencia para las mediciones de los otros magnetómetros. El campo magnético total en la estación de referencia se mide cada determinado tiempo y se compara con las mediciones de los otros magnetómetros que a su vez miden al mismo tiempo la intensidad del campo magnético. Las diferencias en la intensidad del campo magnético entre la estación base y cada uno de los magnetómetros se analiza y se interpreta el tipo de efecto vulcano-magnético causante de dichas variaciones.

La intensidad del magnetismo fuera del volcán se considera como un comportamiento "normal" y sirve de nivel base en el análisis del magnetismo en el área. La instalación y operación de una estación geomagnética en el Observatorio Volcanológico de Colima (Hernández *et al.*, 2000) ofrece la oportunidad de establecer una red de monitoreo en el volcán e investigar las variaciones geomagnéticas de

periodos cortos e intermedios. Las mediciones del campo geomagnético en Colima han sido comparadas con los datos del Observatorio Magnético de Teoloyucán, ubicado al norte de la ciudad de México, obteniéndose una alta correlación (coeficientes del orden de 0.99) para el periodo investigado. Las estaciones ubicadas en el piso de la caldera del protovolcán de Colima presentan un magnetismo que sugiere la hipótesis de estar asociado directamente con los procesos en los conductos y en la cámara magmática y que las variaciones magnéticas observadas o medidas están correlacionadas con efectos termales principalmente generados por la reactivación de la cámara.

El magnetismo en la zona límite de la caldera presenta los mayores contrastes, probablemente porque los límites de la caldera magmática se asocian a fallas y esto implica que, además de la contribución que tiene de la cámara (efectos termomagnéticos), tiene el asociado a la tensión (efectos piezomagnéticos) que se ejerce en las zonas de debilidad de la caldera al entrar una cámara magmática en reactivación (estación 1).

El magnetismo asociado a zonas de debilidad en la caldera, presenta la mayoría de las veces variaciones discretas, probablemente porque los valores de intensidad de campo son muy bajos con relación a su medio, esto debido probablemente a que dichas zonas están alteradas y los minerales ferromagnéticos se oxidan cambiando la magnetita a hematita (estaciones B y km 44).

En este estudio se identificaron variaciones vulcano-magnéticas como precursoras a la actividad volcánica, reflejadas a partir de las mediciones del 7 de junio de 1998, en donde la mayoría de las estaciones empezaron a sufrir una disminución en la intensidad de campo magnético (Figura 9); la estación 0 del 7 de junio al 20 de diciembre disminuyó en 66 nT en 6.46 meses (10.2 nT/mes); la estación 1 en este mismo periodo de tiempo disminuyó 80 nT (12.3 nT/mes); la estación B 42 nT (6.5 nT/mes); la estación C 41 nT (6.3 nT/mes); estación IGF 40 nT (6.19 nT) y la estación km 44 13 nT (2 nT/mes).

El 20 de noviembre de 1998 el volcán presentó una actividad visible al fluir lava del cráter hacia el flanco S y SW y continuó con actividad hasta mediados de 1999. Probablemente la disminución de intensidad magnética asociada con las mediciones a partir del 7 de junio de 1998, nos esté indicando una correlación con la intrusión de magma a los conductos del volcán.

Agradecimientos

Se agradece al CONACYT el soporte económico otorgado durante los estudios de doctorado al primer autor. Asimismo se agradece al Cmte. Melchor Ursua, Jefe de Protección Civil del estado de Colima por su apoyo a este estudio. Se agradecen los comentarios de los árbitros de la revista y la asistencia de L. Huerta en la preparación del manuscrito. Apoyo parcial para el estudio ha sido provisto de los proyec-

tos IGF B-106 y DGAPA IN-102897. Los estudios forman parte del “International Cooperation Program on Active Volcanoes”.

Referencias

- Davis J.C., 1973. *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, Inc., 550 pp.
- Davis P.M., Jackson D.B., Field J. and Stacey F.D., 1973. Kilauea volcano, Hawaii: A search for the volcanomagnetic effect. *Science*, 180, 73-74.
- Davis P.M., Pierce D.R., McPherron R.L., Dzurisin D., Murray T., Johnston M.J.S. and Muller R., 1984. A volcanomagnetic observation on Mt. St. Helens, Washington. *Geophys. Res. Lett.* 11, 233-236.
- Dawson E. and Newitt R., 1982. Comparison of IGRF models with North American magnetic data. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 34, 393-400.
- Del Negro C. and Ferrucci F., 2000. Volcanomagnetic effects at Vulcano Island (Aeolian archipelago, Italy). *Geophys J. Int.*, 140, 83-94.
- Dzurisin D., Delinger R.P. and Rosenbaum J.G., 1990. Cooling rate and thermal structure determined from progressive magnetization of the dacite dome at Mount St. Helens, Washington. *J. Geophys. Res.*, 95, 2763-2780.
- Hamano Y., Utada H., Shimomura T., Tanaka Y., Sasai Y., Nakagawa I., Yokoyama Y., Ohno M., Yoshino T., Yukutake S. and Watanabe H., 1990. Geomagnetic variations observed after the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 42, 319-335.
- Hernández E., Cifuentes G., Cabral E., Urrutia J., Chávez R., Correa F., Becerril R. and Ramírez J., 2000. A new permanent geomagnetic station at Colima volcano observatory, Mexico. *Geofis. Int.*, 39, 267-275.
- Johnston M.J.S. and Stacey F.D., 1969. Transient magnetic anomalies accompanying volcanic eruptions in New Zealand. *Nature*, 224, 1289-1291.
- López-Loera H. and Urrutia-Fucugauchi J., 1999. Spatial and temporal magnetic anomalies of Colima volcano, western Mexico. *Geofis. Int.* 39, 3-16.
- López-Loera H., 2002. Estudio de las anomalías magnéticas y su relación con las estructuras geológicas y actividad eruptiva de los complejos volcánicos de Colima e Izta-Popo. Tesis Doctoral. Progr. Posgrado en Ciencias de la Tierra, U.N.A.M. 232 pp.
- Luhr J.F. and Prestegard K.L., 1988. Caldera formation at Volcán Colima, Mexico, by a large Holocene volcanic debris avalanche. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35, 335-348.
- Luhr J. F. and Carmichael I.S.E., 1990. Geology of Volcan de Colima. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, 107, 101 pp.
- Martin Del Pozzo, A.L., Cifuentes-Nava G., Cabral-Cano E., Sánchez-Rubio G., Reyes M., Martínez-Bringas A., García E. and Arango-Galván C., 2002. Volcano-

- magnetic signals during the recent Popocatepetl (Mexico) eruptions and their relation to eruptive activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 113, 415-428.
- Pozzi J.P., Le Möuel J.L., Rossignol J.C. and Zlotnicki J., 1979. Magnetic observations made on La Soufriere volcano (Guadeloupe) during the 1976-1977 crisis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 217-237.
- Rikitake T., 1951. The distribution of magnetic dip in Ooshima (Oo-sima) Island and its change that accompanied the eruption of Volcano Mihara. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 29, 161-181.
- Tanaka Y., 1993. Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989-1990 activity of Aso volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, 319-338.
- Talwani M. and Heirtzler J.R., 1964. Computation of the magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. In: Computers in Mineral Industries, part I. Stanford University. *Geological Sciences*, 9, 464-480.
- Tanaka Y., 1995. Volcanomagnetic effects on the Unzen volcano (1990-1992). *J. Geomag. Geoelectr.*, 47, 325-336.
- Urrutia J. and Campos J.O., 1993. Geomagnetic secular variation in central México since 1923 A.D. and comparison with 1945-1990 IGRF models. *J. Geomag. Geoelectr.*, 45, 243-249.
- Zlotnicki J., Moreau M.G. and Viode J.P., 1987. Volcanomagnetic variations related to the seismic crisis that occurred from December through May 1986 on the Montagne Pelée. Martinique (Lesser Antilles). *J. Geomag. Geoelectr.*, 39, 487-500.
- Zlotnicki J. and Le Möuel J.L., 1988. Volcanomagnetic effects observed on Piton de la Fournoise volcano (Reunion Island): 1985-1987. *J. Geophys. Res.*, 93 (B8), 9157-9171.
- Zlotnicki J., Le Möuel J.L., Delmond J.C., Pambrun C. and Delorme H., 1993. Magnetic variations on Piton de la Fournoise volcano. Volcanomagnetic signals associated with the November 6 and 30, 1987, eruptions. *J. Volc. Geotherm. Res.* 56, 281-296.
- Zlotnicki J., Bof M., Perdereau L., Yvetot P., Tjetjep W., Sukhyar R., Purbawinata M.A., and Suharno., 2000. Magnetic monitoring at Merapi volcano, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 100, 321-326.

Tomografía de CODA – Q del piedemonte llanero, Colombia

Juan P. Durán*
Carlos A. Vargas*
Luis A. Briceño*

Recibido 16 de enero, 2003; aceptado 26 de mayo, 2003

Abstract

The space variation of the parameter of attenuation Q - Coda in a sector of the Piedemonte Llanero is studied using the Coda waves. The estimation of the attenuation of the amplitude of coda is calculated by means of the Model of simple Isotropic Dispersion of Sato (1977), from seismograms of earthquakes located in the region, between September of 1993 to June 2002. Following the methodology used by Aki and Chouet (1975) we analyzed seismograms in four bands centered to 1, 5, 3, 6 and 12 Hz with respective bandwidths of 1, 2, 4 and 8 Hz. By linear regression Q_c value were calculated at 1 Hz. From the expression proposed by Puli (1984) to model the amplitude of the coda waves by means of ellipses, we extended this expression to calculate the space variation of the Q_c^{-1} , for three-dimensional analysis (anelastic tomography). By means of a square minimum inversion the value of attenuation for each cell of the three-dimensional model was calculated. Their results were correlated with the regional tectonic frame and found that when the attenuation increases with the depth, it correspond to zones with Tectonics of thick layers and on the contrary, where the attenuation diminishes with the depth corresponds to zones with tectonics of thin layers.

Resumen

La variación espacial del parámetro de atenuación Coda – Q en un sector del Piedemonte Llanero (Colombia) es estudiada usando las ondas Coda. La estimación de la atenuación de la amplitud de la coda es calculada por medio del Modelo de Dispersión Isotrópica Simple de Sato (1977), a partir de sismogramas de sismos que ocurrieron en la región entre septiembre de 1993 y junio 2002. Siguiendo la metodo-

* Postgrado de Geofísica, Universidad Nacional de Colombia.

logía empleada por Aki y Chouet (1975) se analizaron los sismogramas en cuatro bandas centradas a 1.5, 3, 6 y 12 Hz con sus respectivos anchos de banda de 1, 2, 4 y 8 Hz y por regresión lineal se calculó el valor de Q_c a 1 Hz. A partir de la expresión propuesta por Puli (1984) para modelar las amplitudes de las ondas coda por medio de elipses, se amplió esta expresión para calcular la variación espacial del Q_c^{-1} , 0 para un medio tridimensional (tomografía anelástica). Por medio de inversión por mínimos cuadrados se calculó el valor de atenuación para cada celda del modelo tridimensional. Los resultados se correlacionaron con el marco tectónico regional encontrando que cuando la atenuación aumenta con la profundidad, corresponde a zonas con tectónica de piel (o capas) gruesa y por el contrario, donde la atenuación disminuye con la profundidad corresponde a zonas con tectónica de piel delgada.

Introducción

Un mecanismo para determinar las condiciones de atenuación de una zona, es mediante el uso de las ondas Coda, que son ondas retrodispersadas resultado de la suma de ondas de cuerpo primarias dispersadas por la interacción con dispersores o heterogeneidades y, por lo tanto, su atenuación en la amplitud es debida principalmente a las condiciones tectónicas de la región donde se registró el sismo, más que a la misma trayectoria recorrida por la onda desde la fuente hasta la estación sismológica.

En este estudio se generó un modelo tridimensional de atenuaciones (tomografía anelástica) en un sector del Piedemonte Llanero de Colombia, entre los departamentos de Meta y Cundinamarca, entre la latitud 3.5° a 5.3° norte y longitud 74.6° a 72.3° oeste. La variación espacial de la atenuación se correlacionó con el marco tectónico regional.

Marco tectónico-geológico regional

A lo largo de la margen oriental de la Cordillera Oriental, se prolonga una amplia zona de fallamiento de tipo compresional conocido como sistema del Piedemonte Llanero o Sistema Frontal de la Cordillera Oriental, que está asociado con la reactivación de antiguas fallas originadas durante una fase extensiva de edad Jurásica y Cretácica (Ingeominas, 1998). Algunos autores consideran este sistema como límite entre la placa Suramericana y el bloque norte de los Andes (París *et al.*, 2000).

La región se caracteriza por presentar una alta actividad sísmica, con eventos de todo tipo de magnitud y de profundidades focales hasta unos 50 ó 60 km que son asociables a la actividad de esta zona de fallamiento. Además, el análisis de los principales rasgos geomorfológicos en abanicos cuaternarios señalan una alta actividad neotectónica, lo que indica que el proceso orogénico en la cordillera no ha cesado (Ingeominas, 1998).

El sector Sur se caracteriza por rocas del basamento metamórfico andino y del Paleozoico Superior, que están expuestas en las zonas externas contra la Cuenca de los Llanos, principalmente en una serie de altos o domos con dirección general paralela al rumbo estructural de la cordillera y que definen la culminación estructural de la cordillera. Mientras que, en el sector centro y Norte se caracteriza por pliegues que se presentan en trenes mucho menos espaciados que los altos estructurales del sector Sur y, por lo tanto, en un mayor acortamiento de la cobertura cretácica en esta zona (Mora y Kammer, 1999).

Los domos del flanco oriental, que definen la culminación estructural de la Cordillera, muestran una asimetría variable, la que en un caso extremo está dada por la presencia de una falla inversa en su borde oriental y que levanta un antiforme del bloque occidental. Un ejemplo de tal situación se tiene en el domo de Chingaza (Mora y Kammer, 1999).

En cuanto a los pliegues formados en la cobertura cretácica y terciaria del interior de la Cordillera, se han propuesto modelos de una tectónica epidérmica, cuyas características fundamentales se asumen como válidas para toda la Cordillera (Mora y Kammer, 1999). Sin embargo, Kammer y Mojica (1996) señalan que la dificultad principal que tiene el aplicar cualquier modelo de escamación en la cordillera Oriental, radica en que no existe un contraste ideal entre el basamento cristalino frágil y poco susceptible a plegarse y una cobertera sedimentaria con propiedades mecánicas muy distintas, separados entre sí por un horizonte dúctil de deslizamiento. Por lo tanto, el modelo, que propone un despegue restringido a un horizonte particular, debe ser abandonado en las áreas donde exista una deformación entre el sustrato precretácico y su cobertura (Mora y Kammer, 1999).

Datos

Se seleccionaron 505 sismogramas para un periodo comprendido de septiembre de 1993 a junio de 2002, registrados por la estación Chingaza perteneciente a la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). Su selección, producto de una extensa depuración de registros tuvo como criterios la claridad de arribos de las fases P y S, y que la duración de la coda garantizara como mínimo 50 seg. Los eventos seleccionados presentaron rangos de magnitud $1 < M < 5.5$ y profundidades focales entre 0 y 30 km de profundidad y la mayoría de los epicentros se localizaron a lo largo del sistema de fallas del Piedemonte Llanero.

A partir de los datos seleccionados se escogió una área para hacer la inversión de datos, entre las coordenadas (ver Figura 1):

$$\begin{array}{ll} X_1 = 74.6^\circ \text{ W} & Y_1 = 3.8 \text{ N} \\ X_2 = 73.35^\circ \text{ W} & Y_2 = 5.3^\circ \text{ N} \\ X_3 = 72.35^\circ \text{ W} & Y_3 = 5.05^\circ \text{ N} \\ X_4 = 73.6^\circ \text{ W} & Y_4 = 3.55^\circ \text{ N} \end{array}$$

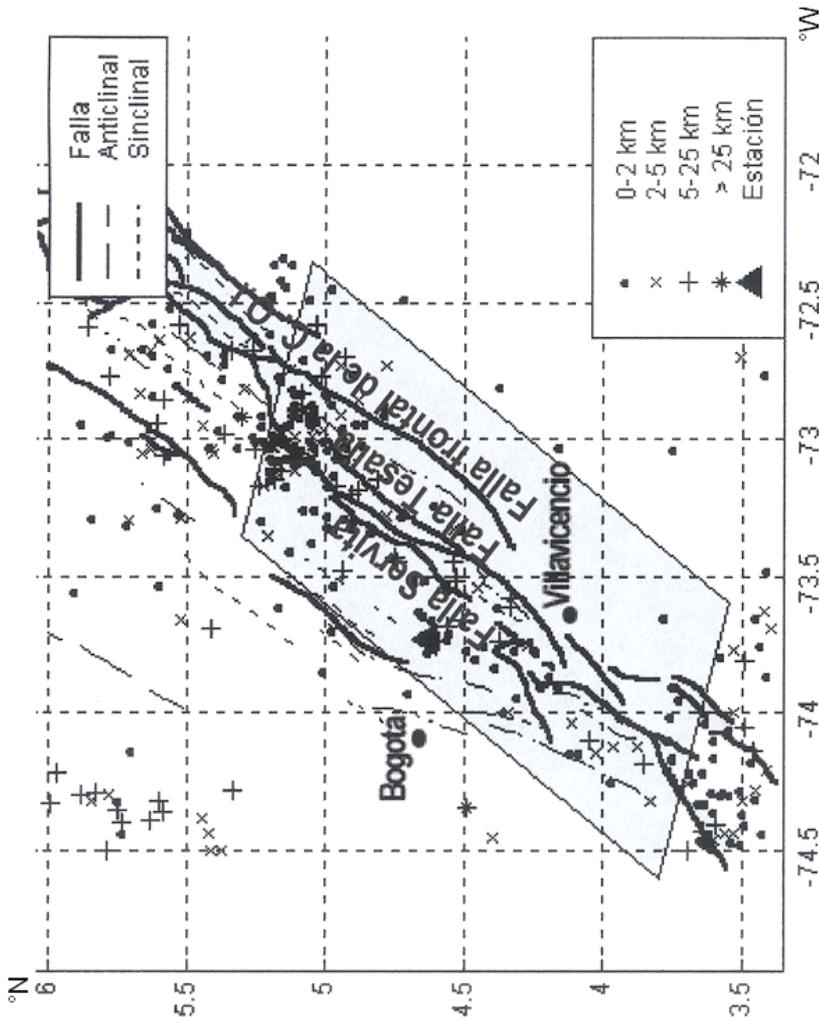


Figura 1. Distribución de los eventos en profundidad respecto a la estación Chingaza. Dentro del rectángulo se ubican los sismos utilizados para calcular la tomografía de Q_c .

Metodología

Análisis espacial de Q_c

Para calcular el valor de Q_c se utilizó el modelo de Dispersión Isotrópica Simple de Sato (1977), el cual asume un medio homogéneo con velocidad y densidad constante, donde las fluctuaciones son debidas a dispersores homogéneos que están distribuidos aleatoriamente, tales como: fracturas, fallas, contrastes de densidad y anomalías de velocidad. En este modelo, la distribución de heterogeneidades está caracterizado por el camino libre medio L_s , el cual viene determinado por la probabilidad que posee una onda primaria de sufrir una dispersión por una heterogeneidad en el medio. Dicha probabilidad de dimensión L^{-1} , es igual al inverso del camino libre y recibe el nombre de turbicidad g_o .

De acuerdo al modelo de Sato y asumiendo que las onda Coda sólo tienen ondas S dispersadas, la densidad de energía dispersada de la onda Coda (E_s), por la n -ésima heterogeneidad, será igual a:

$$E_s(r, t | f) = \frac{W_0(f)g_o}{4\pi r^2} k(a) e^{-\pi f t / Q} \tag{1}$$

donde r es la distancia hipocentral; t es el lapso de tiempo medido desde el tiempo de origen del sismo; W_0 es la energía total radiada desde la fuente; g_o es el coeficiente total de dispersión; $k(a) = (1/a) \ln[(a+1)/(a-1)]$, ($a > 1$); $a = t/t_s$; t es el lapso de tiempo desde el tiempo de origen y t_s es el tiempo de viaje de la onda directa S.

Linealizando la ecuación (1), obtenemos:

$$\ln \left[\left(\frac{A_s}{A_c} \right)^2 K(t/t_s) \right] = \ln \left[\frac{1}{n_0 \sigma V t} \right] - \frac{W}{Q_c} (t - t_s) \tag{2}$$

entonces, el valor de Q_c se obtiene a partir de una simple regresión lineal sobre sismogramas filtrados en unos rangos de frecuencia.

Siguiendo la metodología empleada por Aki y Chouet (1975) se analizaron todos los sismogramas en cuatro bandas centradas a 1.5, 3, 6 y 12 Hz con sus respectivos anchos de banda de 1, 2, 4 y 8 Hz. Y por regresión lineal se calculó el valor de Q_c a 1 Hz. Además, los valores de Q_c se calcularon para diferentes lapsos de tiempo entre 20 y 100 segundos con el fin de muestrear la atenuación de las ondas coda a diferentes rangos de distancia y profundidad.

Regionalización de Q_c

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

$$\frac{x^2}{(vT/2)^2} + \frac{y^2}{(vT/2)^2} + \frac{z^2}{(vT/2)^2 - R^2/4} = 1 \quad (3)$$

donde R es la distancia entre la fuente y la estación, v es la velocidad de la onda S , x e y son las coordenadas en superficie y T es el tiempo total que las ondas coda necesitan para recorrer la región comprendida entre la estación y el epicentro a velocidad constante con un coeficiente de atenuación Q_0^{-1} , y es igual a:

$$T = 2t_s + \frac{t_v}{2} \quad (4)$$

y t_v es la ventana de coda o sea el del tiempo usado para calcular el valor de Q_c . Si una onda gasta un tiempo t_i para recorrer una región con un coeficiente de atenuación Q_{0i}^{-1} , el resultado efectivo de Q_0^{-1} es relacionado al camino de atenuación por la relación (Vargas, 2000):

$$\frac{1}{Q_0} = \sum \frac{t_i}{T} \sum \frac{1}{Q_{0i}} \quad (5)$$

Para un medio tridimensional la expresión (5) se expresa como un hiperplano de la forma:

$$\frac{1}{Q_0} = \frac{t_{ijk}}{T_i} \frac{1}{Q_{ijk}} + \dots + \frac{t_{i+1,jk}}{T_i} \frac{1}{Q_{i+1,jk}} + \dots + \frac{t_{nmp}}{T_i} \frac{1}{Q_{nmp}} \quad (6)$$

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

La anterior expresión la podemos expresar de la forma $AX=Y$. Donde A , X e Y corresponden a:

$$A = \frac{t_{ijk}}{T_k} + \dots + \frac{t_{i+1jk}}{T_i} + \dots + \frac{t_{nmp}}{T_i} \tag{7}$$

$$X = \frac{1}{Q_{ijk}} + \dots + \frac{1}{Q_{i+1jk}} + \dots + \frac{1}{Q_{nmp}} \tag{8}$$

$$Y = \frac{1}{Q_o} \tag{9}$$

Para determinar el valor de atenuación en cada celda se utilizó la inversión por mínimos cuadrados amortiguados, donde el factor de peso es igual a una matriz diagonal de peso (Q^2) que consiste en el error estimado en una observación (e_i) normalizado por el error medio (e^m)

Resultados y discusión

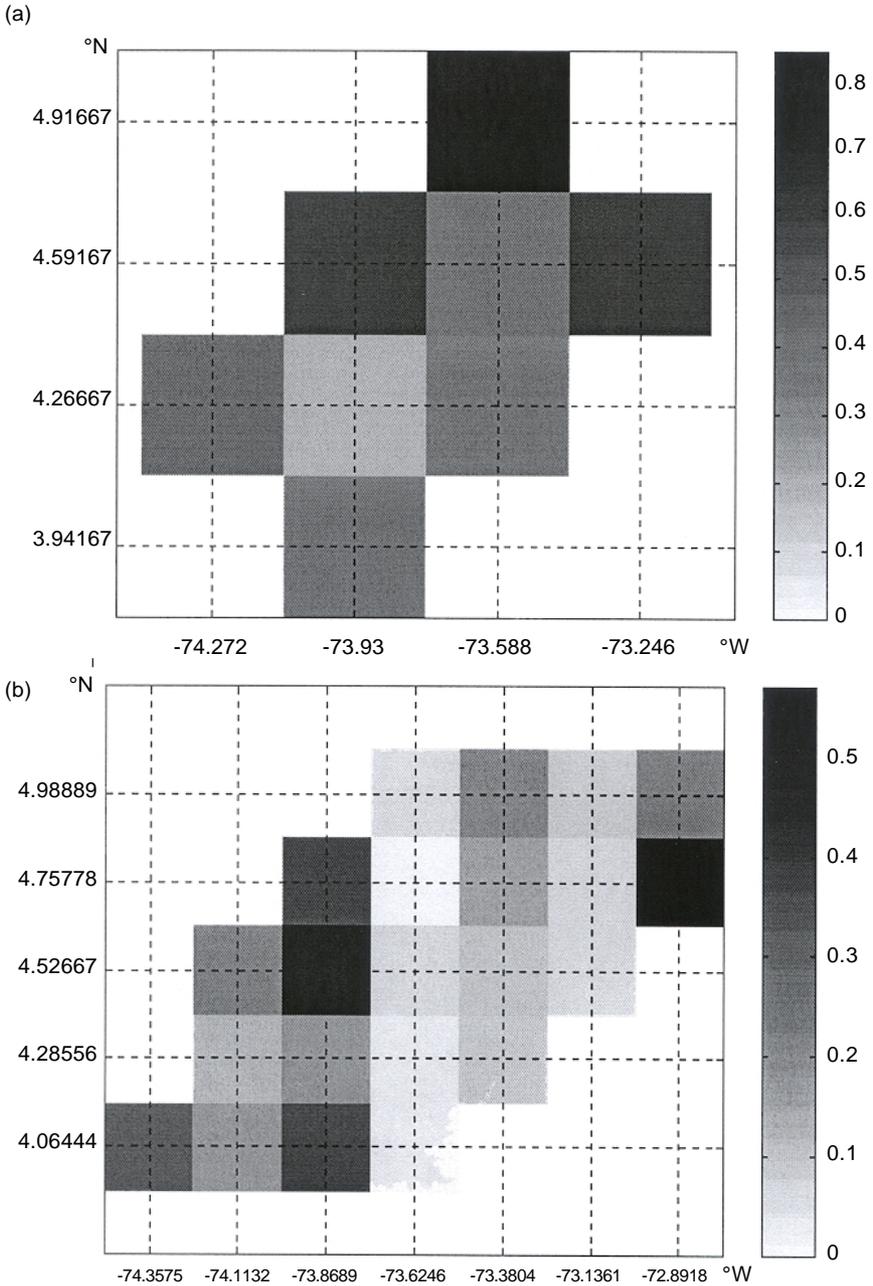
Los valores de atenuación obtenidos de la inversión para 1 Hz, fueron interpolados por el método de mínima curvatura para suavizar la respuesta e intentar buscar la tendencia, obviando las anomalías.

A partir de la inversión de las atenuaciones calculadas de los sismogramas se creó un modelo tridimensional de atenuaciones (Qc^{-1}) para profundidades menores a 20 km y el tamaño óptimo se estimó de los valores de la matriz de resolución del modelo y del residual de la inversión. Se analizaron tres casos extremos con diferentes tamaños de red (ver Tabla 1 y Figura 2):

Tabla 1
Parámetros para la selección del tamaño óptimo de celda

<i>No. de divisiones</i>	<i>Tamaño de la celda (km)</i>	<i>Máx. Valor de la Matriz de resolución de modelo</i>	<i>Residual</i>
5 x 6 x 10	50.61 x 47.91 x 2.85	0.8	0.0733
8 x 9 x 10	31.6 x 31.0 x 2.84	0.6	0.0753
15 x 16 x 10	16.87 x 18.04 x 2.85	0.28	0.0775

Al analizar las gráficas, se aprecia que el residual no varía significativamente entre la inversión en cada una de las celdas, por el contrario, el valor de la matriz de resolución disminuye al aumentar el número de celdas en la red. De acuerdo a Menke (1989), entre más cercano sea el valor de la matriz de resolución a la unidad, el parámetro calculado (en nuestro caso, la atenuación en cada celda) estará más cerca al parámetro real. Por lo tanto, entre menor sea el número de celdas sería mejor la respuesta, pero esto sacrificaría el detalle en el modelo. Por esto, se decidió que el tamaño óptimo de las debe ser de 31.6x31.0x2.84 km, donde el máximo valor de la



Figuras 2a y 2b. Matriz de resolución para una tomografía de atenuación de: (a) 5 x 6 x 10 divisiones; (b) 8 x 9 x 10 divisiones.

(c)

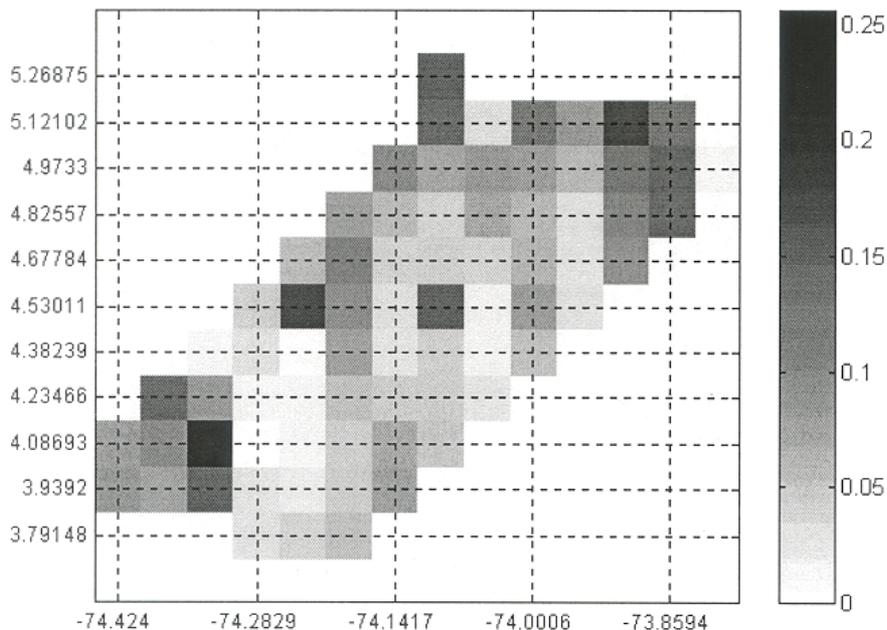
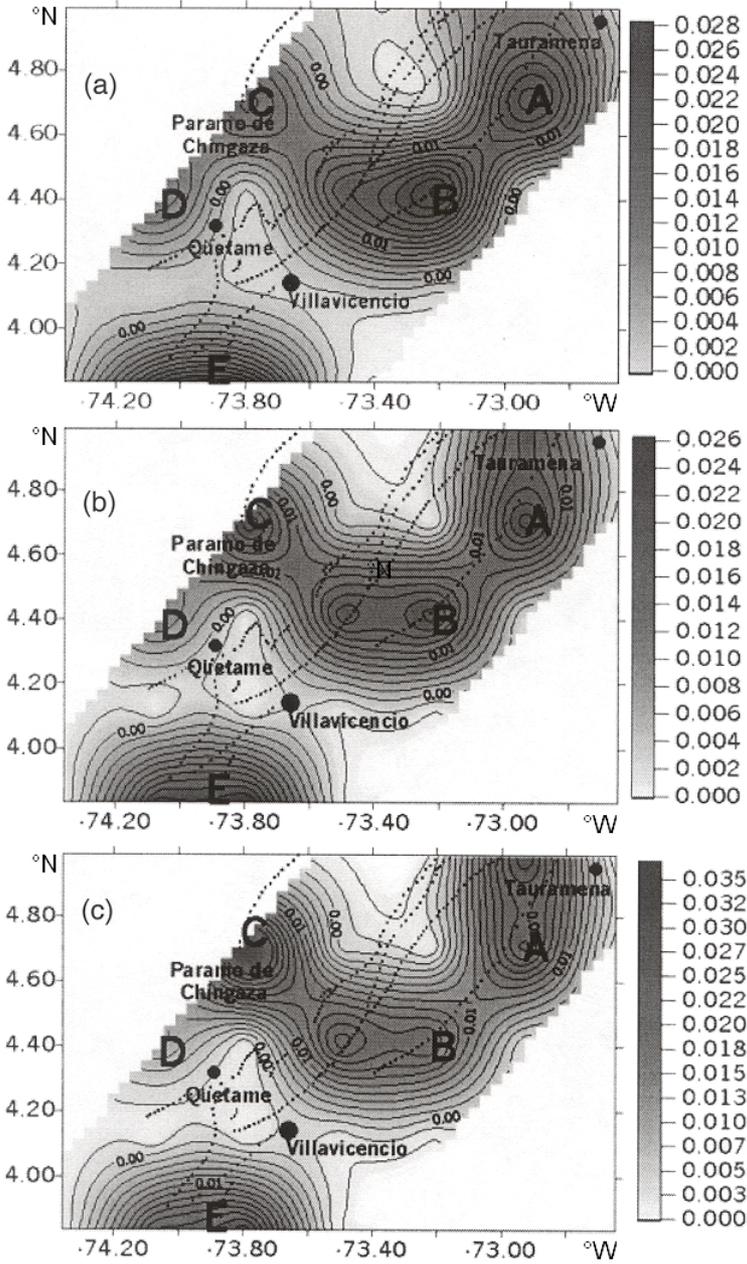


Figura 2c. Matriz de resolución para una tomografía de atenuación de: (c) 15 x16 x 10 divisiones.

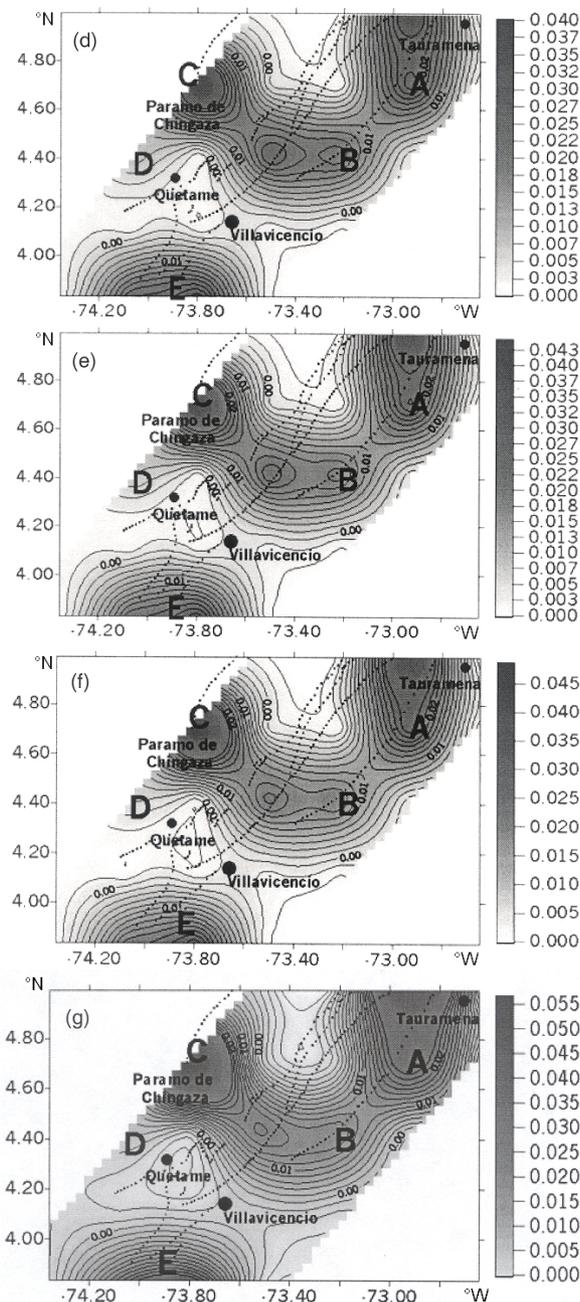
matriz de resolución es aproximadamente 0.6 y el número de celdas en cada capa permite analizar la variación espacial con un buen detalle.

Los resultados de la variación espacial Q_c^{-1} (calculado a 1 Hz), a partir de los sismogramas (ver Figura 3), muestra una franja de anomalías de atenuación con sentido SW – NE, con una flexión hacia el SE en la parte media, marcando cuatro anomalías de atenuación de sur a norte. Y una quinta anomalía en la parte inferior de la Figura 3 (señaladas como anomalías A, B, C, D y E, respectivamente).

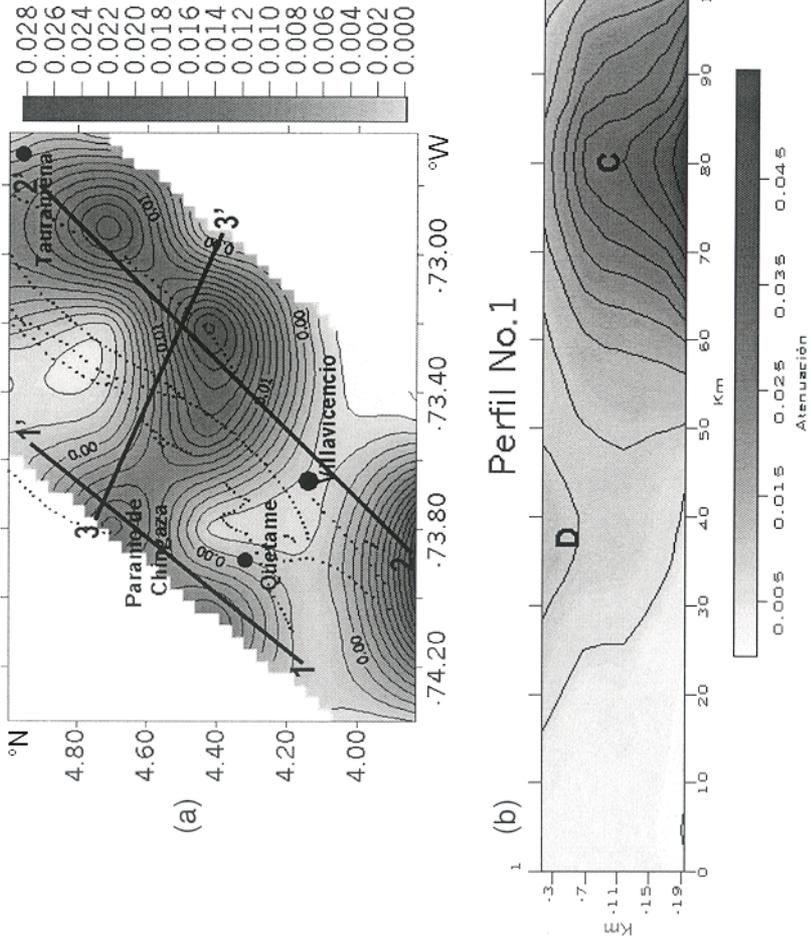
Las anomalías de atenuación a 1 Hz no sólo varían lateralmente sino también en profundidad (ver Figura 4). Los valores promedio de la atenuación de las anomalías A y C, muestran un aumento en su atenuación a medida que se profundizan de 0.026 a 0.030 y de 0.014 a 0.055, respectivamente. Además, a medida que se profundiza la anomalía A se “desplaza” hacia el norte. Por el contrario, las anomalías B y D, disminuyen su valor de atenuación con la profundidad. La anomalía B disminuye su valor de atenuación promedio de 0.026 a 0.020 y se “desplaza” hacia el oeste. La anomalía D disminuye su atenuación hasta el punto que a 19 km de profundidad desaparece la anomalía. A diferencia de las cuatro anomalías anteriores, la atenuación de la anomalía E permanece más o menos constante con un valor de 0.025.



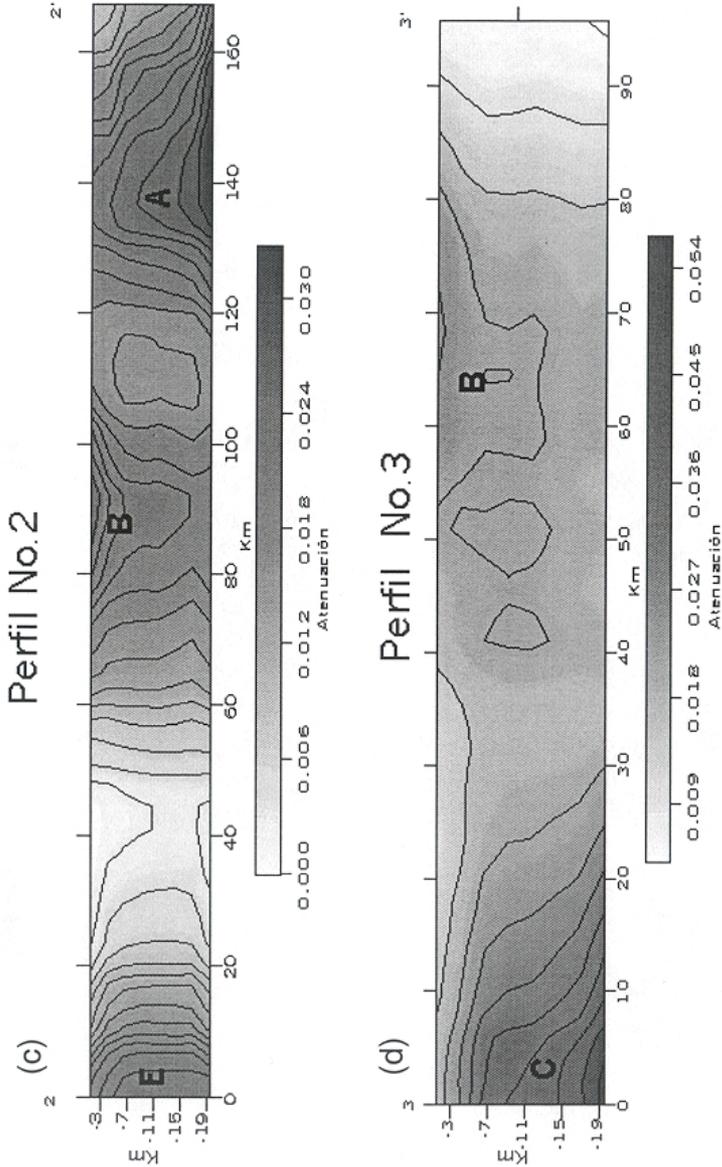
Figuras 3a, 3b y 3c. Variación lateral de la atenuación a 1 Hz a diferentes rangos de profundidad: (a) 1.5 km; (b) 4.5 km; (c) 7.5 km.



Figuras 3d, 3e, 3f y 3g. Variación lateral de la atenuación a 1 Hz a diferentes rangos de profundidad: (d) 10.5 km; (e) 13.5 km; (f) 16.5 km; (g) 19.5 km de profundidad.



Figuras 4a y 4b. Perfiles del modelo de atenuación a 1 Hz muestran que también varía la atenuación con la profundidad: (a) Atenuación a 1.5 km; (b) Perfil 1-1', sentido SW - NE.



Figuras 4c y 4d. Perfiles del modelo de atenuación a 1 Hz muestran que también varía la atenuación con la profundidad: (c) Perfil 2-2', sentido SW - NE; (d) Perfil 3-3', sentido NW - SE perpendicular al Sistema de Fallas del Piedemonte Llanero.

De acuerdo al marco geológico y tectónico regional, la anomalía de atenuación E se correlacionó con las rocas del basamento del Paleozoico.

La diferencia en la variación de la atenuación de las anomalías A y B plantea un problema que podría ser explicado si asumimos que, en donde la atenuación disminuye con la profundidad, la deformación sólo implicó la cobertura cretácica (tectónica de piel delgada) y por el contrario, donde la atenuación aumentó con la profundidad, la deformación implicó la cobertura cretácica y el basamento precretácico (tectónica de piel gruesa), conforme con el planteamiento de Mora y Kammer (1999). Sin embargo, esto plantea otro problema, cómo explicar que las anomalías A y B, que son adyacentes y que en superficie parecen estar controladas por la falla de Guiacaramo, tengan dos tendencias tectónicas tan diferentes. De acuerdo a resultados del trabajo de Velásquez (2002), este problema se puede responder si asumimos la existencia de dos basamentos que se comportan mecánicamente diferentes; uno que absorbió la deformación y plegó junto con la cobertura Cretácica y otro más competente que no se deformó y sirvió como rampa de despegue para la cobertura cretácica. Otra solución al problema la aporta el trabajo de Rowan y Linares (2000), donde demuestran a partir de la interpretación de datos sísmicos, que la falla Agua Clara o Guiacaramo, se profundiza hacia el norte, sacando rocas más antiguas al norte, mientras al sur sólo afecta las rocas más jóvenes. Por lo tanto esto explicaría porqué la anomalía A aumenta su atenuación con la profundidad, mientras que la anomalía B no.

Es importante anotar que la zona de la anomalía A presenta una mayor cantidad de sismos respecto a la zona B, lo cual implica que la primera anomalía se ubica en una zona de mayor fracturamiento.

Al igual que la anomalía A y B, las anomalías C y D se diferencian por su variación de la atenuación en profundidad. Y puede ser explicado por una deformación homogénea de basamento y cobertura en la anomalía C, mientras que la anomalía D marcaría una zona donde el basamento no es deformado y sirvió como despegue de la cobertura. Es importante señalar que la ubicación geográfica de la anomalía D coincide con el área del domo de Chingaza en donde Mora y Kammer (1999) señalan que hay una concordancia entre las deformaciones y el plegamiento que afecta al basamento precretácico y a la cobertura cretácica.

Conclusiones

En este artículo, la técnica de inversión fue desarrollada para estimar la distribución lateral y vertical de la atenuación de las ondas coda, por esto se utilizaron valores de Q_c calculados para diferentes ventanas o lapsos de tiempo debido a que la profundidad hasta donde las ondas coda penetran es función del tamaño de la ventana.

Inicialmente se esperaba que la variación espacial de la atenuación fuera un reflejo del fracturamiento de las rocas; sin embargo, para esta zona, la variación de

la atenuación marca el contraste entre dos tipos de deformación: homogénea y no homogénea. En el primer caso existe concordancia entre las deformaciones y el plegamiento entre la cobertura Cretácica y un basamento Precretácico (tectónica de escamación gruesa) y que se expresa en un aumento de la atenuación con la profundidad. Otra deformación de tipo de escamación delgada, donde la deformación sólo afecta la cobertura Cretácica, se presenta como una atenuación que disminuye con la profundidad. Por tanto, la variación lateral y vertical de la atenuación permite discriminar las zonas con mayor anisotropía en la zona.

Referencias

- Aki K. and Chouet B., 1975. Origin of Coda waves: Source, attenuation, and Scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 3322–3342.
- Herraz M. and Espinosa A.F., 1987. Coda Waves: A review. *PAGEOPH*, 125(4), 499–577.
- Ingeominas, 1998. *Estudio general de amenaza sísmica de Colombia*. Segunda edición, Bogotá., 62–64.
- Kammer A., 1999. Observaciones acerca de un origen Transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 24, 29–47.
- Kammer A. y Mojica J., 1996. Una comparación de la tectónica del Basamento de las cordilleras Central y Oriental. *Geología Colombiana*, 20, 93–106.
- Menke W., 1989. *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. Academic press inc, 62–63.
- Mora A. y Kammer A., 1999. Comparación de los estilos estructurales en la sección entre Bogotá y los Farallones de Medina, Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Colombiana*, 24, 55–82.
- París G., Machette M., Dart R. and Haller K., 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. U.S. Geological Survey, *Open-File Report 00-0284*, 120–121.
- Puli J.J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1149–1166.
- Rowan M. and Linares R., 2000. Fold evolution matrices and - axial surface analysis of fault – bend folds: Application to the Medina Anticline, Eastern Cordillera, Colombia. *AAPG*, 84, 741–763.
- Sato H., 1997. Single isotropic scattering model including wave conversions. Simple theoretical model of the short - period body wave propagation. *J. Phys. Earth* 25, 163–176.
- Ugalde A., Vargas C., Pujades L. and Canas J., 2002. A. Seismic coda attenuation after the $M_w = 6.2$ Armenia (Colombia) earthquake of 25 January 1999. *J. Geophys. Res.*, 107, 1–11.

- Vargas C., 2000. Atenuación de ondas coda en el territorio colombiano. Ingeominas, *Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales*, 1, 1–9.
- Vargas C. y Mora P., 2000. Conceptos sobre atenuación de ondas coda. *Red Sismológica Regional del Eje Cafetero – Viejo Caldas y Tolima*, 5, 37–43.
- Velásquez A., 2002. Modelamiento geofísico cortical, por medio de métodos de campos potenciales, con base en un modelo estructural del Piedemonte Llanero, Colombia. Tesis (en preparación). Universidad Nacional de Colombia. 83 pp.

Análisis de patrones sísmicos asociados a algunas explosiones y emisiones de ceniza importantes del volcán Popocatepetl, México

Felipe De la Rosa Moreno*
Carlos M. Valdés González**
Carlos A. Gutiérrez Martínez***

Recibido 23 de abril, 2003; aceptado el 15 de junio, 2003

Abstract

Based on the seismic events detected at Canario (PPPV) station, located on the North side of Popocatepetl Volcano, five different types of volcanic events were determined using wave-form and spectral characteristics: volcano-tectonic events (VT), long period (LP), rock-fall events, explosions and tremors. From these types of events, the LP were subdivided into seven different families. The behavior of these families before and after periods of volcanic activity (June 30, 1997; December 24, 1997; January 1, November 24, and December 18, 1998; December 18, 2000 and January 22, 2001) at Popocatepetl, showed that the events of three families, clearly preceded the eruptive activity.

Resumen

Mediante la clasificación de los eventos sísmicos detectados en la estación Canario (PPPV) ubicada sobre la ladera Norte del Popocatepetl, se determinaron 5 tipos diferentes de eventos volcánicos con base en la forma de onda y características espectrales: volcano-tectónicos (VT), periodo bajo (LP), derrumbes, explosiones y tremores. De estos cinco tipos de eventos, los LP fueron subdivididos en 7 familias diferentes. El análisis del comportamiento de los eventos de estas familias antes y después de cinco periodos importantes de actividad del volcán Popocatepetl (30 de Junio 1997; 24 de diciembre 1997; 1 enero, 24 noviembre y 18 de diciembre de 1998; 18 de diciembre de 2000 y 22 de enero de 2001), mostró que en el caso de 3 familias, los eventos sísmicos se presentaron antes de la actividad eruptiva.

* Instituto de Geofísica (UNAM), felrm2002@yahoo.com.mx

** Instituto de Geofísica (UNAM), carlosv@ollin.igeofcu.unam.mx

*** Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), cgm@cenapred.unam.mx

Introducción

El Popocatepetl es un estratovolcán andesítico-dacítico que se ubica a 60 km al sureste de la ciudad de México, entre los límites del Estado de México, Morelos y Puebla. Su altura es de 5452 msnm, tiene forma cónica, un diámetro en su base de 25 km y un área del edificio volcánico de aproximadamente 500 km². En un radio de aproximadamente 100 km alrededor del volcán, viven cerca de 25 millones de habitantes, siendo esta una de las razones por las cuales es importante el conocimiento y monitoreo del estado de actividad del Popocatepetl.

A partir del 21 de diciembre de 1994, el volcán inició una etapa de reactivación, en la que se han producido: emisiones importantes de ceniza, formación de domos y explosiones importantes, así como una gran variedad de señales sísmicas de tipo volcano-tectónico (VT), de periodo largo (LP) y de tremor volcánico. La actividad eruptiva del volcán ha comprendido: emisiones importantes de ceniza que han alcanzado miles de kilómetros de distancia (i.e., GVN, 1996), explosiones que han lanzado fragmentos incandescentes hasta 5 km del cráter y flujos piroclásticos que recorrieron distancias de 15 km, llegando algunos de estos eventos a tener un VEI de 3 (Valdés-González *et al.*, 2001).

El objetivo del presente trabajo es determinar si existe un patrón de comportamiento de los eventos sísmicos, antes y después de siete periodos de actividad volcánica importante: 30 de junio y 24 de diciembre de 1997, 1° de enero, 23 de noviembre y 24 de diciembre de 1998, 18 de diciembre del 2000 y 22 de enero del 2001. En estas fechas, el volcán presentó un incremento en su actividad, concluyendo con una explosión o emisión de ceniza importante.

Antecedentes

Después de permanecer en un estado de reposo por cerca de 66 años, el volcán Popocatepetl comenzó a mostrar síntomas de reactivación en el año 1993 y claramente entró en actividad el 21 de diciembre de 1994. Desde esa fecha se mejoró el sistema de monitoreo sísmico, el cual inicialmente contaba con 3 estaciones. Actualmente se cuenta con 27 canales de información sísmica provenientes de 7 estaciones de registro ubicadas en las laderas del volcán a distancias de entre 2.5 y 10 km del cráter, y entre los 2500 y 4300 msnm (Figura 1). El sistema de monitoreo sísmico ha permitido, hasta diciembre del 2002, registrar cerca de 2000 sismos volcanotectónicos (VT), más de 80,000 de periodo largo (LP) y un poco más de 1500 horas de tremor, indicando claramente que es un volcán activo, en el que se producen esfuerzos suficientes para fracturar roca y producir eventos VT y generar movimiento de fluidos que se manifiestan como sismos LP y tremores.

Varios estudios [i.e., Valdés-González *et al.* (2002), Arciniega *et al.* (2000) y Lermo *et al.* (1995)], han evaluado la sismicidad del Popocatepetl en diferentes etapas de actividad, o por periodos específicos.

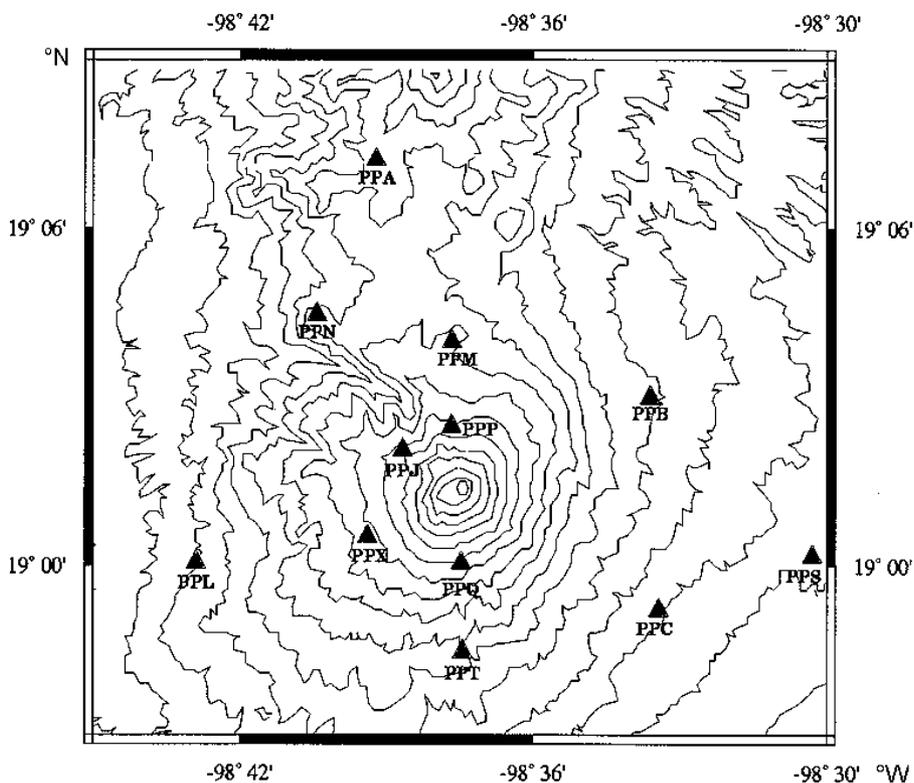


Figura 1. Mapa de localización. Las estaciones sísmicas de monitoreo de la red del volcán Popocatepetl están representadas por triángulos. La estación usada en este trabajo es PPP, localizada a 2.5 km al norte del cráter.

Sismicidad volcánica

El monitoreo sísmico es una de las herramientas más comúnmente utilizadas para evaluar el potencial eruptivo y el nivel de actividad de un volcán (Harlow *et al.*, 1996; Moran *et al.*, 2000). En algunos volcanes [i.e., Kilauea (Klein *et al.*, 1987), el Monte Santa Helena (Endo *et al.*, 1981) y Nevado del Ruiz (Nieto *et al.*, 1990)], se ha usado la caracterización de los diferentes tipos de actividad sísmica para identificar los procesos causativos. No sólo la clasificación de los diferentes eventos sísmicos observados en un volcán es importante, sino también la evolución de estos parámetros, i.e., tasa de crecimiento, tamaño de la señal, frecuencia de ocurrencia, mezcla de eventos, etc. Hay que considerar también que estos parámetros pueden cambiar a medida que las condiciones internas del volcán son modificadas por la misma actividad, o en algunos casos, por fenómenos externos como grandes sismos (Brodsky *et al.*, 1998; Pérez-Campos, 2001).

Varios ejemplos de variación sísmica antes de etapas eruptivas son presentados por McNutt (2000) y McNutt *et al.* (2000), en donde concluye que la actividad sísmica es considerada como uno de los mejores indicadores, y a menudo confiable pronosticador de erupciones en el corto y mediano plazo (días-semanas). Pero también menciona que a pesar de los avances logrados en las últimas décadas en cuanto a predicción de erupciones, todavía hay mucho que hacer en el entendimiento de las señales sísmicas y que existe la posibilidad de presenciar comportamientos no esperados o anómalos de actividad.

Con base en los estudios de sismicidad volcánica, ha sido posible establecer que: los sismos de tipo VT ocurren como enjambres y no en una relación evento principal y réplicas, como ocurre con sismos de origen tectónico; los sismos LP y el tremor están relacionados con movimiento de fluidos someros y a baja escala; y que la presencia de sismicidad, en sus diferentes tipos, es un síntoma inequívoco de actividad volcánica.

Datos

Los datos usados en este trabajo corresponden, inicialmente, al análisis de los sismogramas analógicos de la componente vertical, de un sensor de periodo corto (1 Hz), de la estación ubicada en el flanco Norte del volcán a una altura de 4170 msnm y a 2.5 km del cráter. Posteriormente fueron usados los registros digitales de la misma estación, los cuales son transmitidos en tiempo real al Centro de detección y digitizados por un sistema A/D de 12 bits a 100 muestras por segundo y almacenados en forma electrónica.

Se utilizó una sola estación sísmica base, en la que los efectos: de fuente, trayectoria, de sitio e instrumental, se consideraron constantes, partiendo de la idea de que cada familia que se reconozca está compuesta por eventos originados en la misma zona y tienen la misma fuente, o se producen en fuentes muy cercanas y por lo tanto sus efectos de fuente y trayectoria son similares.

La estación referencial se seleccionó por las siguientes razones:

1. Es una estación alejada de fuentes de ruido cultural
2. Tiene una posición cercana a las fuentes de eventos sísmicos
3. Las diferencias entre los eventos se distinguen con claridad
4. Se ubica en un macizo rocoso, y hace que las alteraciones por efecto de sitio sean mínimas.

Clasificación de eventos sísmicos observados en el volcán Popocatepetl

Para el presente estudio se consideraron siete distintos periodos de actividad del Popocatepetl, en los cuales se presentó una explosión o emisión de ceniza importan-

te. Para la evaluación de los cinco primeros periodos de actividad, se consideraron 30 días antes y 30 después del evento importante. Para los dos periodos restantes de actividad se consideraron 4 y 9 meses, respectivamente. En total, 931 eventos fueron analizados y se clasificaron considerando su forma de onda característica y tipo de envolvente.

En esta clasificación se observaron eventos volcano-tectónicos (VT), eventos LP o emisiones, eventos explosivos, derrumbes y tremores. Los eventos LP o emisiones se subclasificaron en 7 familias, ya que a partir de que se reactivó el Popocatepetl, se han observado emisiones con diferentes formas de onda, asociados a procesos diversos de actividad.

Los eventos sísmicos asociados con una erupción volcánica tienen características especiales: "En una misma estación se pueden observar eventos con formas de onda y contenidos de frecuencia muy diferentes" (Minakami, 1974). Esto puede deberse a cambios en profundidad y/o carácter de la fuente, de ahí la importancia de describir los tipos de eventos observados en el área del Popocatepetl.

Para determinar los tipos de eventos y las familias de los LP, se realizó un análisis espectral de los sismos característicos observados, y se calculó el espectro evolutivo (espectrograma) de cada señal, mismo que ayudó a comparar la distribución de la amplitud y frecuencia de las señales en función del tiempo, entre cada tipo o miembro de la familia estudiada. En el cálculo de espectros de amplitud, se tomó únicamente la fase intensa de la señal, con una ventana de 20 segundos y este segmento de señal, se suavizó con una ventana de Hanning.

Descripción de los diferentes tipos de eventos y sus características

Eventos tipo VT o volcano-tectónicos

Estos sismos están relacionados con el fracturamiento de roca en el edificio volcánico y se caracterizan por tener ondas P y S bien definidas, contienen un amplio rango de frecuencias similar al de un sismo tectónico ordinario. A estos eventos también se les denomina volcano-tectónicos (VT). En el caso del Popocatepetl, normalmente tienen una magnitud menor que 4 y en ocasiones se presentan en forma de enjambre. En la Figura 2 se presenta un ejemplo, donde tanto el espectro de amplitud (Figura 2c), como el espectrograma (Figura 2b), muestran un contenido espectral ancho, cuyas máximas amplitudes están alrededor de 5 a 8 Hz.

Eventos LP o emisiones

Este tipo de eventos están relacionados con la circulación de fluidos magmáticos en los conductos de un volcán. Los eventos LP se distinguen por tener una fase emergente, carecen de fase S y predominan en las frecuencias de 1 a 5 Hz. Chouet (1996)

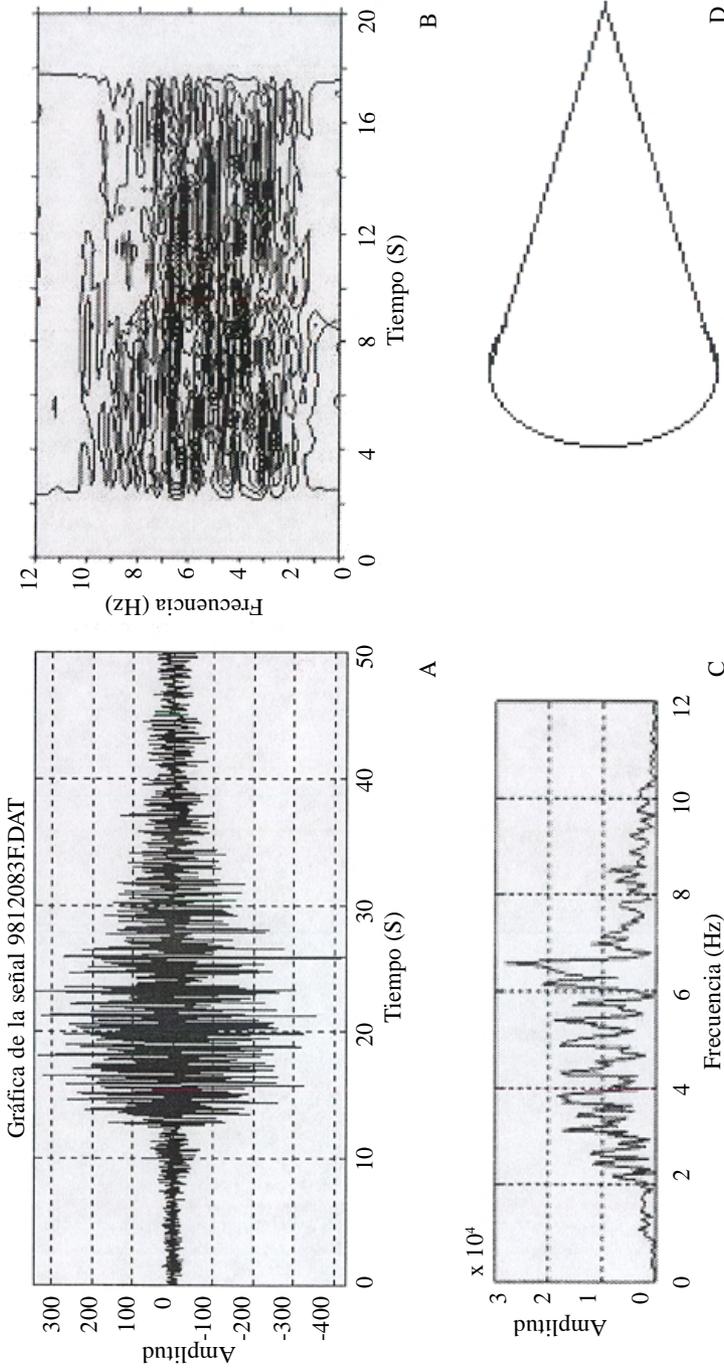


Figura 2. Evento tipo A, ocurrido el día 12 de diciembre de 1998 a las 7:23 GMT. La Figura 2A muestra el sismograma de la señal , la Figura 2B el espectrograma, la Figura 2C el espectro de amplitud y la figura 2D la forma de la envolvente.

define a estos eventos como LP (periodo largo). Las diferentes emisiones o LP, se agruparon en 7 familias que corresponde a las siguientes:

LP Familia tipo 1

Este tipo de evento es uno de los más comúnmente observados en los registros analógicos y se caracteriza por tener un arribo emergente, la coda disminuye de forma gradual y su duración en tiempo no excede el minuto (Figura 3). La máxima amplitud es registrada varios segundos después del inicio del evento y la frecuencia de su amplitud máxima se encuentra entre 2-3 Hz. Su envolvente puede ser descrita como punta de flecha.

LP Familia tipo 2

Se caracteriza por tener una semejanza con los tipo VT, sólo que éstos, en lugar de presentar una onda impulsiva, manifiestan un pequeño arribo (conocido como nariz), de escasa amplitud pero claramente distinguible, antes de la llegada de la onda con mayor amplitud (Figura 4). La disminución de la coda es gradual, comparada por ejemplo con la Familia tipo 1.

LP Familia tipo 3

Similar al tipo 2 pero con la diferencia de tener una nariz más larga (entre 15 y 20 segundos), antes de la llegada del arribo de mayor amplitud (Figura 5).

LP Familia tipo 4

Se caracteriza porque muestra un paquete de ondas con baja amplitud seguido de una nariz, todavía de menor amplitud que puede ser larga o corta y, posteriormente, llega un paquete de ondas con las amplitudes máximas del sismograma (Figura 6). Los espectros y espectrogramas muestran que el primer arribo (nariz) consiste de ondas con una frecuencia mayor, en el rango de los 6 Hz.

LP Familia tipo 5

Presenta un arribo emergente, su duración en tiempo es normalmente menor a un minuto (Figura 7) y presenta varias ondas con amplitudes mayores. Esta familia de eventos ha ocurrido en contadas ocasiones y no ha sido posible hacer el análisis de frecuencias características debido a que son muy pocos los ejemplos claros de estos sismos. Es importante considerarlos y estudiarlos, ya que, en algunos volcanes de

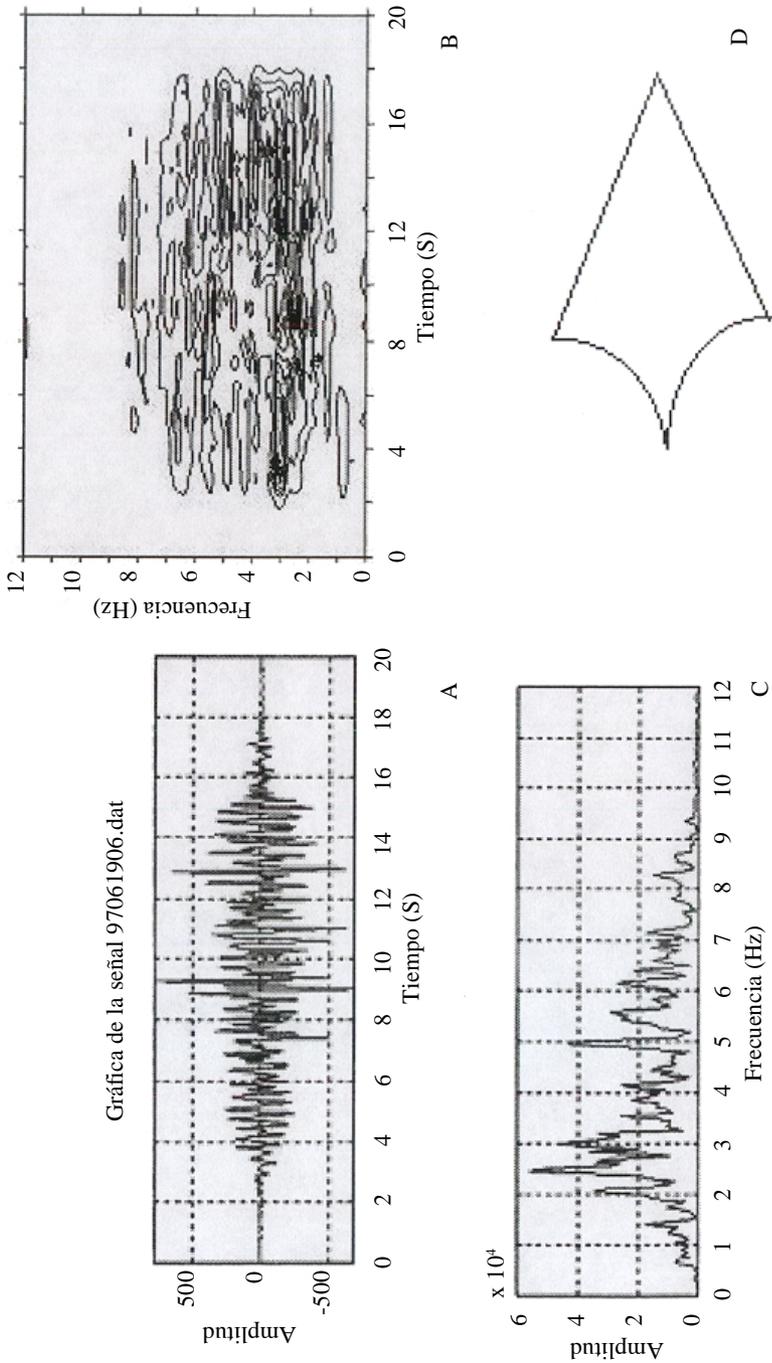


Figura 3. LP Familia tipo 1. Evento ocurrido el día 19 de junio de 1997 a las 15:18 GMT. Descripción similar a Figura 2.

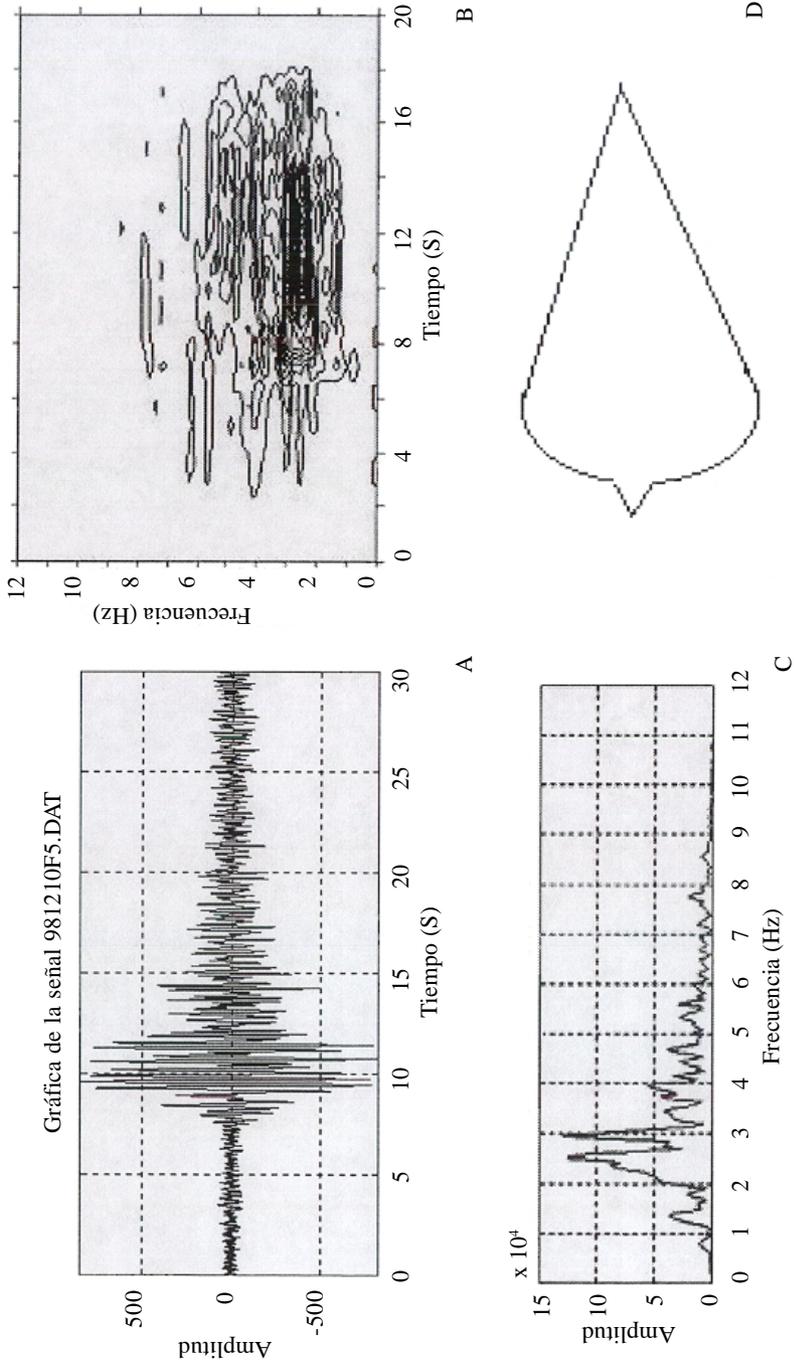


Figura 4. LP Familia tipo 2. Evento ocurrido el día 10 de diciembre de 1998 a las 19:26 GMT. Descripción similar a Figura 2.

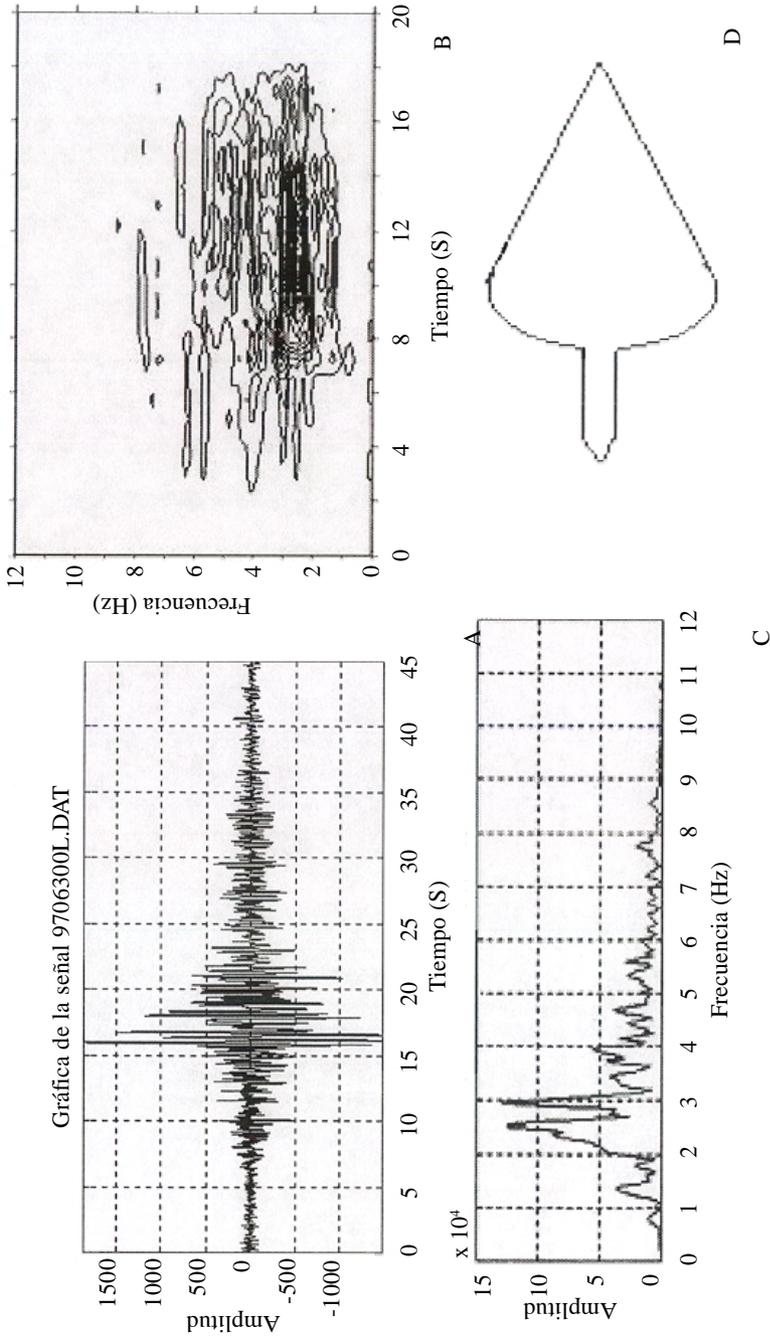


Figura 5. LP Familia tipo 3. Evento ocurrido el día 30 de junio de 1997 a las 8:48 GMT. Descripción como en la Figura 2.

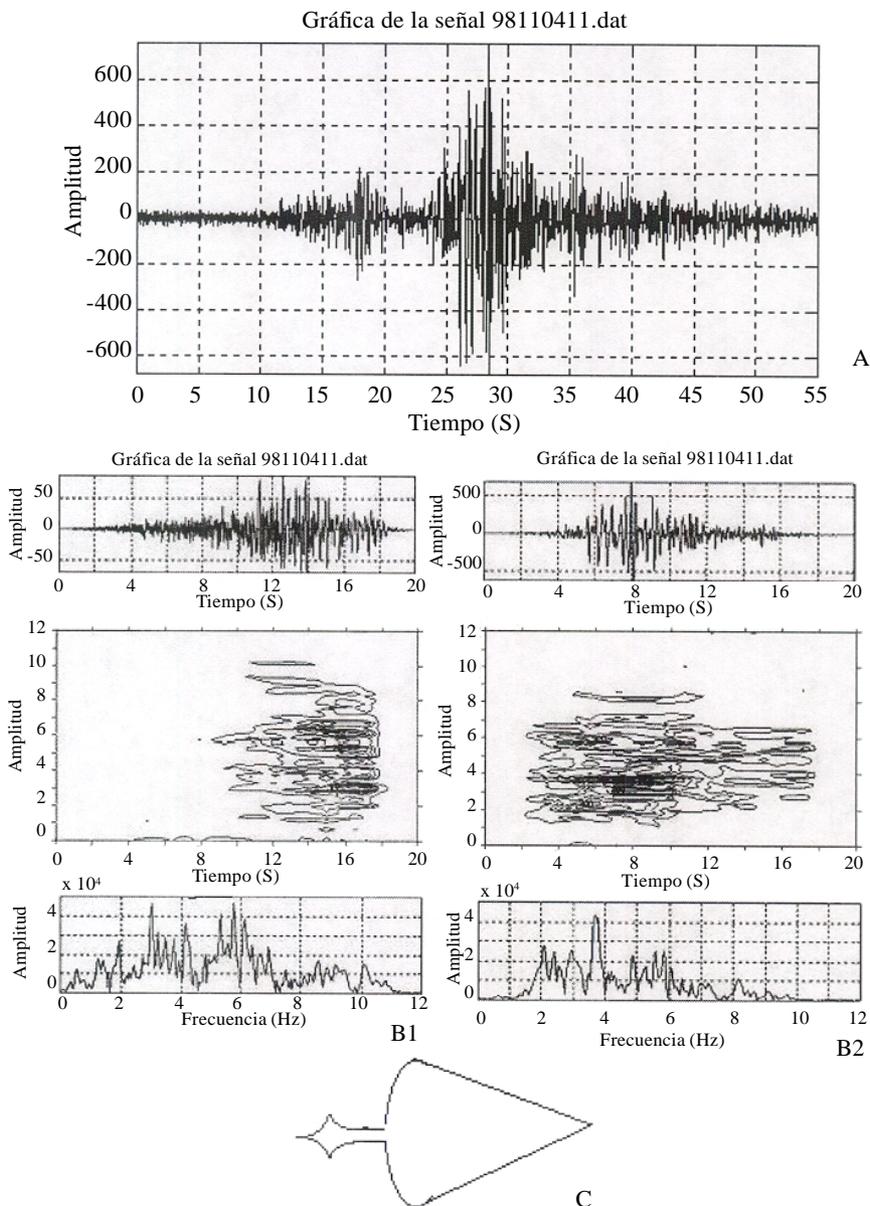


Figura 6. LP Familia tipo 4. Evento ocurrido el día 3 de noviembre de 1998 a las 03:04 GMT. Para el estudio de este tipo de señal se analizó la misma dividiéndola en dos arribos distintos. La Figura 6A muestra la forma de onda de la señal completa y las Figuras 6B1 y 6B2 corresponden al primer y segundo arribo, respectivamente. La Figura 6C muestra la forma de la envolvente.

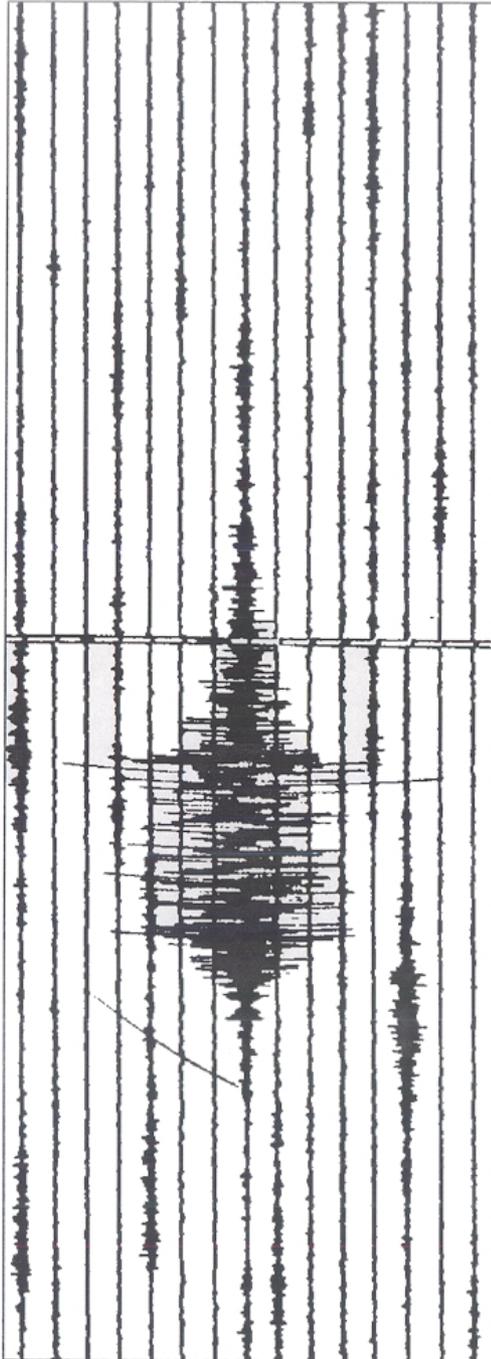


Figura 7. Evento de Familia Tipo 5 ocurrido el día 8 de julio de 1997 a las 5:23 horas.

composición andesítica y dacítica como el volcán Asama, en Japón, se consideran como eventos precursores de una erupción y son conocidos como eventos tipo N (Ahoyama *et al*, 2000).

Es difícil obtener registros digitales de la forma de onda para estos eventos, ya que su baja magnitud y bajas frecuencias los hacen elusivos a los sistemas de detección. Estos sismos son caracterizados porque la coda decae muy lentamente y tienen una frecuencia estacionaria.

LP Familia tipo 6

Este tipo de evento ocurre en pocas ocasiones aunque lo hace de manera singular, pues tiene una apariencia de dos eventos juntos. La amplitud y el contenido de frecuencia de los dos paquetes principales suele ser similar y su duración típica se mantiene cercana a los dos minutos (Figura 8).

LP Familia tipo 7

Otro ejemplo común de eventos LP son los eventos de larga duración. Ellos se distinguen por la presencia de un arribo emergente corto, seguido de una coda larga que llega a durar varios minutos. En ocasiones, estos eventos van seguidos de tremores que pueden ser armónicos o espasmódicos (Figura 9). Su espectrograma muestra que la fase de mayor amplitud corresponde a bajas frecuencias (2-3 Hz) y la coda presenta frecuencias más altas.

Eventos tipo “derrumbes”

Estos eventos se producen en las laderas del volcán, por el deslizamiento de material suelto, ó en el interior del cráter por el derrumbe de alguna parte del domo. Se mencionan en ésta clasificación debido a que se observan con frecuencia en los registros analógicos. Los eventos se distinguen por no presentar paquetes de ondas bien diferenciadas, pero si un arribo emergente que crece gradualmente hasta un nivel de máxima amplitud y disminuye de nuevo en forma gradual (Figura 10). Sus características espectrales muestran frecuencias más altas (6 Hz) que los eventos LP.

Eventos tipo “explosiones”

Estos eventos han sido observados desde la reactivación del volcán Popocatepetl y están relacionados con una liberación súbita e importante de energía. Comúnmente los registros se saturan y su duración es de más de un minuto en su fase intensa (Figura 11). Su ancho de banda es más amplio que en los eventos tipo LP.

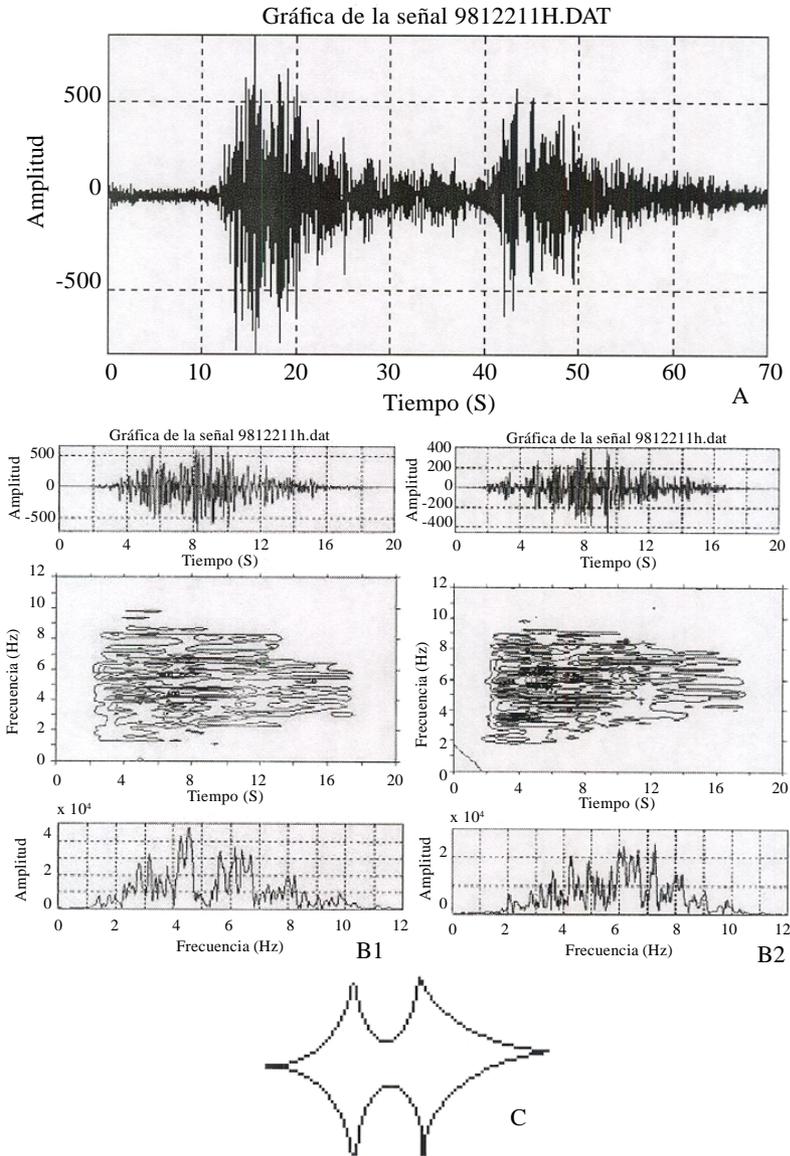


Figura 8. LP Familia tipo 6. Evento ocurrido el día 21 de diciembre de 1998 a las 01:16 GMT. Para el estudio de este tipo de señal se analizó, dividiéndola en dos arribos distintos. La Figura 8A muestra la forma de onda del sismograma completo. Las Figuras 8B1 y 8B2 muestran la forma de onda del primero y el segundo paquete de onda, con sus respectivos espectrogramas y sus espectros de amplitudes. La Figura 8C muestra la forma de la envolvente.

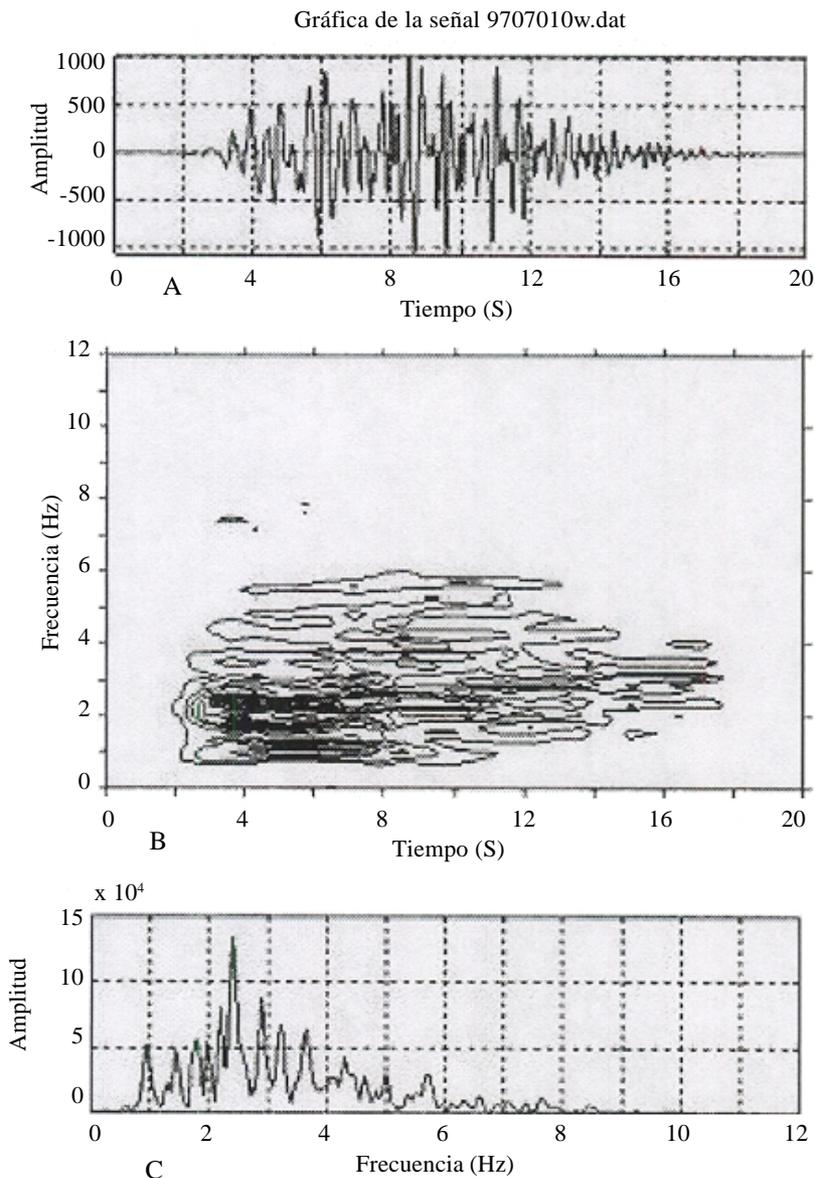


Figura 9. LP Familia tipo 7. Evento ocurrido el día 7 de julio de 1997 a las 22:47 GMT. La Figura 9A muestra la forma de onda de la señal, la Figura 9B el espectrograma y la Figura 9C el espectro de amplitud.

Gráfica de la señal 981211A1.DAT

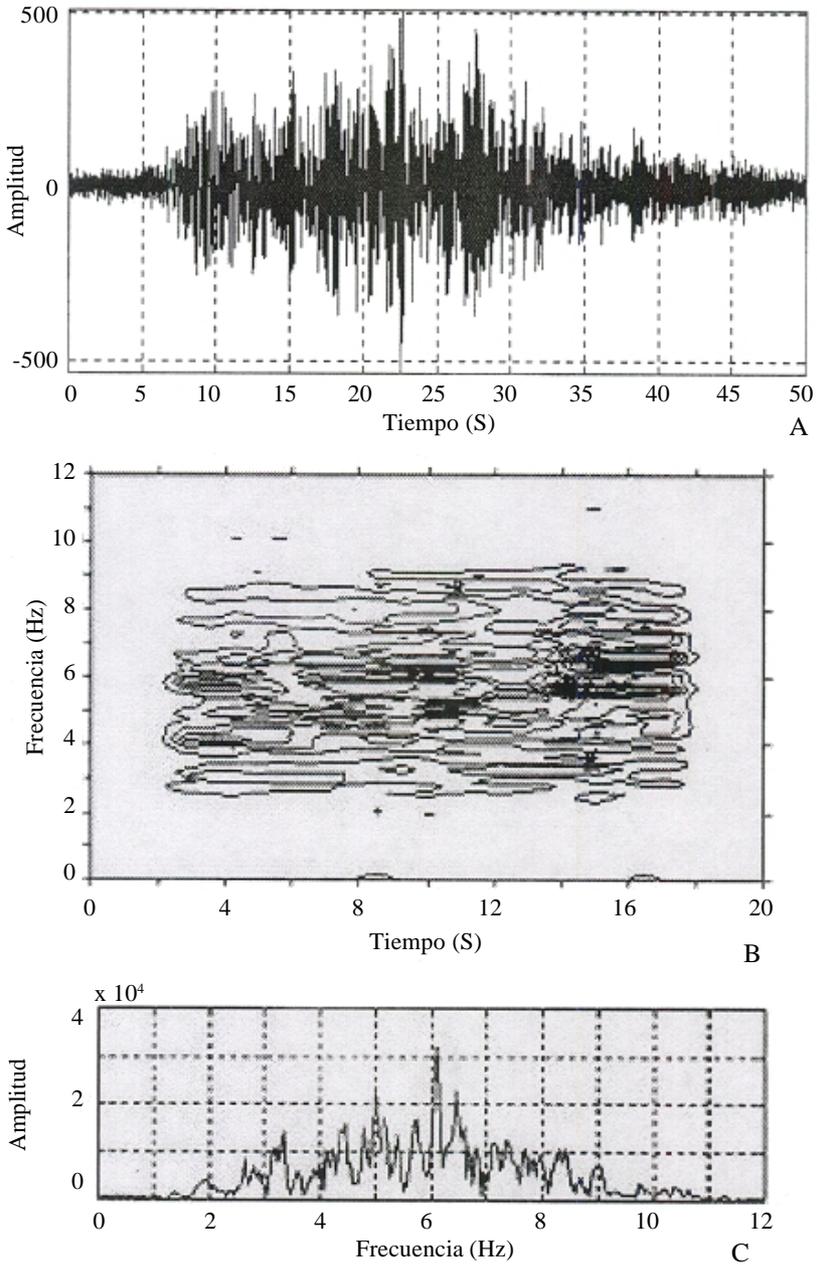


Figura 10. Evento tipo “derrumbe”. Evento ocurrido el día 11 de diciembre de 1998 a las 22:13 GMT. La Figura 10A muestra la forma de onda de la señal, la Figura 10B muestra el espectrograma y la Figura 10C el espectro de amplitud.

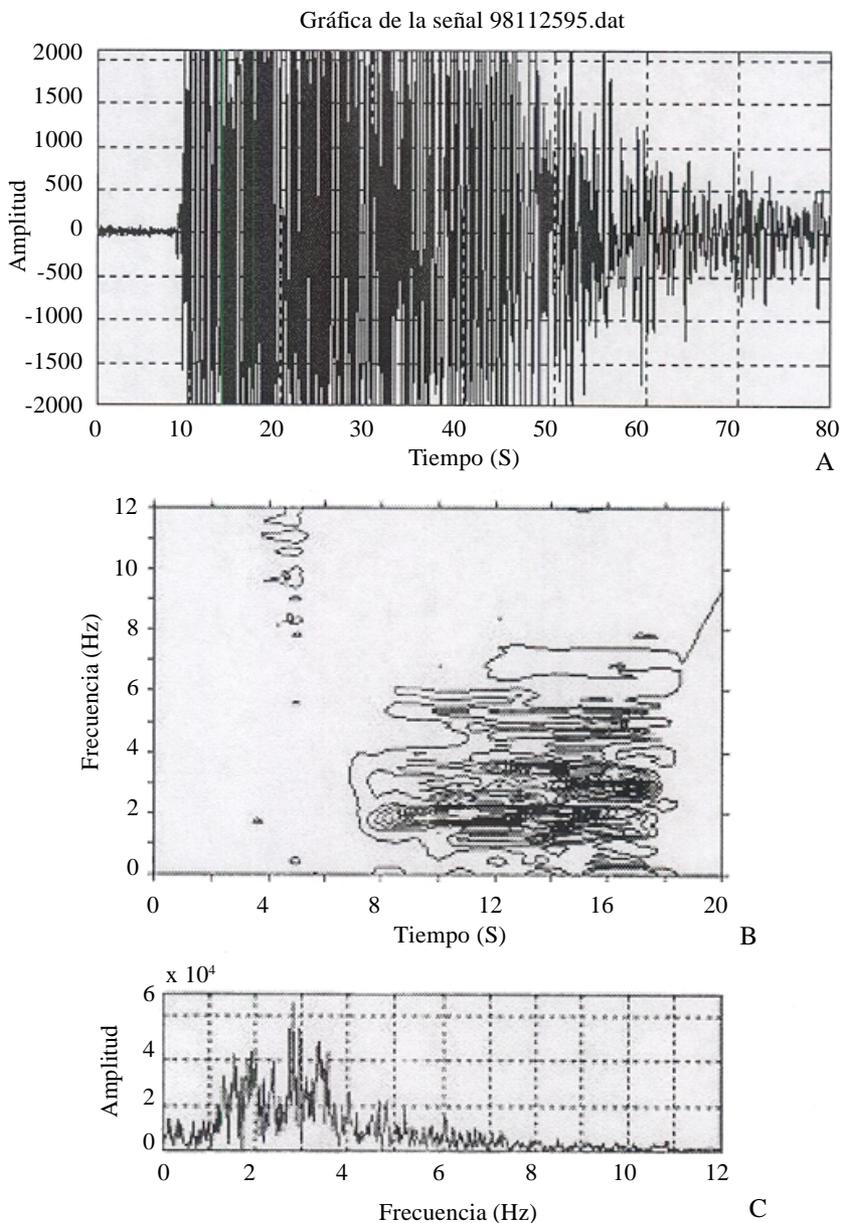


Figura 11. Evento tipo “explosión”. Evento ocurrido el día 25 de noviembre de 1998 a las 18:05 GMT. La Figura 11A muestra la forma de onda de la señal, la Figura 11B el espectrograma y la Figura 11C el espectro de amplitud.

Tabla 1
Sismicidad anterior al evento del 30 de junio de 1997

<i>30 de junio de 1997</i>			
<i>Evento o familia tipo</i>	<i>Aumento de actividad a partir de:</i>	<i>Días previos al evento</i>	
		<i>Observaciones</i>	
A	25 de junio de 1997	5	el día 30 hubo 7 eventos minutos antes de la explosión
1	27 de junio de 1997	3	
2	20 de junio de 1997	10	
3	29 de junio de 1997	1	
4	24 de junio de 1997	6	
5	30 de junio de 1997	0	ocurrió unos minutos antes de la emisión
6	23 de junio de 1997	7	
7	4 fechas antes del 30 de junio	14, 8, 7, 5	ocurrieron 4 eventos en fechas distintas
8	No se observan		
9	No se observan		
T1	29 de junio de 1997	1	
T2	Se observan el día 15 de junio	15	No se observa un aumento importante

Eventos tipo “tremores T1 y T2”

Esta señal sísmica se caracteriza por mantener amplitudes y frecuencias regulares o constantes por periodos de tiempo del orden de minutos, horas o hasta días. Estas señales están asociadas al movimiento de fluidos por los conductos, fisuras o reservorios del volcán. McNutt (1996) afirma que estos eventos son causados por fenómenos de presurización de fluidos en conductos del volcán que ocurren a una profundidad muy somera del cráter y puede ser armónico (T1, Figura 12) con frecuencias espectrales en bandas muy angostas y con sobretonos, o espasmódico (T2, Figura 13), cuyo espectro presenta un ancho de banda de más de 3 Hz y pueden estar asociados a flujos de lodo.

Análisis de periodos explosivos importantes

Junio 30 de 1997

El evento principal del primer periodo de actividad analizado corresponde a la explosión del 30 de junio de 1997. Este evento fue considerado como el más grande hasta esa fecha, desde que el volcán inició su reactivación en diciembre de 1994. Como consecuencia del evento se reportó caída de ceniza en poblados cercanos al volcán y también en la Ciudad de México, así como la generación de un lahar que bajó por el flanco Norte. La Tabla 1 muestra el resumen de la actividad sísmica registrada antes del evento del 30 de junio de 1997. La Figura 14 presenta gráficamente la distribución de los eventos antes y después de la actividad del 30 de junio. Se observa claramente que los eventos tipo A, junto con las familias 1, 2, 3 y 4, se presentan antes y después del 30 de junio, mientras que las familias 5 y 8 sólo ocurren después del evento. Las familias 6 y 7 y los eventos T1 y T2 se presentan antes del 30 de junio y su ocurrencia es casi es nula después.

Diciembre 24 de 1997

En esta fecha se presentó un evento explosivo con una duración, en su fase más intensa, de aproximadamente 2 minutos, seguido por 15 eventos tipo volcano-tectónico y varios eventos tipo LP. Mediante una cámara de video-grabación se observó la expulsión de material incandescente. El episodio completo duró aproximadamente 30 minutos, al cabo de los cuales todos los parámetros regresaron a la normalidad (Tabla 2). La Figura 15 presenta gráficamente el patrón de comportamiento antes y después del evento del 24 de diciembre de 1997. Se observa claramente que los eventos tipo A, junto con la Familia 5, se presentan antes y después del 30 de junio, mientras que las familias 5 y 8 sólo ocurren después del evento. Las familias 1 a la 4 y 6 a la 7, presentan eventos antes y después del 24 de diciembre.

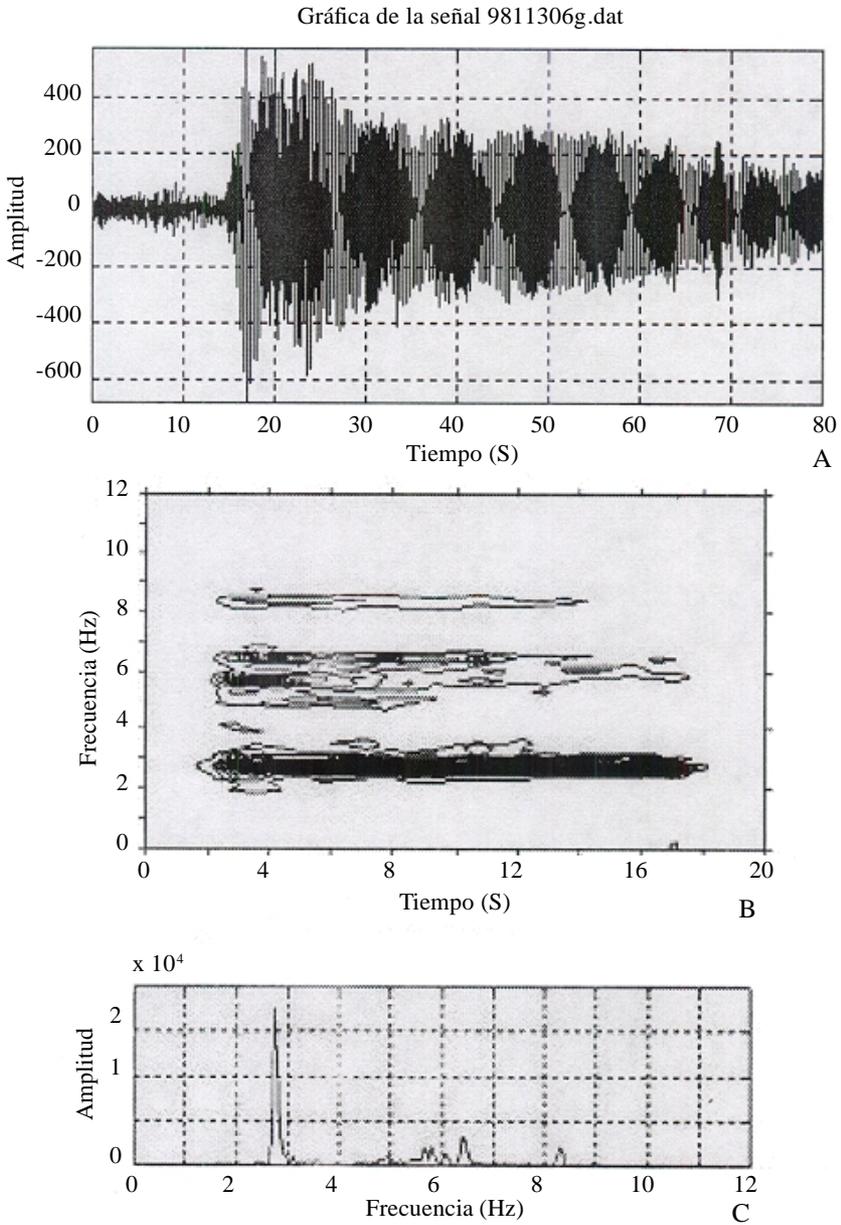


Figura 12. Evento tipo “Tremor T1”. Evento ocurrido el día 30 de noviembre de 1998 a las 15:24 GMT. La Figura 12A muestra la forma de onda de la señal, la Figura 12B el espectrograma y la Figura 12C el espectro de amplitud.

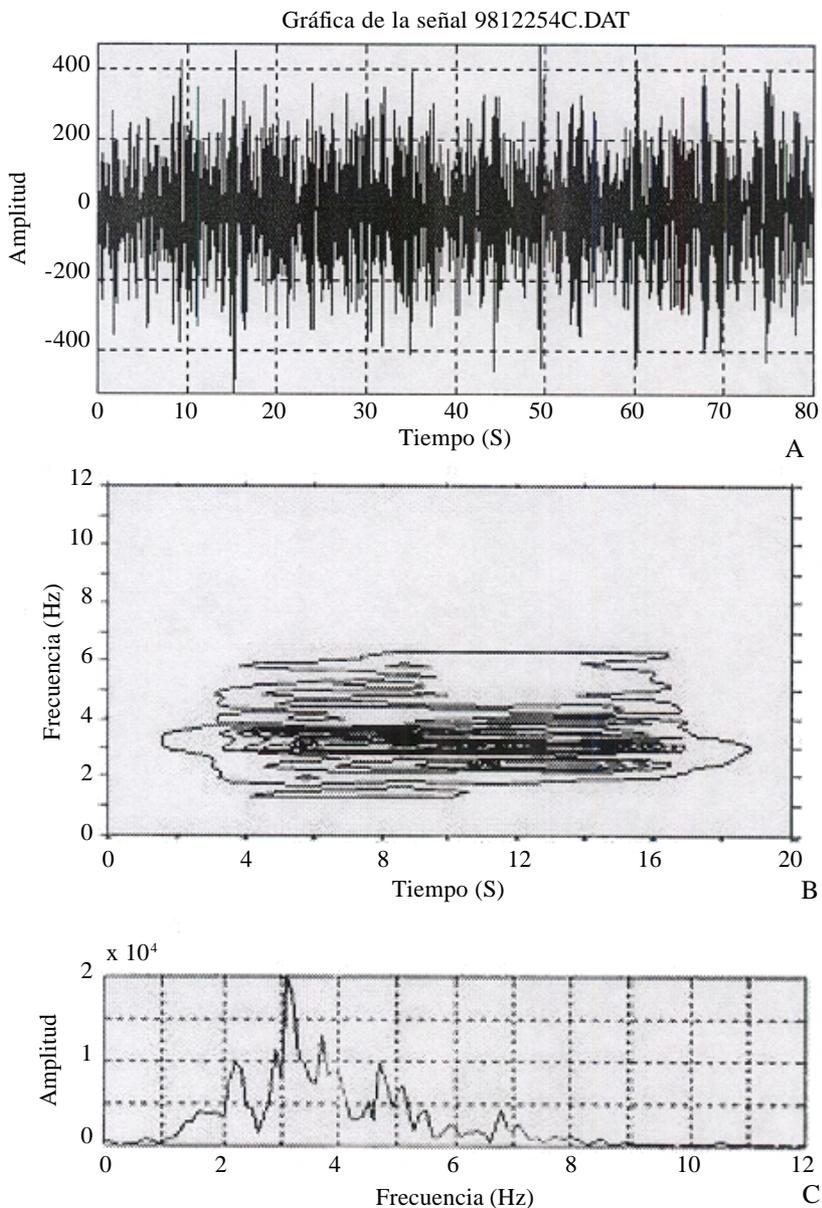


Figura 13. Evento tipo “Tremor T2”. Evento ocurrido el día 26 de diciembre de 1998 a las 7:55 GMT. La Figura 13A muestra la forma de onda de la señal, la Figura 13B el espectrograma y la Figura 13C el espectro de amplitud.

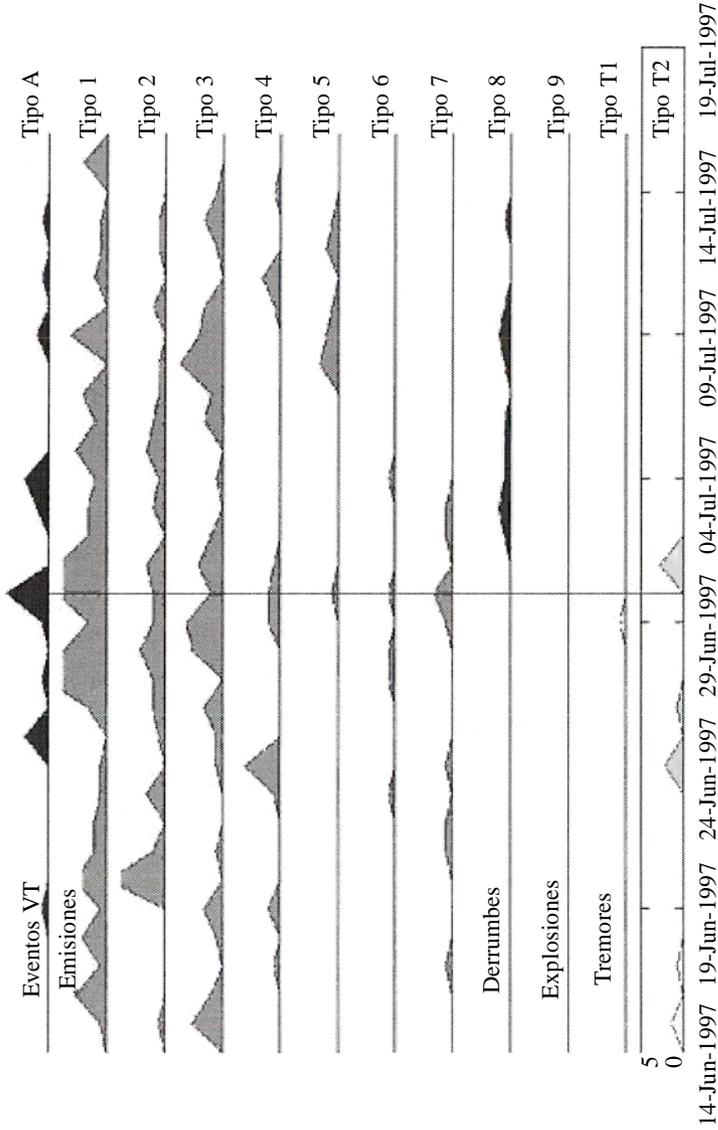


Figura 14. Patrón de eventos sísmicos observados durante junio y julio de 1997. La escala vertical representa un máximo de 7 eventos. Las líneas continuas indican las fechas de eventos explosivos.

Tabla 2
Sismicidad anterior al evento del día 24 de diciembre de 1997

24 de diciembre de 1997			
<i>Evento o familia tipo</i>	<i>Aumento de actividad a partir de:</i>	<i>Días previos al evento</i>	<i>Observaciones</i>
A	12 de diciembre de 1997	5	ocurrieron 5 eventos previos al día 24
1	10 de diciembre de 1997	3	
2	22 de diciembre de 1997	10	
3	15 de diciembre de 1997	1	
4	10 de diciembre de 1997	6	
5	13, 17, 23 de diciembre de 1997	11, 7, 1	ocurrieron 3 eventos anteriores al día 24
6	14, 16, 18 de diciembre de 1997	10, 8, 6	ocurrieron 5 eventos antes del día 24
7	0 eventos anteriores al 24 de diciembre	0	
8	No se observan	0	
9	No se observan	0	
T1	No se observan	0	
T2	No se observan	0	

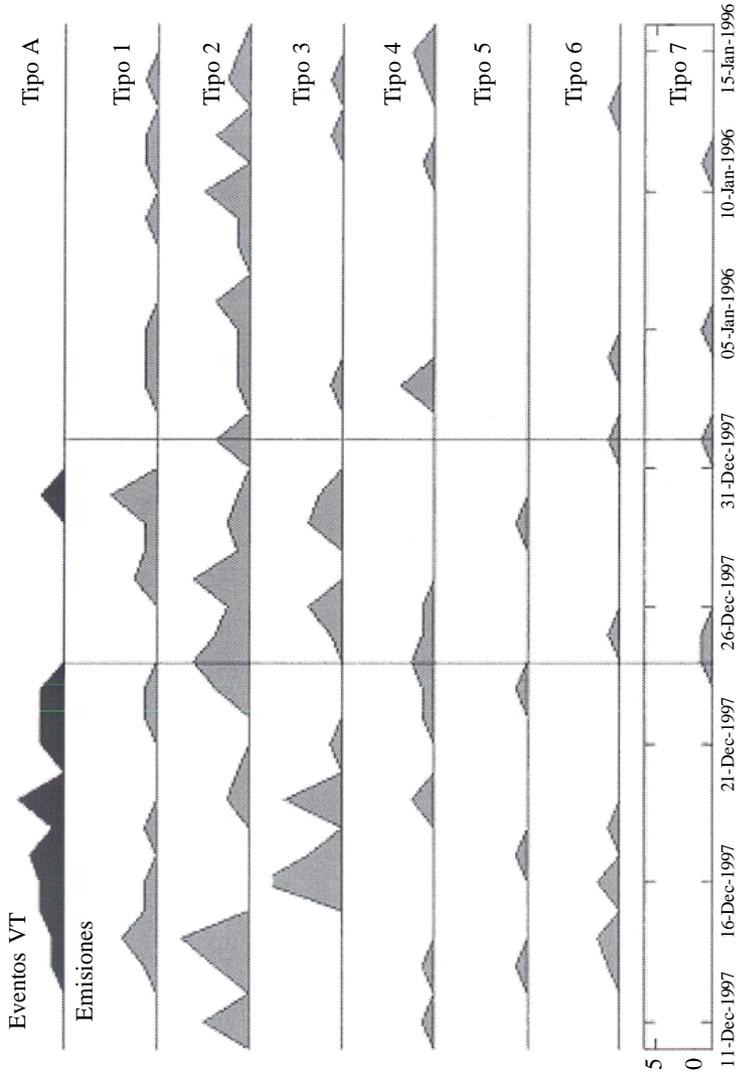


Figura 15. Eventos sísmicos observados en los meses de diciembre de 1997 y enero de 1998. Durante esta crisis no se identificaron derrumbes, explosiones, ni temores.

Enero 1° de 1998

El 1° de enero se produjo una explosión que generó una columna de 5 km por encima del cráter y arrojó fragmentos incandescentes hasta una distancia de 4 km del cráter, produciendo un incendio en la zona de pastizales.

Es importante mencionar que, al igual que en otras fases eruptivas, los eventos que se presentan escasamente, son aquellos con características precursoras, tal es el caso de las familias tipos 5, 6 y 7. En esta etapa de actividad, el tremor no fue observado durante el periodo de quince días, sino más bien ocurrió antes de este intervalo de tiempo. La Tabla 3 muestra el resumen de la actividad sísmica registrada antes del evento del 1° de enero de 1998 y el patrón sísmico identificado para esta crisis se puede observar en la Figura 15.

Noviembre 22 de 1998

A partir del día 22 de noviembre, a las 19:02 horas, el volcán mostró un incremento sustancial en su actividad. Se detectaron emisiones continuas, así como episodios de tremor e incandescencia en la boca del cráter. Para el 23 de noviembre, el nivel de actividad sísmica era mayor que el día anterior. Los episodios de tremor armónico del día 24 por la mañana indicaban, junto con el aumento de la actividad, la probable formación de un nuevo domo. Estos periodos de actividad estuvieron intercalados con episodios de calma. El día 25, a las 14:10 horas, ocurrió la primera explosión que marcó el inicio de una etapa explosiva. Es importante resaltar que en esta etapa de actividad explosiva se observó una relativa calma en la mayoría de los eventos y familias.

La Tabla 4 muestra el comportamiento de la actividad sísmica y la Figura 16 muestra gráficamente la distribución de los tipos y familias de eventos. En esta etapa, sólo la familia de eventos tipo 2 muestra un incremento importante antes del inicio de actividad del 23 de noviembre. Los demás eventos se presentan con similar regularidad antes y después del evento principal o solamente después de que éste ocurrió.

Diciembre 22 y 24 1998

El 22 y el 24 de diciembre ocurrieron emisiones de ceniza importantes. El resto del mes el volcán redujo su actividad explosiva y sólo se registraron emisiones esporádicas de ceniza y pequeñas explosiones. Para cerrar el año, el volcán generó un sismo volcano-tectónico de magnitud 3.5. El proceso observado a finales de noviembre y diciembre, es un proceso de destrucción del domo que se formó anteriormente en el interior del cráter. La Tabla 5 muestra el patrón de comportamiento antes de la etapa de actividad del 22 y 24 de diciembre de 1998 y la Figura 17 ilustra gráficamente los niveles de ocurrencia.

Tabla 3
Sismicidad anterior al evento del día 1 de enero de 1998

<i>1° de enero de 1998</i>			
<i>Evento o familia tipo</i>	<i>Aumento de actividad a partir de:</i>	<i>Días previos al evento</i>	<i>Observaciones</i>
A	30 de diciembre de 1997	1	Ocurren 2 eventos
1	30 de diciembre de 1997	1	
2	27 de diciembre de 1997	4	
3	26 y 29 de diciembre de 1997	5 y 2	Ocurren tres eventos cada día
4	10 de diciembre de 1997	5	Aparecieron hasta el día 27 y desaparecen
5	29 de diciembre de 1997	3	Aparece un evento
6	25 de diciembre de 1997 y el 1° de enero de 1998	6 y el mismo día 1°	
7	24 y 25 de diciembre de 1997		
8	No se observan	0	
9	No se observan	0	
T1	No se observan	0	
T2	No se observan	0	

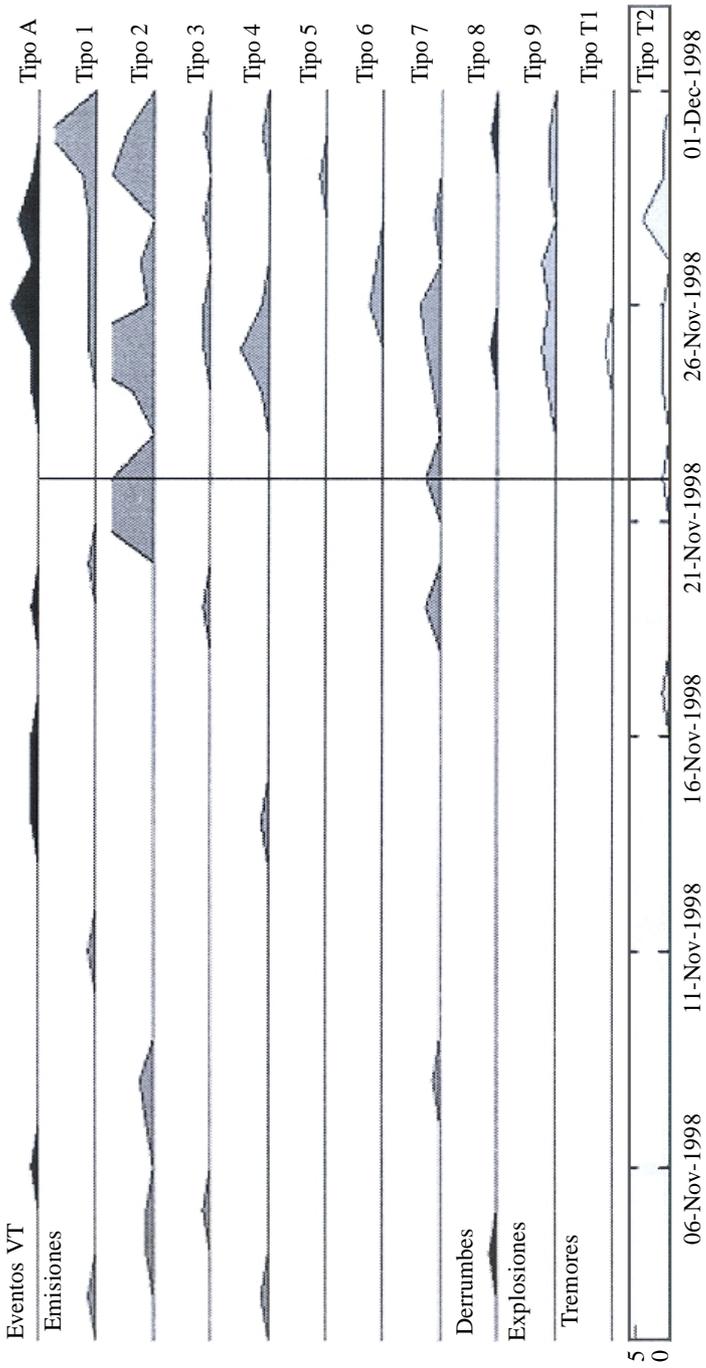


Figura 16. Eventos sísmicos observados durante el mes de noviembre del año 1998. La escala vertical tiene un máximo número de eventos de 6.

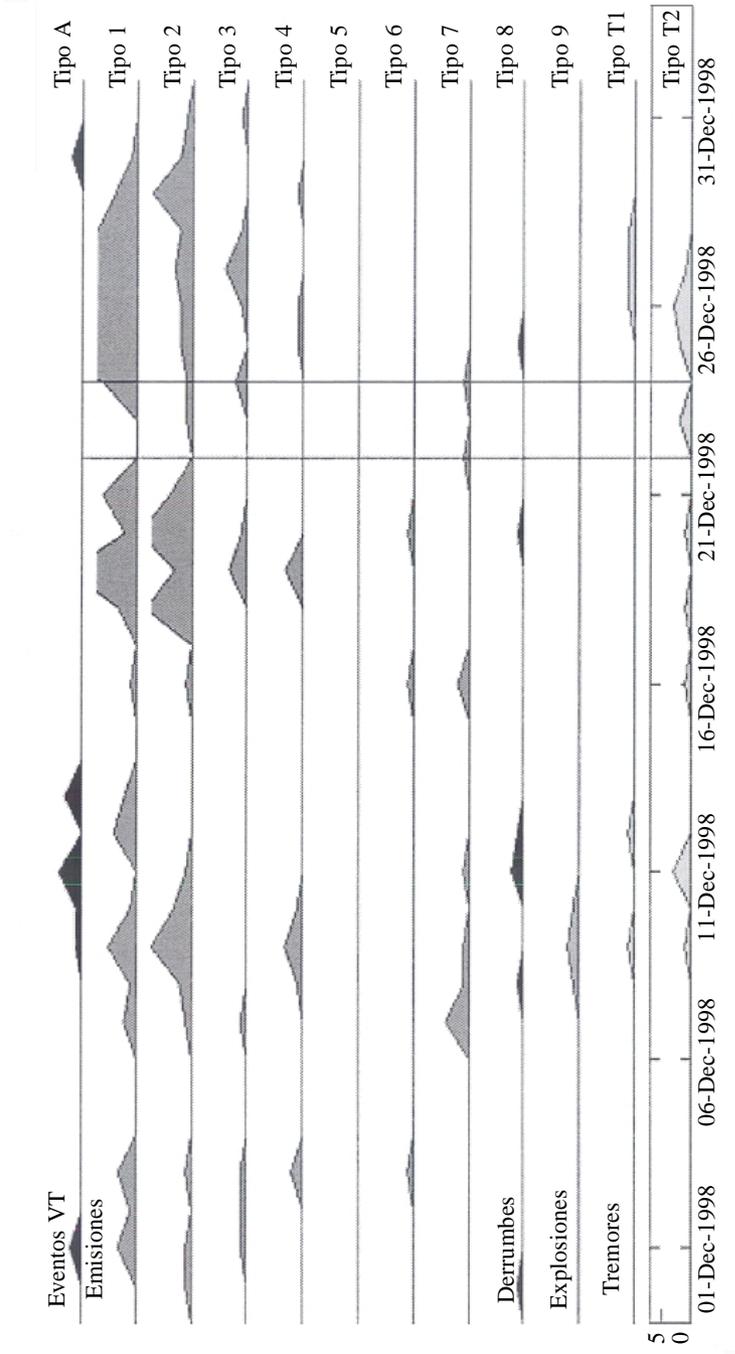


Figura 17. Eventos sísmicos observados durante el mes de diciembre del año 1998. La escala vertical tiene como máximo 6 eventos.

Tabla 4
Sismicidad anterior a la crisis del día 22 de noviembre de 1998

<i>22 de noviembre de 1998</i>			
<i>Evento o familia tipo</i>	<i>Aumento de actividad a partir de:</i>	<i>Días previos al evento</i>	<i>Observaciones</i>
A	6, 14, 15 y 19 de noviembre de 1998	16, 8, 7 y 3	Ocurren estos eventos
1	3, 12, 20 de noviembre de 1998	19, 10, 2	
2	4 al 8 de diciembre de 1997	18	
3	5 y 19 de noviembre de 1998	17 y 3	
4	3 y 14 de noviembre de 1998	19 y 8	
5	No se observan		
6	No se observan		
7	8 y 19 de noviembre de 1998	14 y 3	
8	4 de noviembre de 1998	18	
9	No se observan		Se presenta el día 25 e inicia periodo de explosiones
T1	24 de noviembre de 1998	Posterior	Posterior a la fecha del día 22 de noviembre
T2	23 de noviembre de 1998	Posterior	Posterior a la fecha del día 22 de noviembre

Tabla 5
Sismicidad sobresaliente para la crisis de los días 22 y 24 de diciembre de 1998

<i>22 y 24 de diciembre de 1998</i>			
<i>Evento o familia tipo</i>	<i>Aumento de actividad a partir de:</i>	<i>Días previos al evento</i>	<i>Observaciones</i>
A	1, 9, 11, 13 de diciembre de 1998	21, 13, 11, 9	Los días 11 y 13 ocurren dos eventos por día
1	30 de diciembre de 1998	22	Tienden a cero en fechas de mayor emisión
2	17 de diciembre de 1998	5	
3	1,2,3,7 y 19 de diciembre de 1998	1	Ocurren de forma aislada
4	3, 9, 19 de diciembre de 1998	19, 12, 3	Tres eventos por día
5	No se observan		
6	20 de diciembre de 1998		
7	7, 9, 11 y 16 de diciembre de 1998	15, 13, 11, 6	Ocurren 7 eventos en fechas distintas
8	8, 11, 20 de diciembre de 1998	14, 11, 2	Ocurren desde el 30 de noviembre
9	No se observan		
T1	9 y 12 de diciembre de 1998	13 y 10	
T2	9 y 22 de diciembre de 1998	13	

Como se ha visto en fases de actividad anteriores, los eventos de las familias tipo 1 a 4 aumentan en número antes de un evento importante, pero las emisiones de las familias tipo 5, 6 y 7, así como el tremor T1, aparecen en muy contadas ocasiones y normalmente antes de una actividad eruptiva importante.

1° de septiembre al 31 de diciembre del 2000

Con base en las observaciones en crisis anteriores, se determinó estudiar el comportamiento de las familias tipo 5, 6 y 7, así como el tremor T1, para el periodo de septiembre a diciembre del 2000, ya que estas presentan características de señales precursoras. La actividad que se presentó a mediados de diciembre, correspondió a la formación de un domo de cerca de 19 millones de m³ en un plazo de aproximadamente 36 horas (Valdés-González *et al.*, 2001). Tres días después, este domo fue destruido parcialmente (<10-20%), mediante tres episodios de actividad estromboliana, con una duración de cerca de media hora cada uno y separados en tiempo por entre 4 y 6 horas.

La Tabla 6 y la Figura 18 muestran la actividad sísmica del 1 de septiembre al 31 de diciembre de 2000. De la tabla y gráfica se observa que los eventos VT fueron aumentando paulatinamente entre septiembre y diciembre, hasta culminar en diciembre 9 con un enjambre de 9 sismos VT. Los eventos LP de la Familia 5 se presentaron pocos días antes del 18 de diciembre y, en cambio, los eventos de las familias 6 y 7 ocurrieron a lo largo del periodo precursor de 4 meses. Los tremores T1 se presentaron 8 días antes de la actividad del 18 de diciembre, primero en un solo episodio de 5 minutos de duración y con amplitudes no antes registradas, las siguientes etapas de tremor se presentaron los días 15 y 16 de diciembre y en total tuvieron una duración de 36 horas y con amplitudes que en muchos episodios saturaron los sismogramas.

1° de enero a septiembre 30 del 2001

Durante este periodo se identificaron diversas fechas (Tabla 7) en las cuales ocurrieron algunos eventos explosivos, antes de los cuales se observó un incremento en la sismicidad.

El 22 de enero del 2001 se presentó la actividad explosiva más importante desde que se reactivó el volcán en 1994 hasta la fecha. A esta actividad eruptiva se le catalogó como de IEV 3-4 (Índice de Explosividad Volcánica: Newhall and Self, 1982), produjo flujos piroclásticos, que se transformaron en lahares, los cuales bajaron por diferentes sectores del volcán, siendo el más grande el que bajó por el flanco norte y recorrió una trayectoria de 15 km.

La columna eruptiva de este evento alcanzó más de 14 km de altura, se dirigió hacia el este y formó una nube con un diámetro de cerca de 100 km, visible en la

Tabla 6
Sismicidad sobresaliente para el intervalo de tiempo del 1° de septiembre al 31 de diciembre del 2000

<i>1° de septiembre al 31 de diciembre del 2000</i>			
<i>Evento o familia tipo</i>	<i>Aumento de actividad a partir de:</i>	<i>Días previos al evento</i>	<i>Observaciones</i>
A	16 de octubre del 2000		A partir del día 16 de octubre incrementan los eventos a razón de 4 por día y en particular el 9 de diciembre con 9 eventos
5	1° y 8 de diciembre	16 y 8 antes de la crisis del 18 de diciembre	
6	10, 11, 23 y 29 de octubre, el 9 de noviembre, el 1° y el 11 de diciembre		
7	9, 15, 16, 23 y 29 de octubre y los días 6, 9 y 19 de noviembre	30 antes de la crisis del 18 de diciembre	La última emisión de la que se tiene registro antes de la crisis, es la del día 19 de noviembre
T1	11 de septiembre, el día 16 de octubre y los días 10, 15 y 16 de diciembre	8	Los días 15 y 16 de diciembre ocurrieron eventos con amplitudes muy grandes y duración de cerca de 36 horas

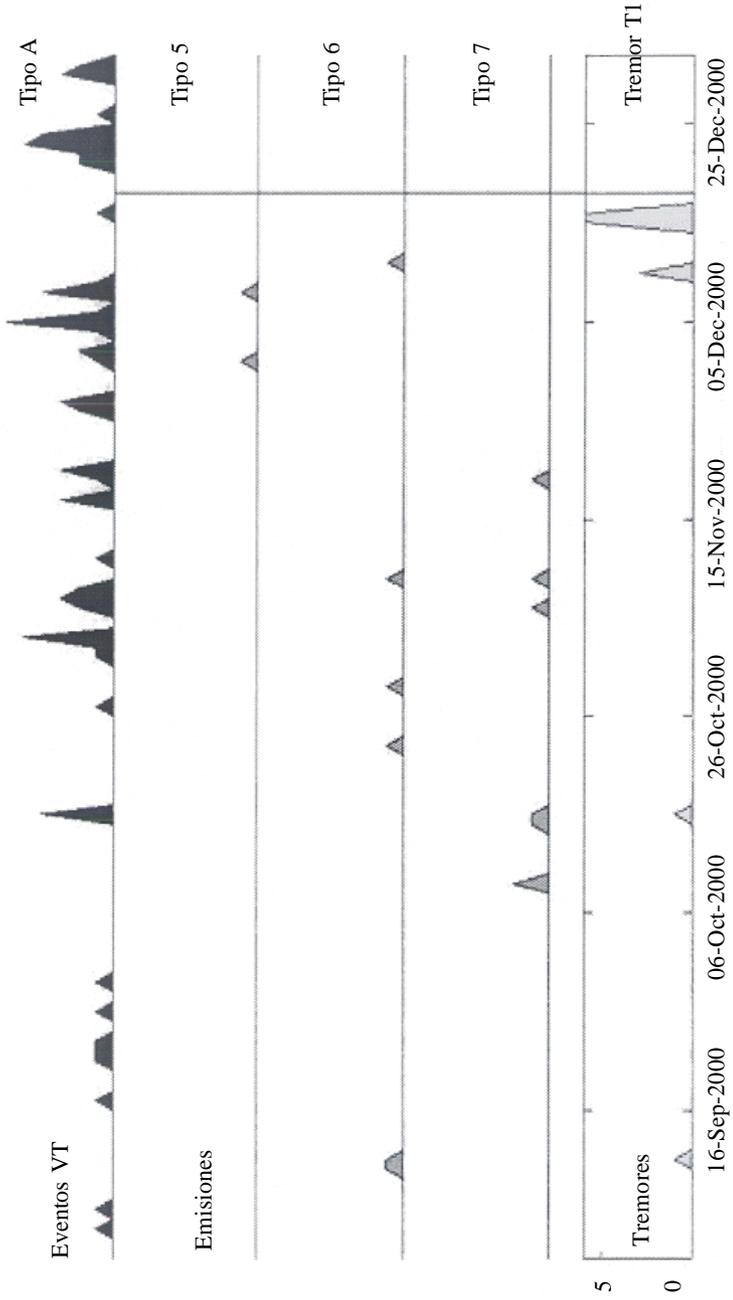


Figura 18. Eventos sísmicos de septiembre a diciembre de 2000. La escala vertical tiene un máximo de 6 eventos por día.

Tabla 7
Sismicidad observada de enero a septiembre del 2001.
Las fechas de los sobrevuelos indican el día en que se observaron
los nuevos domos, así como los diámetros de los mismos

<i>1° de enero a septiembre 30 del 2001</i>				
<i>Fecha de actividad</i>	<i>Número de Emisiones</i>	<i>Días antes de la explosión</i>	<i>Fechas de Sobrevuelo</i>	<i>Diámetro del domo (m)</i>
22 enero	aumento			
6 marzo	68 por día	7 días	13 marzo	150
19 julio	75 por día	27 días	15 agosto	190
9-10 agosto	60 por día	5 días	15 Agosto	190
10 sept	66 por día	14 días	24 sept, 25 oct, 21 nov	Menor a 130

toma del satélite GOES. A este evento le antecedió un incremento en la actividad VT y la presencia de pocos eventos de las familias 5, 6 y 7 (Figura 19).

Etapas posteriores de actividad intensa, como la del 6 de marzo del 2000, fueron relacionadas con la formación de pequeños domos (150 m de diámetro y <1 millón de m³). Antes de esta etapa de actividad se observaron algunos eventos de la familia 6. La destrucción de éste domo comenzó el 16 de abril con una explosión, la cual fue precedida varios días antes por eventos VT el 19 de julio, 9-10 de agosto y 10 de septiembre. Otras etapas de actividad intensa fueron correlacionadas con la formación de domos un poco mayores que el de marzo. Algunos eventos de las familias 6 y 7 fueron registrados antes de las tres etapas de actividad de julio y agosto y sólo para la etapa de septiembre se observaron también eventos de la Familia 5.

Discusión

El análisis de 5 etapas importantes de actividad en el volcán Popocatepetl sugiere que antes de actividad explosiva o emisiones de ceniza importante, hay un aumento en la actividad sísmica de tipo VT y LP de las familias 1 a 4, aunque esta actividad se observa también, después de que el evento importante ocurrió. Sólo los LP de las familias 5, 6 y 7, junto con los tremores T1, se presentan como eventos con ocurrencias esporádicas o inexistentes en épocas de relativa calma y con ocurrencia perceptible antes de eventos importantes. Estos eventos de las familias 5 a 7 comparten la característica de presentar varias ondas o varios segmentos de ondas con amplitudes grandes, a diferencia de las otras familias de LP, en donde la amplitud máxima ocurre en pocas ondas o segmentos de escasa duración en el sismograma. Estas grandes amplitudes reflejan movimientos importantes o de gran presión de material magmático

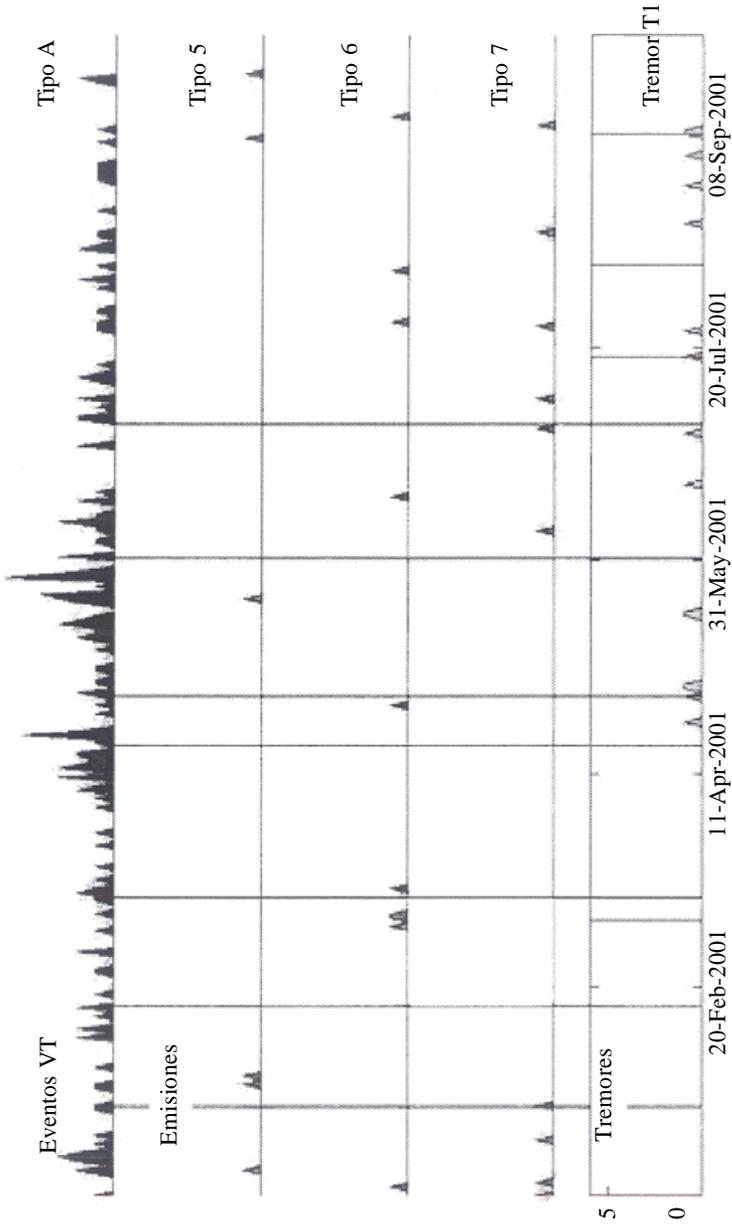


Figura 19. Actividad observada en el volcán Popocatepetl durante el periodo de enero a septiembre del 2001. Las líneas continuas largas indican las fechas de eventos explosivos, las líneas continuas cortas corresponden a fechas de incremento en la actividad sísmica.

en los conductos del volcán. La localización de estos eventos a menos de 2 km bajo el cráter (Arámbula, 2002), sugiere que la presión en los conductos es suficientemente grande para impulsar el material hasta el cráter, logrando fracturar y destruir el domo emplazado. No así los eventos LP de las familias 1 a 4, cuyas amplitudes máximas reflejan presión no crítica.

Conclusiones

Desde diciembre de 1994 el Popocatepetl ha mostrado diferentes estados de actividad eruptiva, al igual que una diversidad de eventos sísmicos con ciertos patrones de comportamiento.

De acuerdo con el análisis realizado en este trabajo con las señales sísmicas del volcán Popocatepetl en los intervalos de tiempo de junio a julio y diciembre de 1997, enero, noviembre y diciembre de 1998, septiembre a diciembre del 2000 y enero a septiembre del 2001, se identificaron 5 familias de eventos sísmicos a partir de la clasificación de 931 eventos.

Cuando los niveles de actividad sísmica para el caso del volcán Popocatepetl tienden a aumentar y se incrementan las emisiones LP de las familias tipo 5, 6 y 7, combinadas con eventos tipo A y/o tremor armónico, sugiere la probabilidad de que ocurra un evento mayor. El incremento en el número de emisiones de otros tipos de eventos sísmicos no señala la posible ocurrencia de una emisión de ceniza considerable o una explosión, ya que estos eventos también ocurren después del evento significativo. La tasa de ocurrencia de los eventos LP de las familias 5, 6 y 7 es mucho menor que la ocurrencia de los otros eventos LP, por lo que comúnmente esas señales son ignoradas.

Los instrumentos de periodo corto utilizados para este análisis permitieron identificar diferencias significativas en patrones de actividad. Sin embargo, no puede descartarse que el uso de instrumentos de banda ancha abra la posibilidad de encontrar, a través del análisis espectral, rasgos precursores importantes.

Agradecimientos

Al personal a cargo del monitoreo volcánico del Popocatepetl, del CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres), por mantener el sistema funcionando por más de 8 años. Al Sr. Marcos Galicia por su apoyo en el mantenimiento físico de las estaciones de monitoreo del volcán. A dos revisores, por sus sugerencias que permitieron clarificar y mejorar el texto.

Referencias

Ahoyama H. and Takeo M, 2001. Wave Properties and Focal Mechanism of N-type earthquakes at Asama Volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 105, 162-182.

- Arámbula-Mendoza R., 2002. Interpretación del Tremor Armónico Registrado en el Volcán Popocatepetl, Durante la crisis eruptiva de Diciembre del 2000. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 127 pp.
- Arciniega-Ceballos A., Valdés-González C. and Dawson P., 2000. Temporal and spectral characteristics of seismicity observed at Popocatepetl volcano, central México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 102, 207-216.
- Brodsky E.E., Sturtevant B. and Kanamori H., 1998. Earthquakes, volcanoes, and rectified diffusion. *J. Geophys. Res.*, 103, 23827-23838.
- Chouet B.A., 1996. Long-Period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380, 309-316.
- Endo E.T., Malone S.D., Nose S.D. and Weaver C.S., 1981. Locations, magnitudes, and statistics of the March 20-May 18 earthquake sequence. In: Lipman, P.W. and Mullineaux D.R. (Eds.). *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1250, 93-107.
- GVN, 1996. *Bulletin of the Global Volcanism Network*. Smith. Inst., 21(10), 17-19.
- Harlow D.H., Power J.A., Laguerta E.P., Ambubuyog G., White R.A. and Hoblitt R.P., 1996. Precursory Seismicity and Forecasting of the June 15, 1991, Eruption of Mount Pinatubo. In: Newhall C.G. and Punongbayan R.S. (Eds.). *Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Institute of Seismology and Volcanology, Quezon City/University of Washington Press, Seattle and London, 371-382.
- Klein F.W., Koyanagi R.Y., Nakata J.S. and Tanagawa W.R., 1987. The seismicity of Kilaueas magma system. In: Decker R.W., Wright T.L. and Stauffer P.H. (Eds.). *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350, 1019-1186.
- Lermo J., Cuenca J., Chávez-García F., Huidobro A., Bermúdez M., Rodríguez M., Quaas R., Sánchez-Sesma F., Nava E., Mijares H. y Briones E., 1995. Características espectrales de temblores tipo-A, tipo-B y temblores asociados a la erupción del volcán Popocatepetl, México, en Diciembre de 1994. En: *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*, CENAPRED, 139-166.
- McNutt S.R., 1996. Seismic Monitoring and eruption Forecasting of Volcanoes, A review of the state-of-art and case histories. In: *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Scarpa R. and Tilling R.I. (Eds.), Springer, 99-145.
- , 2000. Seismic Monitoring. In: Sigurdsson H. (Ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 1095-1119.
- McNutt S.R., Rymer H. and Stix J., 2000. Synthesis of Volcano Monitoring. In: Sigurdsson H. (Ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 1165-1183.

- Minakami T., 1974. Seismology of volcanoes in Japan. In: Civetta L., Gasparini P., Luongo G. and Rapolla A. (Eds.). *Physical Volcanology*. 6, Elsevier, Amsterdam, 1-27.
- Moran S.C., Zimbelman D.R. and Malone S.D., 2000. A model for the magmatic-hydrothermal system at Mount Rainier, Washington, from seismic and geochemical observations. *Bull. Volcanol.* 61, 425-436.
- Nieto A.H., Brandsdottir B. and Muñoz F.C., 1990. Seismicity associated with the reactivation of Nevado del Ruiz, Colombia, July 1985-December 1986. *J. Volcanol. Geothermal. Res.*, 41, 315-326.
- Pérez-Campos N., 2001. Difusión rectificada en el volcán Popocatépetl, debido al sismo de Mw=7.0 del 15 de junio de 1999. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 94 pp.
- Valdés-González C. y Martínez-Bringas A., 2002. Actividad reciente del volcán Popocatépetl desde el 21 de enero del 2001 y sus implicaciones futuras. En: *Geos*, Unión Geofísica Mexicana (resúmenes), III reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 22(2), 390-391.
- Valdés-González C., De la Cruz-Reyna S., Martínez-Bringas A., Quaa-Weppen R. y Guevara-Ortiz E., 2001. Resumen de la Actividad del Volcán Popocatépetl de Diciembre 1994 a Mayo 2001. En: *Las Cenizas Volcánicas del Popocatépetl y sus Efectos para la Aeronavegación e Infraestructura Aeroportuaria*. CENAPRED e Instituto de Geofísica, 21-41.

Simulation of the barotropic circulation in the Western Mediterranean Sea

David Alberto Salas de León*
María Adela Monreal Gómez*

Received February 19, 2003; accepted May 18, 2003

Resumen

Se utilizó un modelo numérico con el fin de simular las principales características barotrópicas de la circulación en el Mar Mediterráneo Occidental, inducidas por flujos a través de los Estrechos de Gibraltar y de Sicilia. El modelo se resuelve numéricamente sobre una malla descentrada tipo Arakawa C, con resolución de 41.5 km en x y 39 km en y . Los resultados del modelo reproducen los giros ciclónicos del Mar Tirreno, del Mar Ligurio y de la región que se encuentra entre la cuenca de Argelia y la parte occidental de las islas Baleares. La solución muestra la circulación anticiclónica de la Planicie Abisal, de la cuenca de Argelia y de la región de las islas Baleares.

Abstract

A numerical model is used to reproduce the main barotropic features of the Western Mediterranean currents, induced by the inflow through the Strait of Gibraltar and the outflow at the Sicily Channel. The model is solved numerically on a staggered Arakawa C-grid with a 41.5 km in x and 39 km in y resolution. Results reproduce the presence of cyclonic features at the Tyrrhenian Sea, in the region between the Algiers basin and the western part of the Balearic islands and anticyclonic features between the Abyssal plane, Algiers Basin and the Sardinian-Balearic Pass.

* Laboratorio de Oceanografía Física, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apdo. Postal 70-305, 04510 México, D.F., Correos electrónicos: salas@mar.icmyl.unam.mx y monreal@mar.icmyl.unam.mx

Introduction

The Mediterranean Sea is a semi-enclosed sea (Figure 1) that receives inflowing of Atlantic waters through the Strait of Gibraltar (Chic *et al.*, 1997). Evaporation creates a mass deficit in the basin which is compensated by this inflow (Loth and Crepon, 1984). The inflowing waters are lighter than the Mediterranean waters, producing a well defined two layers system. Observations of the vertical structure of water density, low frequency atmospheric fluctuations, and the application of an analytical model over the Ligurian Sea, show the importance of the barotropic and first baroclinic modes (Gasparini and Manzella, 1984). The general circulation of the Western Mediterranean Sea has been widely documented by numerous authors (Ovchinnikov, 1966; Gascard, 1978; Crepon *et al.*, 1982; Bethoux *et al.*, 1982; Philippe and Harang, 1982; Heburn, 1995; Beckers *et al.*, 1997, among others). Millot (1987; 1991; 1999) and Send *et al.* (1999) presented an accurate description of the circulation in the Western Mediterranean Sea from data and most of the available papers, and assembled them in schematic charts.

Several hypothesis, summarized by Vakalyuk *et al.* (1986), were formulated trying to explain the origin of the cyclonic and anticyclonic eddies in the Western Mediterranean. The first one assumes that the cyclogenesis in the Ligurian Sea is induced by specific conditions of large-scale atmospheric circulation over the Western Europe and Eastern part of the Atlantic Ocean. The second hypothesis assumes that the origin and development of this cyclonic feature depend on specific hydrological conditions in the surface layer of the ocean. Perilli and Salusti (1993) show for the Tyrrhenian Sea, a constant – stratification flow, this is in agreement with the theoretical idea of a one layer flowing in this sea.

Heburn (1990), using results of several numerical models (one-active layer, reducing gravity model forced by winds, inflow/outflow mass, and/or density variations), and satellite observations shows that the Mediterranean Sea has complex circulation patterns which are time-dependent. On the other hand, historical satellite images, aircraft, and *in situ* data, have shown two anticyclonic gyres: one at the western part of the Alboran Sea and the other at its eastern part. These are major oceanic features of this sea (Heburn and La Violette, 1990).

On the large scale, an evaluation of the associated surface circulation in the Gulf of Lion made by Johns *et al.* (1992) confirms the presence of a prominent anticyclonic eddy in the southwest part of the gulf. On the Balearic sides, two fronts follow the continental shelf break. This mesoscale phenomena is proposed in terms of cyclonic eddies generated by some kind of instability mechanism in the two frontal systems by Font *et al.* (1988).

It appears from all the large international programs (WMCE, POEM, and the Gibraltar Experiment) that the main control of the physical character of the Western Mediterranean Sea is the continental climate and their seasonal variability (La Violette, 1995).

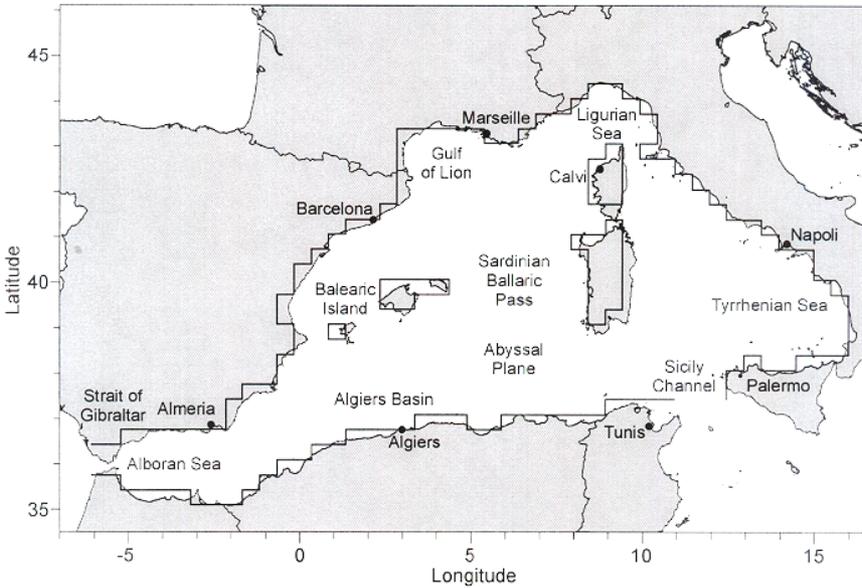


Figure 1. Western Mediterranean sea and integration domain of the numerical model.

The barotropic response of the Western Mediterranean Sea is always associated to the atmospheric pressure (Lacombe, 1961; Crepon, 1965; Garrett, 1983; Candela and Lozano, 1995; Puig *et al.*, 2000). On the other hand, strong baroclinic processes can be observed in this basin (e.g. complex patterns related to eddies, frontal meanders and filaments, deep water formation, etc.). For this reason barotropic processes induced only by the inflow through the Strait of Gibraltar have not been studied intensively. In this study, in order to understand better the barotropic dynamics in the Western Mediterranean Sea, a very simple barotropic depth-integrated model, forced by the flow in the upper layer, through the Strait of Gibraltar and the Strait of Sicily is considered.

Basic Equations

The barotropic mode can be simulated using a numerical model vertically integrated in a flat tangent plane to the earth surface (β -plane). This model uses momentum and continuity equations for a hydrostatic, Boussinesq fluid with a free surface in a rotating coordinate system with z upwards. The vertically integrated nonlinear model equations on a β -plane are (e.g. Monreal-Gómez and Salas-de-León, 1985):

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \nabla + \vec{V} \cdot \nabla) \vec{V} + \hat{k} \times f \vec{V} = -hg \nabla \eta - \frac{\vec{\tau}_b}{\rho} + \vec{\nabla}_H \nabla^2 \vec{V} \tag{1}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{V} = 0 \tag{2}$$

where:

\vec{V} two dimensional horizontal transport vector, $\vec{V} = \hat{i}U + \hat{j}V$; $\vec{V} = (\vec{v}h)$

\vec{v} instantaneous velocity of the layer

h instantaneous local thickness of the layer

η free surface anomaly

t time

∇ the horizontal vectorial nabla operator, $\nabla = \hat{i} \frac{\partial}{\partial x} + \hat{j} \frac{\partial}{\partial y}$

$\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$ unit vector, \hat{k} upwards

f Coriolis parameter, $f = f_0 + \beta y$; $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$

ρ density of sea water

g acceleration due to gravity

$\vec{\tau}_b$ tangential stress at the bottom

\tilde{V}_H horizontal eddy viscosity

∇^2 two dimensional Laplacian operator, $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$

Appropriate boundary conditions are imposed in order to close the system. The free-slip conditions on the lateral boundary are represented by:

$$U = 0 \quad \text{and} \quad \frac{\partial V}{\partial x} = 0 \quad \text{on a meridional coast}$$

$$V = 0 \quad \text{and} \quad \frac{\partial U}{\partial y} = 0 \quad \text{on a zonal coast}$$

The influence of bottom topography and wind stress is neglected in this study. This does not imply that we believe wind forcing and bottom form are unimportant to the basin circulation. Our purpose is to enhance the barotropic circulation induced only by the inflow-outflow through the Gibraltar and Sicily Straits.

The role of the straits and channels in the Mediterranean circulation is well known (Astraldi *et al.*, 1999). Candela *et al.* (1989) observed transport related to subinertial flows, with periods ranging from days to few months through the Strait of Gibraltar. This transport reaches values up to $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. On the other hand, Ochoa and Bray (1988) estimate values of $0.64 \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ and $0.55 \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Del Cañizo (1988) presented an evaluation of the average regimen on the Strait of Gibraltar using triangular sections, and found a flow of $1.22 \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ and an interface depth of 159 m in a steady state regimen. Nevertheless the work developed to estimate the Gibraltar inflow, Carter's (1956) data is the only series that shows seasonal variations as mean monthly flows (Figure 2). For this reason we used it as open boundary conditions.

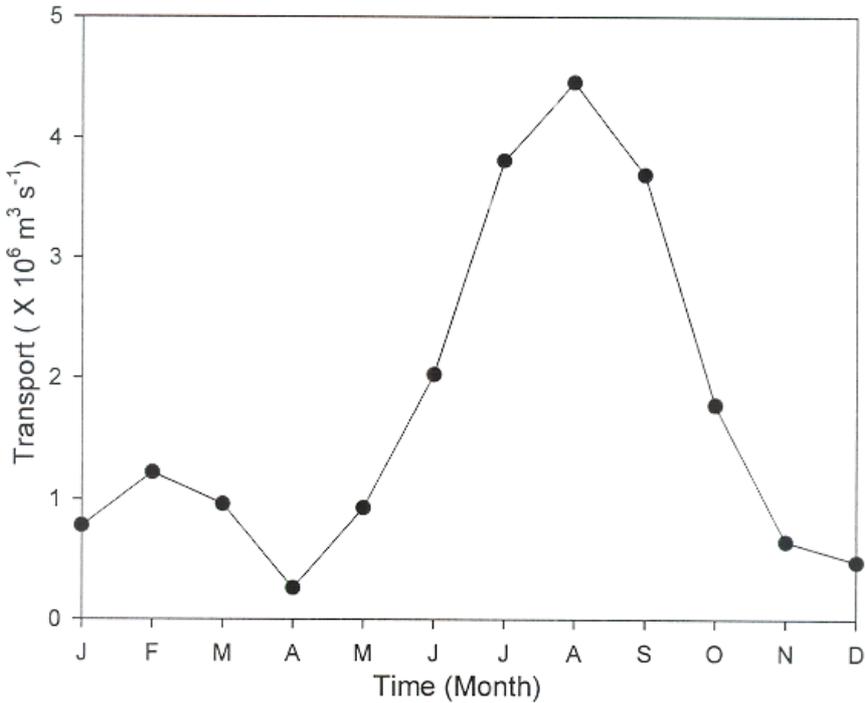


Figure 2. Mean monthly transport at the Strait of Gibraltar (After Carters, 1956).

The Strait of Sicily is the critical region of the water exchanges between the eastern and western Mediterranean basins. In this region transport calculations are subjected to great uncertainty due to the large channels at the west and small channels at the east entrances (Manzella, 1995). The circulation and the water exchanges at the Strait of Sicily have been studied in detail by Garzoli and Maillard (1979), Garzoli *et al.* (1982), Frassetto (1964), and Astraldi *et al.* (2001). These authors found circulation mainly dependent on the complex bottom topography. Using the dynamic method, Garzoli and Maillard (1979) and Morel (1969) also estimated a flow of $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Nevertheless, in order to satisfy the mass continuity we use an equal meridional flow of water in this zonal boundary similar to the Strait of Gibraltar flow.

The model is driven from rest by inflow through the Strait of Gibraltar which is exactly compensated by outflow through the Strait of Sicily.

Numerical approximation and model parameters

The model equations (1) and (2) were solved numerically on a Modified staggered Arakawa C-grid with their appropriate boundary conditions using a layer thickness of 200 m. The water below this depth flows out of the Mediterranean, we then take into account only the upper layer. The barotropic Rossby deformation radius equation (e.g. Holland, 1986) is taken into account:

$$R = \frac{(gD)^{1/2}}{f} \quad (3)$$

where D is the layer depth, and f the Coriolis parameter. Equation (3) gives $R \approx 460 \text{ km}$ for the Mediterranean Sea. The numerical solution is obtained using a semi-implicit finite-difference scheme on a rectangular mesh of 41.5 km in x (East-West) by 39 km in y (North-South) resolution. The time differencing is leapfrog; it means a double time-step operation, which is made on a spatial staggered grid. The Coriolis term is calculated on a four points average, an upstream differencing procedure is used in the advection terms. The bottom friction term was calculated using the quadratic law. Because the differences are centered, the scheme has a second order approximation in space and time. Analyzing the numerical stability of the scheme, using the von Neumann condition, the time step is limited by (e.g. Salas-de-León, 1986):

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x^2}{4\tilde{\nu}_H} \quad (4)$$

The semi-implicit scheme, as well as its characteristic of the order approximation, produce a numerical stability condition as expression (4), which allows use as a relatively large time step. In the numerical solution, the following parameters are used: $\Delta t = 1200$ s, thickness layer of 200 m (Djenidi *et al.*, 1987; Del Cañizo, 1988); an eddy viscosity coefficient of $500 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$; a dimensionless drag coefficient of 10^{-3} , β parameter equal to $2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$, and according to observations an inflow angle of 21° at the Strait of Gibraltar, which is measured from x axis. The boundary conditions for the transport at the Gibraltar Strait is northeasterly (Lacombe, 1971; Lacombe and Tchernia, 1972; Preller and Hurlburt, 1982) and a normal outflow at the Sicily Channel. The inflow-outflow varying along the year according to Carter's (1956) data. The approximation of the Mediterranean geometry to the model is shown in Figure (1).

Results and Discussion

The model was spin-up with high viscosity, considering a mean transport of $1.75 \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ through the Strait of Gibraltar. This transport value was calculated from the Carter's (1956) data set. The model was integrated to statistical equilibrium. Afterwards, smaller values of eddy viscosity were considered in order to analyze the numerical solution under more realistic conditions. The monthly variability is taken into account according Carter's values.

The general circulation of the Alboran Sea has been documented by numerous authors (Ovchinnikov, 1966; Lanoix, 1974; Padilla and Kinder, 1984; Preller, 1986; Tintore *et al.*, 1995; Allen *et al.*, 2001). The large scale circulation in this sea depicts two well defined anticyclonic gyres, which are not reproduced by the model. In the numerical experiment the Atlantic water goes into the basin and flows northeast deflecting water southward at the western part of the Strait of Gibraltar, changing the 21° inflow angle, and forming a persistent cyclonic eddy (Figures 3 to 5). This result could be an effect of the low model discretization, and the elimination of the Alboran island in the model domain. Makarov and Jiménez-Illéscas (2003) found similar conditions in a barotropic model for the Gulf of California when they eliminate several islands of the model. A very important result obtained by Gleizon *et al.* (1996) shows that the internal radius of deformation plays an important role in the structure and the stability of the western gyre, pointing out a strong baroclinic dependence. Regarding the hydrographic structure of the Strait of Gibraltar, Kinder *et al.* (1988), have shown a shallow thermocline of 50 to 30 m, and the halocline slope upward from 300 to 100 m, from west to east. From the results it seems clear that a more realistic upper layer thickness will be needed to be used in the Strait of Gibraltar to find better results.

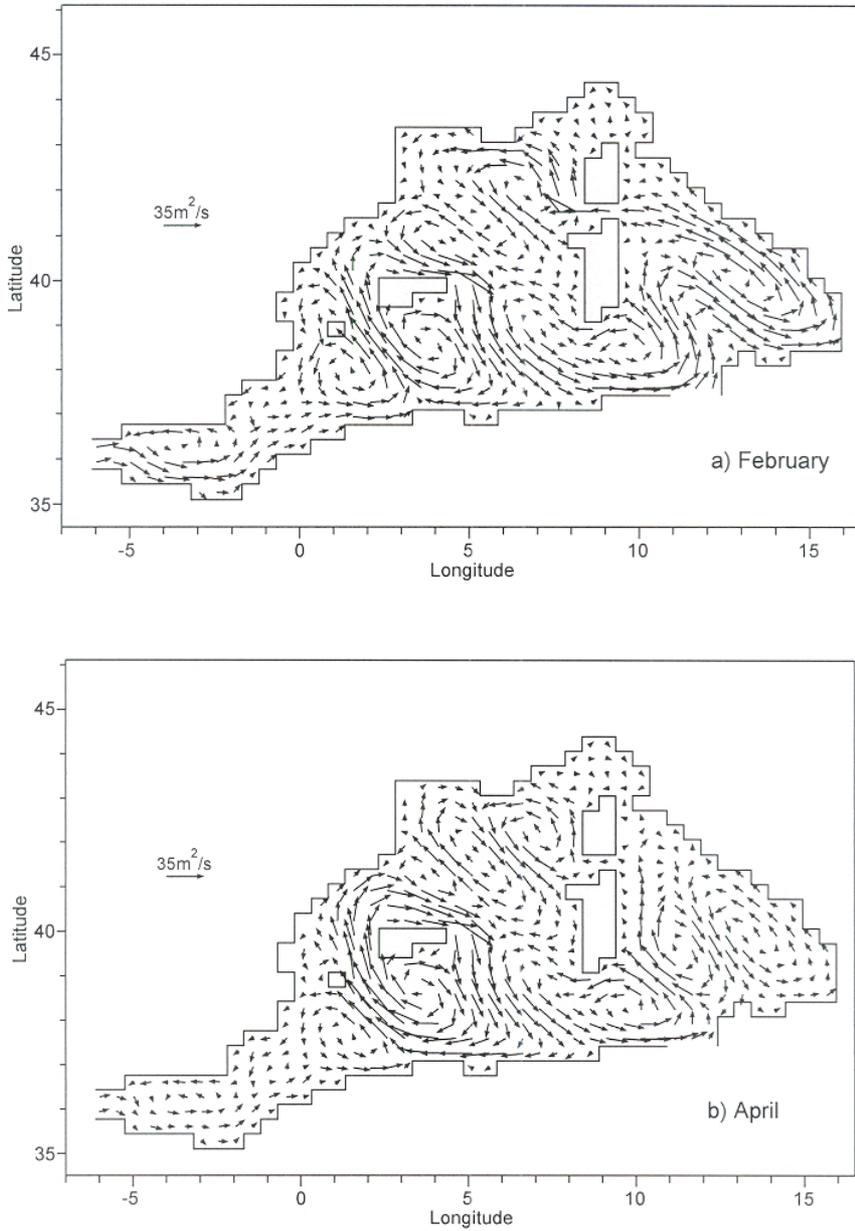


Figure 3. Circulation pattern obtained by the barotropic numerical model. Horizontal transport (m^2s^{-1}). (a) February and (b) April.

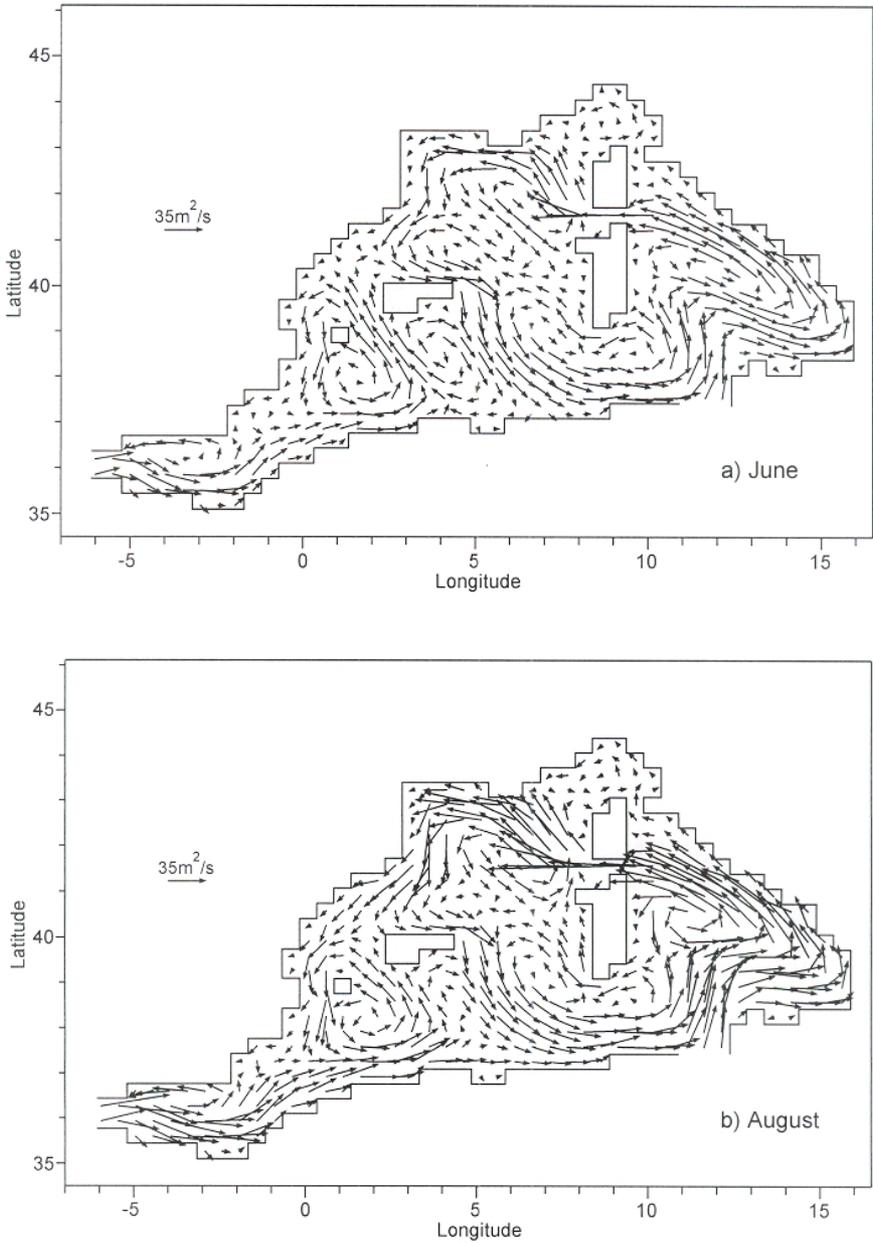


Figure 4. Circulation pattern obtained by the barotropic numerical model. Horizontal transport (m²s⁻¹). (a) June and (b) August.

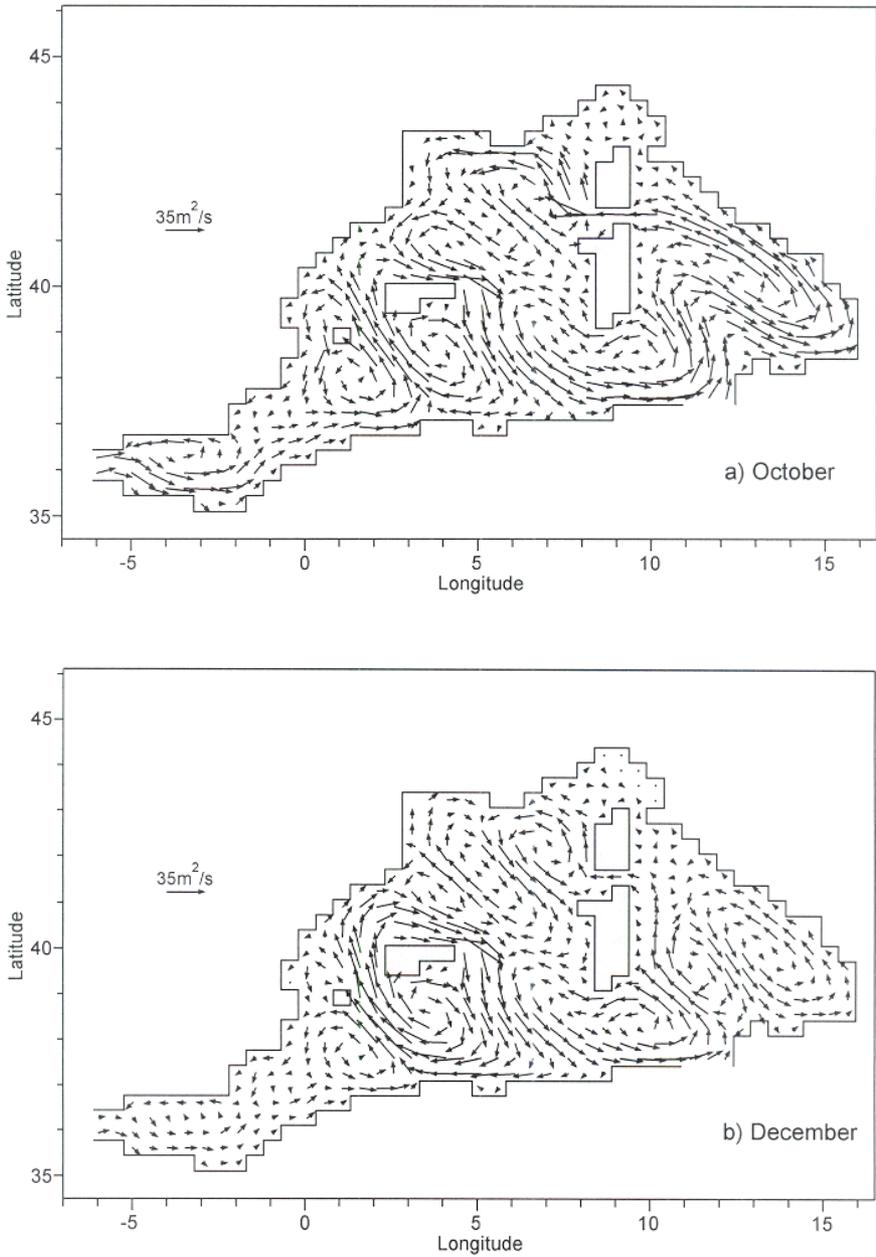


Figure 5. Circulation pattern obtained by the barotropic numerical model. Horizontal transport (m^2s^{-1}). (a) October and (b) December.

In the Algiers Basin, namely between the Balearic island and Algier, the infrared imagery and other numerical models revealed the occurrence of an anticyclonic eddy (Millot, 1987; Beckers and Nihoul, 1992). This mesoscale eddy migrates from the Algiers Basin to the Sardinia Channel (Bouzinac *et al.*, 1999; Send *et al.*, 1999; Puillat *et al.*, 2002). The results of the model show an anticyclonic current in this place (Figures 3, 4 and 5). This feature vanishes during maximum flow and a meandering current is exhibited (Figure 4b).

Time variations of the model results show cyclonic eddies between the Algiers Basin and the western part of the Balearic islands (Figures 3 to 5) and also at the Abyssal Plain, the eastern part of the Tyrrhenian Sea, to the west of Calvi and at the northeastern Balearic islands. Anticyclonic currents can be seen between the Abyssal Plain, the Algiers Basin and around of the Balearic islands, between the Sardinian-Balearic pass and the Gulf of Lion, and at the western part of the Tyrrhenian Sea. These characteristics remain almost all the year.

Pinot *et al.* (1995) shows the existence of two energetic frontal jets in the Balearic Sea, a southward continental current and a northward Balearic current. The continental currents veer cyclonically during the winter season. The results of the model show this jets and the winter cyclonic eddy in the southwest part of the region (Figure 3a).

The numerical results show that a cyclonic feature takes place at the Ligurian Sea, coincident with the horizontal distribution of temperature and salinity observed by Gostan (1967), Hela (1963), Stocchino and Testoni (1977), Taupier-Letage and Millot (1986), Trotti (1954), Vakalyuk *et al.* (1986) and Astraldi *et al.* (1995). The conclusion of these authors is that the mean circulation in the Ligurian Sea is cyclonic. According to the model, this cyclonic gyre is more intense during August (Figure 4b), when the flow through the Gibraltar Strait is maximum.

Concerning the Tyrrhenian Sea, along the Italian peninsula, a northward circulation has been observed (Elliott, 1979; Astraldi and Manzella, 1983; Millot, 1987). At the western side of the basin the water is encountered (Figure 5b) by a southwestward flow (Krivoshaya and Ovchinnikov, 1973; Astraldi and Gasparini, 1995; and Marullo *et al.*, 1995). This SW feature is well reproduced by the model, in June, August (Figure 4) and October (Figure 5a). This feature takes place in all of the Basin. However in February (Figure 3a) in the southern part a meandering occurs, which in April (Figure 3b) and December (Figure 5b), when the minimum flow is present, becomes a cyclonic gyre and a dipole cyclone-anticyclone is developed. The origin of these eddies and meanders are attributed to the wind (Perilli *et al.*, 1995), but the model reproduces this feature well.

The open boundary conditions at the Strait of Sicily were imposed considering that the tangential horizontal transport vanishes, and the normal component compensates the inflow at the Strait of Gibraltar. Both open boundaries are part of the computational domain, but they are not shown in the figures of the numerical re-

sults. Nevertheless, the outflow was prescribed normal to the open boundary, near to the Strait of Sicily where the circulation pattern exhibits a large tangential component. This feature is in accordance with the mean annual circulation and weekly average current at the upper layer, obtained by Beckers *et al.* (1997) using real depth and winds in a three dimensional numerical model. On the other hand, Oken and Sellschopp (1998) report the existence of stationary eddies near the Sicily. The model results reproduce this very small eddy on the northwestern part of the Sicilian island (Figure 3a). Zavatarelli and Mellor (1995) using a primitive equation oceanic model with a curvilinear grid and a sigma-coordinate system, forced with monthly climatological values of the wind stress, heat, and salinity flux show a tangential flow from west to east in the western Sicilian Channel, outflow at the central channel, and an inflow in the Eastern channel. In our model we don't have an inflow at the Sicilian Channel, and the apparent inflow in the eastern channel is the barotropic lateral boundary runoff induced by the Sicilian Island and by the outflow at the open boundary conditions.

When the transport through the Strait of Gibraltar is maximum, the currents inside the Western Mediterranean are maximum too. At this time, anticyclonic and cyclonic eddies are almost all masked by the strong currents.

Summary and Conclusions

The barotropic circulation in the Western Mediterranean Sea were inferred from a numerical model, where the perturbation is a basic flow through the Strait of Gibraltar and the Strait of Sicily. The solution summarize the semi-permanent features of the circulation. Despite the simplification of the model, and the big grid size, it can be seen that the general trends of the mesoscale synoptic variability are well reproduced.

The results show that cyclonic features are depicted in the Tyrrhenian Sea, the Abyssal Plain and the Ligurian Sea, and anticyclonic in the Algiers Basin and the Sardiniono-Balearic Pass.

The barotropic effect induced by the inflow-outflow are significant in the general circulation pattern in the study area. Moreover, it does indicate that the barotropic effects induced by the inflow through the Strait of Gibraltar are significant in the general circulation in this sea.

References

- Allen J.T., Smeed D.A., Tintoré J. and Ruíz S., 2001. Mesoscale subduction at the Almeria-Oran front. Part 1: Ageostrophic flow. *J. Mar. Syst.*, 30, 263-285.
- Astraldi M. and Gasparini G.P., 1995. The seasonal characteristics of the circulation in the Tyrrhenian Sea. In: La Violette, P.E. (Ed.) *Seasonal and Interannual Vari-*

- ability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuaries Studies. AGU, Spring-Verlag, Berlin, 115-134.*
- Astraldi M. and Manzella G., 1983. Some observations on current measurement on the East Ligurian shelf, Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.*, 2(2/3),183-193.
- Astraldi M., Gasparini G.P. and Sparnocchia S., 1995. The seasonal and interannual variability in the Ligurian-Provençal basin. In: La Violette, P.E. (Ed.) *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuaries Studies. AGU, Spring-Verlag, Berlin, 93-113.*
- Astraldi M., Balopoulos S., Candela J., Font J., Gacic M., Gasparini G.P., Manca B., Theocharis A. and Tintore J., 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. *Prog. Oceanogr.*, 44(1-3), 65-108.
- Astraldi M., Gasparini G.P., Gervasio L. and Salusti E., 2001. Dense water along the strait of Sicily (Mediterranean Sea). *J. Phys. Oceanogr.*, 31(12), 3457-3475.
- Beckers J.M. and Nihoul J.C.J., 1992. Model of the Algerian Current's instability. *J. Mar. Syst.*, 3(4/5), 441-451.
- Beckers J.M., Brasseur P. and Nihoul J.C.J., 1997. Circulation of the Western Mediterranean: from global to regional scales. *Deep-Sea Res.*, 44(3/4), 531-549.
- Bethoux J.P., Prieur L. and Nyffeler F., 1982. The water circulation in the North-Western Mediterranean Sea, its relation with wind and atmospheric pressure. In: Nihoul, J.C.J. (Ed.) *Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas. Elsevier, Amsterdam, 129-142.*
- Bouzinac C., Font J. and Millot C., 1999. Hydrology and currents observed in the channel of Sardinia during the PRIMO-I experiment from November 1993 to October 1994. *J. Mar. Syst.*, 20(1-4), 333-355.
- Candela J. and Lozano C.J., 1995. Barotropic response of the Western Mediterranean to observed atmospheric pressure forcing. In: La Violette, P.E. (Ed.) *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuaries Studies. AGU, Spring-Verlag, Berlin, 325-359.*
- Candela J., Winant C.D. and Bryden H.L., 1989. Meteorologically forcing subinertial flows through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 94, 12667-12674.
- Carter D.B., 1956. The heat balance of the Mediterranean and Black Seas. (Drexel) Institute of Technology, Lab. of Climatology, Publ. In: *Climatology 93, Centerton, New Jersey, 1-58.*
- Chic O., Font J. and García Z., 1997. Comparison between real time and ERS-2 SAR near real time data in an oceanographic cruise in the western Mediterranean. *Proceedings of Oceans '97, 2, 1159-1163.*
- Crepon M., 1965. Influence de la pression atmosphérique sur le niveau moyen de la Méditerranée Occidentale et sur le flux à travers le détroit de Gibraltar. *Cah. Oceanogr.*, 1, 15-32.

- Crepon M., Waldi L. and Monteg J.M., 1982. Low frequency waves in the Ligurian Sea during December 1977. *J. Geophys. Res.*, 82(C1), 595-600.
- Del Cañizo L., 1988. Evaluation of the average regime on the Strait of Gibraltar using triangular sections. In: Almazan, J.L., H. Brayder, T. Kinder and G. Parrilla, (Ed.) *Seminario sobre la Oceanografía Física del Estrecho de Gibraltar*. SECG, 329-341.
- Djenidi S., Nihoul J.C.J., Clement F. and Salas-de-León D., 1987. The MODEM contribution to MEDALPEX. *Ann. Geophys.*, 5b(1), 3-12.
- Elliott A.J., 1979. Low-frequency sea level fluctuation along the coast of northwest Italy. *J. Geophys. Res.*, 84, 3752-3760.
- Font J., Salat J. and Tintore J., 1988. Permanent features of the circulation in the Catalan Sea. In: Minas H.J. and Nival P. (Eds.) *Océanographie Pelagique Méditerranéenne: Aspects Interdisciplinaires de l'Océanographie Méditerranéenne dans le Domaine Pelagique*, 51-57.
- Frassetto R., 1964. *A study of the turbulent flow and character of the water masses over the Sicilian ridge in both summer and winter*. Rapp. P.V. CIESM, 18(3), 812-815.
- Garrett C.J.R., 1983. Variable sea level and strait flows in the Mediterranean: A theoretical study of the response to meteorological forcing. *Oceanol. Acta*, 6(1), 79-87.
- Garzoli S. and Maillard C., 1979. Winter circulation in the Sicily and Sardinia Straits region. *Deep-Sea Res.*, 26(8A), 933-954.
- Garzoli S., Parisi V. and Paschini E., 1982. On the effect of bottom topography on two eddies in the Sardinia and Sicily straits region. *Deep-Sea Res.*, 29(1A), 77-86.
- Gascard J.C., 1978. Mediterranean deep water formation baroclinic instability and oceanic eddies. *Oceanol. Acta*, 1(3), 315-330.
- Gasparini G.P. and Manzella G.M.R., 1984. The response of the Ligurian Sea to large scale atmospheric fluctuations. *Oceanol. Acta*, 7(1), 49-52.
- Gleizon P., Chabert D'Hieres G. and Renourad D., 1996. Experimental study of the Alboran Sea gyres. *Oceanol. Acta*, 19(5), 499-511.
- Gostan J., 1967. Etude du courant geostrophique entre Villefranche sur-Mer et Calvi. *Cah. Oceanogr.*, 19, 329-345.
- Heburn G., 1990. *Process studies of the complex mesoscale circulation observed in the western Mediterranean Sea*. Naval Oceanographic and Atmospheric Research Lab. Stennis Space Cent., MS, USA, 1 pp.
- Heburn G.W., 1995. The dynamics of the seasonal variability of the Western Mediterranean circulation. In: La Violette, P.E. (Ed.) *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuaries Studies*. AGU, Spring-Verlag, Berlin, 249-285.

- Heburn G. and La Violette P.E., 1990. Variation in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 95(C2), 1599-1613.
- Hela I., 1963. Surface current of the Ligurian Sea. *Bull. Inst. Oceanogr.*, 60(1268), 1-15.
- Holland W.R., 1986. Quasi-Geostrophic modelling of eddy-resolved ocean circulation. In: O'Brien, J.J. (Ed.) *Advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling*, NATO ASI Series, Vol. 186. Reidel, Dordrecht. 03-231.
- Johns B., Marsaleix P., Estoumel C. and Véhil R., 1992. On the wind-driven coastal upwelling in the Gulf of Lions. *J. Mar. Syst.*, 3(4/5), 309-320.
- Kinder T.H., Parrilla G., Bray N.A. and Bursn D.A., 1988. The hydrographic structure of the Strait of Gibraltar. In: Almazan, J.L., H. Brayder, T. Kinder and G. Parrilla, (Ed.) *Seminario sobre la Oceanografía Física del Estrecho de Gibraltar*. SECG. 55-67.
- Krivosheya V.G. and Ovchinnikov I.M., 1973. Peculiarities in the geostrophic circulation of the waters of the Tyrrhenian Sea. *Oceanology*, 13, 822-827.
- La Violette P.E., 1995. Overview of the major forcings and water masses of the Western Mediterranean Sea. In: La Violette, P.E. (Ed.) *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuaries Studies*. AGU, Spring-Verlag, Berlin, 1-11.
- Lacombe H., 1961. Contribution à l'étude du détroit du Gibraltar, étude dynamique. *Cah. Océanogr.*, 12, 73-107.
- Lacombe M., 1971. Le détroit de Gibraltar, océanographie physique. *Notes M. Ser. Geol. Maroc*, M222bis, 111-146.
- Lacombe M. and Tchernia P., 1972. Characters hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In: Stanley, D.J. (Ed.) *The Mediterranean Sea*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stradsburg, 25-36.
- Lanoix F., 1974. *Project Alboran etude hydrologique dynamique de la Mer d'Alboran*. Technical report 66, North Atlantic Treaty Organization, Brussels, 39 pp.
- Loth L. and Crepon M., 1984. A quasi-geostrophic model of the circulation of the Mediterranean Sea. In: Nihoul, J.C.J. (Ed.) *Remote Sensing of Shelf Sea Hydrodynamics*. Elsevier, Amsterdam, 77-285.
- Makarov V. y Jiménez-Illescas A., 2003. Corrientes Básicas Barotrópicas en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 21(2). In press.
- , 2003. Barotropic background currents in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 29(3), 141-153.
- Manzella G.M.R., 1995. The seasonal variability of the water masses and transport through the Strait of Sicily. In: La Violette, P.E. (Ed.) *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuaries Studies*. AGU, Spring-Verlag, Berlin, 33-45.
- Marullo S., Santoleri R. and Bignami F., 1995. The surface characteristics of the Tyrrhenian Sea: Historical satellite data analysis. In: La Violette, P.E. (Ed.) *Sea-*

- sonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuaries Studies.* AGU, Spring-Verlag, Berlin, 135-154.
- Millot C., 1987. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 10(2), 143-149.
- , 1991. Mesoscale and seasonal variability of the circulation in the Western Mediterranean. *Dyn. Atmos. Oceans*, 15(3-5), 179-214.
- , 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, 20(1-4), 423-442.
- Monreal-Gómez M.A. and Salas-de-León D.A., 1985. Barotropic and baroclinic modes in the Gulf of Mexico. In: Van Grieken R. and Wollast R. (Ed.) *Progress in Belgian Oceanographic Research.* Amberes Univ. Press, Brussels, 81-91.
- Morel A., 1969. Resultats des observations effectues dans le detroit de Sicilie. *Cah. Oceanogr.*, 8, 690-702.
- Ochoa J. and Bray N.A., 1988. Exchanges of Mediterranean and Atlantic waters masses in the Gulf of Cadiz. In: Almazan, J.L., H. Brayder, T. Kinder and G. Parrilla, (Ed.) *Seminario sobre la Oceanografía Física del Estrecho de Gibraltar.* SECG. 128-150.
- Oken R. and Sellschopp J., 1998. Seasonal variability of flow instabilities in the Strait of Sicily. *J. Geophys. Res.*, 103(C11), 24,799-24,820.
- Ovchinnikov I.M., 1966. Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology*, 6(1), 48-58.
- Padilla G. and Kinder T.H., 1984. The physical oceanography of the Alboran Sea. In: Charnock, H. (Ed.) *Proceeding of NATO Advances Research.* La Spezia, 12-39.
- Perilli, A. and Salusti E., 1993. On the hydrographic determination of coastal currents: The case of the central Tyrrhenian Sea (western Mediterranean Sea). *Atmos. Hydrospheres Space Sci.*, 11(2-3), 216-220.
- Perilli A., Rupolo V. and Salusti E., 1995. Satellite investigation of a cyclonic gyre in the central Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res.*, 100(C2), 2487-2499.
- Philippe M. and Harang L., 1982. Surface temperature fronts in the Mediterranean Sea from infrared satellite imagery. In: Nihoul, J.C.J. (Ed.) *Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas.* Elsevier, Amsterdam, 91-128.
- Pinot J.M., Tintore J. and Gomis D., 1995. Multivariate analysis of the surface circulation in the Balearic Sea. *Prog. Oceanogr.*, 36(4), 343-376.
- Preller R.H., 1986. A numerical model of the Alboran Sea gyre. *Prog. Oceanogr.*, 16, 113-146.
- Preller R. and Hurlburt H.E., 1982. A reduced gravity numerical model of circulation in the Alboran Sea. In: Nihoul, J.C.J. (Ed.) *Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas.* Elsevier, Amsterdam, 75-89.
- Puig P., Palanques A., Guillen J., and García-Ladona E., 2000. Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foie submarine canyon (NW Mediterranean). *Deep-Sea Res. (I Oceanogr. Res. Pap.)*, 47(3), 343-366.

- Puillat I., Taupier-Letage I. and Millot C., 2002. Algerian eddies lifetime can near 3 years. *J. Mar. Syst.*, 31(4), 245-259.
- Salas-de-León D.A., 1986. *Est-il possible de reproduire les tourbillons observés dans la Méditerranée Occidentale au moyen d'un modèle barotrope?*. Doctorate Anexas Thesis, University of Liege, Belgium, 26 pp.
- Send U., Font J., Krahnmann G., Millot C., Rhein M. and Tintore J., 1999. Recent advance in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. *Prog. Oceanogr.*, 44(1-3), 37-64.
- Stocchino C. and Testoni A., 1977. *Nouve observatione sulla circolazione delle correnti del Mar Ligure*. Ist. Idrogr. Mar., Genova, 29 pp.
- Taupier-Letage I. and Millot C., 1986. General hydrodynamical features in the Ligurian Sea inferred from the DYOME experiment. *Oceanol. Acta*, 9(2), 119-131.
- Tintore J., Viudez A., Gomis D., Alonso S. and Werner F.E., 1995. Mesoscale variability and Q vector vertical motion in the Alboran Sea. In: La Violette, P.E. (Ed.) *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuaries Studies*. AGU, Springer-Verlag, Berlin, 47-71.
- Trotti L., 1954. *Report on the oceanographic investigations in the Ligurian and North Tyrrhenian Seas*. Centro Talassografico Tirreno, Genova, 14, 15 pp.
- Vakalyuk Y.V., Gudz P.K. and Popov Y.I., 1986. *Thermohaline and dynamic structure of water of the Ligurian Sea according to MED-ALPEX data*. Unpublished manuscript, 13 pp.
- Zavatarelli M., and Mellor G.L., 1995. A numerical study of the Mediterranean Sea circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 25(6) Part II, 1384-1414.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Todo artículo sometido debe ser original, y no publicado, ni considerado para publicación en otra revista.

Idioma: Los artículos pueden ser escritos en español, francés, inglés o portugués.

Extensión: La extensión máxima de los artículos debe ser de 50 páginas y de 10 para las notas. Deberán ser escritos en papel tamaño carta (21.5 x 28 cm), o en procesador de palabras (font 12), a doble espacio por un sólo lado de la hoja y dejando un margen de por lo menos 2.5 cm en los cuatro lados.

Páginas: La carátula deberá incluir el título del artículo, nombre(s) completo(s) del(os) autor(es), el nombre, la dirección postal y los correos electrónicos de la institución, así como el resumen del artículo. Las páginas subsiguientes serán numeradas en el margen superior derecho de cada hoja.

Resumen: Cada artículo debe ser precedido por un resumen corto (no debe exceder de 110 palabras), el cual debe permitir al lector tener una idea de la importancia y el campo que abarca el artículo. El resumen deberá presentarse en dos idiomas.

Palabras claves: Inmediatamente después del resumen, se escribirán no más de seis palabras representativas del contenido general del artículo y características de la terminología usada dentro de un campo de estudio.

Un *título abreviado*, podría ser incluido para el encabezado de las páginas.

Referencias: Las referencias deben ser citadas en el texto por el nombre del autor(es) y el año de publicación y van en una sección aparte (Referencias) al final del artículo. Se listan en orden cronológico y la forma de citar referencias debe ser de acuerdo a las abreviaturas del *Citation Index*, se debe seguir el formato indicado a continuación:

Autores (apellido, iniciales nombres.), año. Título del artículo. Nombre de la revista abreviado, Vol.(No.), No. de páginas (separadas por guión).

Para el caso de revistas seriadas. En el caso de tesis o libros colocar el número de páginas total al final de la referencia.

Ejemplos:

Kennett B.L.N., 1983. Seismic wave Propagation in Stratified media. *V Cambridge University Press*, Cambridge, p. 342.

Kikuchi M. and Kanamori H., 1982. Inversions of complex body waves. *Bull. Seis. Soc. Ame.*, 72, 491-506.

Somerville P., Irikura K., Sawada S., Wald D., Abrahamson N., Iwasaki Y., Smith N. and Kowada A., 1999. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seis. Res. Lett.*, 70(1), 59-79.

Vargas C.A., Ugalde A. y Pujades LL., 1999. Atenuación de Ondas Coda en la Región Central de los Andes de Colombia: Eje Cafetero. Tesis de Maestría, Universidad Politécnica de Catalunya, 170 pp.

Ecuaciones: Se debe dar especial atención a la ubicación de índices y subíndices con el propósito de evitar errores. Las ecuaciones deben ser numeradas secuencialmente con números arábigos en paréntesis en el lado derecho de la página. Se debe dar especial atención a las ecuaciones a fin de que los símbolos sean claramente identificados.

Ilustraciones y tablas: Sólo podrán incluirse ilustraciones originales en **blanco y negro** (fotografías de alto contraste, gráficas, mapas, dibujos, figuras, etc.) listos para impresión. Debe adjuntarse una lista completa de ilustraciones. Cada ilustración será numerada y acompañada de una leyenda de identificación e indicación de su ubicación exacta dentro del texto; adicionalmente deberá ser suavemente etiquetada en la parte posterior a fin de identificar claramente la parte superior e inferior y el número que le corresponde.

Las ilustraciones pueden adoptar las siguientes modalidades:

- **Fotografías:** Deberán tener una buena calidad de reproducción. Preferentemente serán positivos o negativos en **blanco y negro**.
- **Gráficas o dibujos:** Las realizadas a mano deberán estarlo con tinta negra en papel blanco, evitar el papel milimétrico.

El tamaño de las ilustraciones debe ser de 18.6 x 11.8 cm (página completa de la revista).

Textos electrónicos: Los autores deberán enviar sus contribuciones por correo electrónico, en procesador compatible con PC (Office). Las figuras cuyos archivos deberán ser generadas con una resolución mínima de 600 píxeles en formato .tif, recomendamos comprimirlas para su envío (formato .zip). Las tablas deben incluirse en formato de texto.

Nota: Todos los artículos deberán someterse en versión final con figuras, tablas y referencias completas para poder ser enviados a arbitraje.

Los manuscritos deberán dirigirse a:

Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo
Editora de la *Revista Geofísica* del IPGH
Instituto de Geofísica, UNAM
Circuito Exterior s/n
Ciudad Universitaria
04510 México, D.F.

correo electrónico: revipgh@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
Tel.: (52-55) 5622-4116
Fax: (52-55) 5550-2486



Publicaciones más recientes

Para mayor información dirigirse a:

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

Apartado Postal 18879

11870 México, D.F.

Secretaría General

Teléfonos: (52-55)5277-5791 5277-5888

Fax: (52-55)5271-6172

info@ipgh.org.mx

www.ipgh.org.mx

Edición del
Instituto Panamericano de Geografía e Historia
realizada en su Centro de Reproducción
Impreso en **CARGRAPHICS**
RED DE IMPRESION DIGITAL
Av. Presidente Juárez N° 2004
Col. Fracc. Industrial Puente de Vigas
Tlalnepantla C.P. 54090
Edo. de México
2004
Tels: 5390-9709 5390-9711

ESTADOS MIEMBROS DEL INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Argentina	EL IPGH, SUS FUNCIONES Y SU ORGANIZACIÓN	
Belice	El Instituto Panamericano de Geografía e Historia, fue fundado el 7 de febrero de 1928 por resolución aprobada en la Sexta Conferencia Internacional Americana que se llevó a efecto en La Habana, Cuba. En 1930, el Gobierno de los Estados Unidos Mexicanos construyó para el uso del IPGH, el edificio de la Calle Ex Arzobispado 29, Tacubaya, en la ciudad de México.	
Bolivia		
Brasil		
Chile	En 1949, se firmó un convenio entre el Instituto y el Consejo de la Organización de los Estados Americanos y se constituyó en el primer Organismo Especializado de ella.	
Colombia	El Estatuto del IPGH cita en su artículo 1o. sus fines:	
Costa Rica	1) Fomentar, coordinar y difundir los estudios cartográficos, geofísicos, geográficos e históricos y los relativos a las ciencias afines de interés para América.	
Cuba*	2) Promover y realizar estudios, trabajos y capacitaciones en esas disciplinas.	
Ecuador	3) Promover la cooperación entre los Institutos de sus disciplinas en América y con las organizaciones internacionales afines.	
El Salvador	Las actividades y proyectos que desarrolla el Instituto se conjugan en tres programas que cumplen los fines ya señalados:	
Estados Unidos de América	1) Dirección y Administración	
Guatemala	2) Publicaciones	
Haití	3) Asistencia Técnica	
Honduras	Solamente los Estados Americanos pueden ser miembros del IPGH. Existe también la categoría de Observador Permanente del IPGH. Actualmente España, Francia, Israel y Jamaica tienen esta calidad.	
México	El IPGH se compone de los siguientes órganos panamericanos:	
Nicaragua	1) Asamblea General	
Panamá	2) Consejo Directivo	
Paraguay	3) Comisión de:	
Perú	Cartografía	(Santiago, Chile)
República Dominicana	Geografía	(Lima, Perú)
Uruguay	Historia	(Alajuela, Costa Rica)
Venezuela	Geofísica	(Golden, CO, EUA)
	4) Reunión de Autoridades	
	5) Secretaría General (México D.F., México)	

Además, en cada Estado Miembro funciona una Sección Nacional cuyos componentes son nombrados por cada Gobierno. Cuentan con su Presidente, Vicepresidente, Miembros Nacionales de Cartografía, Geografía, Historia y Geofísica, y más de sesenta miembros de Comités y Grupos de Trabajo por país, de tal modo que el capital humano del Instituto está constituido por numerosos científicos, académicos y técnicos.

Editora de la *Revista Geofísica*
Instituto de Geofísica-UNAM
Circuito Exterior s/n
Ciudad Universitaria
04510 México, D.F.
Correo electrónico:
revipgh@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

Instituto Panamericano
de Geografía e Historia
Secretaría General
Apartado Postal 18879
11870 México, D.F.
Correo electrónico:
secretariageneral@ipgh.org.mx

Correspondencia científica y técnica

Canje, venta, distribución

* Desde 1962 el Gobierno de Cuba ha estado excluido del Sistema Interamericano.

Caracterización morfotectónica de Galicia España, Mario Octavio Cotilla Rodríguez y Diego Córdoba Barba • Variaciones vulcano-magnéticas en el volcán de Colima, México, Héctor López Loera y Jaime Urrutia Fucugauchi • Tomografía de CODA-Q del piedemonte llanero, Colombia, Juan P. Durán, Carlos A. Vargas y Luis A. Briceño • Análisis de patrones sísmicos asociados a algunas explosiones y emisiones de ceniza importantes del volcán Popocatepetl, México, Felipe De la Rosa Moreno, Carlos M. Valdés González y Carlos A. Gutiérrez Martínez • Simulation of the barotropic circulation in the Western Mediterranean Sea, David Alberto Salas de León and María Adela Monreal Gómez