

REVISTA



# GEOFÍSICA



INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

NÚMERO 64

ENERO 2012-DICIEMBRE 2014

**AUTORIDADES DEL  
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA  
2013-2017**

**PRESIDENTE**  
**VICEPRESIDENTE**

Ing. Rigoberto Magaña Chavarría  
Dr. Roberto Aguiar Falconi

El Salvador  
Ecuador

**SECRETARIO GENERAL**  
Dr. Rodrigo Barriga-Vargas  
Chile

**COMISIÓN DE CARTOGRAFÍA**  
(Uruguay)  
Presidente:  
Dr. Carlos López Vázquez

Vicepresidente:  
Mg. Yuri Sebastián Resnichenko Nocetti

**COMISIÓN DE GEOGRAFÍA**  
(Estados Unidos de América)  
Presidenta:  
Geóg. Jean W. Parcher

Vicepresidenta:  
Dra. Patricia Solís

**COMISIÓN DE HISTORIA**  
(México)  
Presidenta:  
Dra. Patricia Galeana Herrera

Vicepresidente:  
Dr. Adalberto Santana Hernández

**COMISIÓN DE GEOFÍSICA**  
(Costa Rica)  
Presidente:  
Dr. Walter Fernández Rojas

Vicepresidente:  
M. Sc. Walter Montero Pohly

**MIEMBROS NACIONALES DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA**

Argentina	Ing. Alejandro Próspero Guiliano
Belice	Mr. Stanislaus Martínez
Bolivia	Tcnl. DIM Arturo Echalar Rivera
Brasil	Dr. Sergio Luis Fontes
Chile	Dr. Sergio Barrientos Parra
Colombia	María Teresa Martínez Gómez
Costa Rica	Geól. Gilfredo Rojas Quesada
Ecuador	Dr. Mario Ruiz
El Salvador	Ing. José Antonio Hernández Magaña
Estados Unidos	Dr. José V. Bajo Sanchez
Guatemala	Sr. Eddy Hardie Sánchez Bennet
Haití	
Honduras	Ing. Manrique Yu Way
México	Dr. Arturo Iglesias Mendoza
Nicaragua	M. Sc. Fabio Segura
Panamá	Luis E. Santamaría
Paraguay	Dr. Juan Carlos Velázquez
Perú	Dr. Juan Carlos Villegas Lanza
Rep. Dominicana	Eugenio Polanco Rivera
Uruguay	Cnel. Héctor Rovera
Venezuela	Ing. Gustavo Malavé

**COMITÉS DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA**

Comité de Desastres Naturales	Dr. José Luis Vásquez	México
Comité de Cambio Climático	Dr. Christopher L. Castro	EUA
Comité de Geofísica Aplicada	Ing. María Inés Pastorino	Argentina
Comité de Estudios Especiales	Dr. Manuel Aranedá	Chile

**INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA**

# **REVISTA GEOFÍSICA**



**NÚMERO 64**

**ENERO 2012-DICIEMBRE 2014**

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

**Presidente:** Dr. Walter Fernández Rojas

*Escuela de Física, Universidad de Costa Rica*

**Vicepresidente:** M. Sc. Walter Montero Pohly

*Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica*

**REVISTA GEOFÍSICA**

Publicación fundada en 1971

Indizada en PERIÓDICA

Es distribuida en canje a las instituciones científicas y culturales

Para correspondencia científica y técnica dirigirse a los editores  
de la *Revista Geofísica*:

J. Esteban Hernández-Quintero y Ana Caccavari

Instituto de Geofísica

Universidad Nacional Autónoma de México,

Circuito de la Investigación Científica s/n

Ciudad Universitaria, Deleg. Coyoacán, 04510 México, D.F.

Correo electrónico: [geofisica\\_editor@ipgh.org](mailto:geofisica_editor@ipgh.org)

**Comité Editorial**

Claudia Arango, Gerardo Cifuentes y Manuel Mena (*Instituto de Geofísica, UNAM, México*)

Martha Angélica Elizondo (*Facultad de Estudios Superiores, Acatlán, UNAM, México*)

David Escobedo (*Facultad de Ingeniería, UNAM, México*)

Carlos Mendoza (*Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, México*)

José Luis Macías (*Instituto de Geofísica, UNAM, Campus Morelia, México*)

Ma. Inés Pastorino (*Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina*)

Rocío Zúñiga (*Halliburton, Inc., sede Villahermosa, México*)

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: [publicaciones@ipgh.org](mailto:publicaciones@ipgh.org) / [www.ipgh.org](http://www.ipgh.org)

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.

---

**Portada:** Volcán Callaqui, cercano a comunidades pehuenches, al sur de Chile (fotografía: [www.angelino.cl](http://www.angelino.cl)).

**Cover:** Callaqui volcano, near Pehuenche communities in southern Chile (photograph: [www.angelino.cl](http://www.angelino.cl)).

© 2015 Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

*Revista Geofísica*, núm. 64, enero 2012-diciembre 2014, es una publicación anual editada por el Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Ex-arzobispado núm. 29, Col. Observatorio, Delegación Miguel Hidalgo, C.P. 11860, Tels. (52-55)5277-5888, 5277-5791, 5515-1910, [www.ipgh.org](http://www.ipgh.org), [publicaciones@ipgh.org](mailto:publicaciones@ipgh.org). Editores responsables: M. Sc. Juan Esteban Hernández-Quintero y Ana Caccavari. Reserva de Derechos al Uso Exclusivo núm. 04-2015-100913191800-102, ISSN 0252-9769 ambos otorgados por el Instituto Nacional del Derecho de Autor. Licitud de título y contenido: en trámite. Impresa por Cargraphics, Red de Impresión Digital, Aztecas núm. 27, Col. Santa Cruz Acatlán, C.P. 53150, Naucalpan, Edo. de México, este número se terminó de imprimir el 30 de diciembre de 2015 con un tiraje inicial de 154 ejemplares.

Queda estrictamente prohibida la reproducción total o parcial de los contenidos e imágenes de la publicación sin previa autorización del Instituto Panamericano de Geografía e Historia.-

# REVISTA GEOFÍSICA

NÚMERO 64

ENERO 2012-DICIEMBRE 2014

---

## Contenido

Nota Editorial	5
Editorial Note	6
<b>Artículos inéditos de investigación</b>	
Evaluación del riesgo volcánico ante una posible erupción del Volcán Callaqui, Chile <i>Manuel Araneda C.</i> <i>María Soledad Avendaño R.</i>	9
Variaciones geomagnéticas diarias debido al efecto lunar: estudio basado en datos del Observatorio Geomagnético de Huancayo <i>Domingo Rosales</i> <i>Erick Vidal</i>	23
Geomagnetic Field Variations at the South America Equatorial Electrojet <i>L. Benyosef</i> <i>L. Piaulino</i> <i>M. Lopes</i>	33
Magnetic susceptibility, magnetization, magnetic moment and characterization of Carancas meteorite <i>Domingo Rosales</i> <i>Erick Vidal</i>	45
Magnetometers for a Geomagnetic and Seismic Combined Survey <i>L. Benyosef</i> <i>A. Wiermann</i> <i>J. R. Carvalho</i>	55
Modelo mejorado de velocidades unidimensional de corteza y manto superior en el transarco andino argentino entre latitudes 31.5° y 33.5° S <i>Renzo Furlani</i> <i>Enrique G. Triep</i> <i>Silvina Nacif Suvire</i>	67
Sismicidad de interior de placa en Cuba <i>Mario Octavio Cotilla Rodríguez</i>	93

### **Informes técnicos originales**

Detección de zonas de fracturamiento en áreas urbanas mediante el método capacitivo de tomografía eléctrica

*Ana Belén Olvera-Ramírez*

*René E. Chávez*

*Juan Esteban Hernández-Quintero*

129

Construcción del Observatorio Geomagnético de Mérida, Venezuela

*Edwin Camacho*

*José Serra*

*María Muñiz*

*José Gandarilla*

143

Reporte técnico de los resultados del Primer Taller Panamericano de Geomagnetismo (PANGEO)

*J. Esteban Hernández-Quintero*

155

### **Reseña**

Handbook of Geomathematics

*Ana Caccavari Garza*

169

Instructivo para autores

171

## Nota Editorial

En este número 64, se presenta el trabajo de los profesionales en geofísica recibidos en el periodo 2012 y 2014. Los trabajos científicos originales que se integran, dan idea de la variedad de temas que se desarrollan en los Países Miembros del IPGH: desde el riesgo volcánico en Chile, el geomagnetismo visto en aspectos que se desarrollan en Venezuela, México, Brasil o Perú y los temas que surgen como puentes interdisciplinarios como la sismología y el geomagnetismo. Trabajos desarrollados en Cuba y Argentina hacen que el tema no se circunscriba en países con larga tradición de estudios en sismología como lo son Chile o México. Los reportes técnicos enfocados a eventos académicos de integración han sido de gran importancia (Primera PANGEO 2012).

La Revista se encuentra en un periodo de reforma, poniendo especial cuidado a la variedad de trabajos científicos originales así como a las áreas geográficas que abarcan siendo de suma importancia los problemas que nos aquejan como riesgos y peligros geológicos de diversa naturaleza, así como los acervos de datos históricos valiosos que pueden ofrecer nuevas aplicaciones a la geofísica.

Si bien los temas tienden a enfocarse a un área geográfica en particular, también podemos ver fenómenos globales que en mayor o menor medida nos afectan. Es por lo tanto de gran importancia la distribución temática y geográfica que representa este número y hacemos su presentación después de un gran esfuerzo de los revisores, el Comité Editorial, y todos aquellos que aportaron su tiempo y esfuerzo desinteresadamente para la realización de la *Revista Geofísica* del Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

Esperamos que contribuya a suscitar una mayor participación en una revista que se encuentra en plena evolución como un instrumento de comunicación panamericano entre los investigadores, técnicos y estudiantes graduados de los posgrados de los Países Miembros.

Atentamente,  
Esteban Hernández-Quintero  
Ana Caccavari-Garza  
*Editores*

## Editorial Note

In this issue, N° 64, we introduce the work of professionals in geophysics received in the years 2012 to 2014. The original scientific papers making up this issue give an idea of the variety of subjects being developed in the member countries of the PAIGH; from volcanic risk in Chile, geomagnetism seen in the aspects evolving in Venezuela, Mexico, Brazil, and Peru, and the matters that arise as interdisciplinary bridges between, for example, seismology and geomagnetism. Tasks performed in Cuba and Argentina cause this issue to surpass the boundaries of those countries with a long tradition of studies in seismology such as Chile or Mexico. Technical reports focused on academic events for integration have been of great importance ('First PANGEO 2012').

The journal is passing through a period of change, with special attention to the variety of original scientific papers as well as the geographical areas covered, with several problems that we face nowadays being of critical importance, such as hazards and geological dangers of various kinds, as well as collections of valuable historical data that may offer new applications in geophysics.

While the issues tend to focus on a particular geographic area, we can also see global phenomena that, to greater or lesser extents, affect all of us. The thematic and geographical distribution that this journal issue represents is therefore of great importance, and we present it after a major effort from the reviewers, the editorial committee, and all those who contributed their time and work, selflessly, to the creation of this issue of the *Geophysics Journal* of the Pan American Institute for Geography and History.

We hope to contribute to encouraging greater participation in a journal that is evolving fully as an instrument of communication between Pan American researchers, technicians and postgraduate students of the Member Countries.

Sincerely,  
*the editors*

Esteban Hernández-Quintero and Ana Caccavari-Garza

**Artículos inéditos de investigación**



# Evaluación del riesgo volcánico ante una posible erupción del Volcán Callaqui, Chile

Manuel Araneda C.\*  
María Soledad Avendaño R.\*

*Recibido en agosto de 2012; aceptado en julio de 2013*

## Abstract

Ice mass evaluation of the most important glacial areas of Callaqui volcano was made using gravimetric profiles, direct aerial observation and through areal photography's analysis. The Callaqui volcano is located in the VIII Region of Chile, geographic coordinates 37° 55' 20" S and 71° 26' 50" W. The volcanic eruption of Callaqui volcano can melt the ice cover, water flow through streams and river could damage in Pangué and Ralco hydroelectric power station, located near by the "Bio-Bio" river valley, additionally an indeterminate number of houses and agriculture facilities and not less important human lives.

Result of the investigation has proved a total of 0.424168km<sup>3</sup> of ice volume plus 3m of snow during winter season. Assuming 0.8gr/cm<sup>3</sup> density of the ice and 0.25gr/cm<sup>3</sup> for the snow, a total of 0.339334km<sup>3</sup> of water would be the flow from Callaqui volcano. The material cost due the volcanic eruption was evaluated in US\$2,346x10<sup>6</sup>.

Finally is recommended a setting of a monitoring system with special equipment.

Key words: *Gravimetry, glaciers, volcanic hazards.*

## Resumen

A partir de perfiles gravimétricos, observaciones aéreas y apoyo de fotografía areal, se realizó una cubicación de las masas de hielo de los glaciales más relevantes que componen el edificio volcánico Callaqui, ubicado en la región del Bio-Bio, cuyas coordenadas geográficas son: 37° 55' 20" S y 71° 26' 50" O, Chile.

Ante una posible erupción del volcán Callaqui, las masas de hielo calculadas fluirían por diferentes quebradas y ríos, ocasionando gravísimos daños en las centrales hidroeléctricas de Pangué y Ralco pertenecientes al complejo hidroeléctrico

\* Consultores independientes, Santiago, Chile, correo electrónico: [segmi@netexpress.cl](mailto:segmi@netexpress.cl)

del río Bio-Bio. Siendo las centrales hidroeléctricas las inversiones materiales de más alto costo que se verían afectadas (US\$2,346x10<sup>6</sup>), no menos importante es la pérdida de vidas humanas, junto a sus hogares, producción agrícola y otras obras menores difíciles de cuantificar.

El volumen total de hielo en los glaciares del volcán Callaqui que podrían fundirse en una posible erupción durante la temporada invernal es de 0.424168km<sup>3</sup> equivalentes a un volumen de agua de 0.339334km<sup>3</sup> el que se vería incrementado por la cubierta nival variable año a año, pudiendo ser de hasta tres metros, Araneda y Avendaño (1983), Araneda (1984).

Las densidades para calcular volúmenes de hielo y nieve, han sido estimadas en 0.8gr/cm<sup>3</sup> y 0.25gr/cm<sup>3</sup> respectivamente.

Finalmente se recomienda un sistema de monitoreo mediante una red sísmica telemétrica de cuatro estaciones junto a una red de inclinómetros y red geodésica para el control de movimientos verticales y desplazamientos horizontales.

Palabras clave: *Gravimetría, glaciares, peligro volcánico.*

## Introducción

Durante el mes de mayo de 1984, el Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile realizó una campaña geológica-geofísica en la VIII Región (Bio-Bio, Chile), donde se ubica el volcán Callaqui (Figura 1).

El volcán Callaqui, activo con fumarolas permanentes ha sido estudiado en forma parcial por Marangunic y Moreno (1981), Moreno *et al.* (1984). En esta oportunidad el tema tratado está relacionado con la determinación de los volúmenes de hielo permanente de los diferentes glaciares que componen el complejo del volcán Callaqui. Su cubicación se realizó mediante perfiles gravimétricos, fotografías aéreas y de una observación directa a través de un reconocimiento aéreo de helicóptero. La evaluación estuvo dirigida a cuantificar la masa de hielo y nieve del volcán Callaqui que podrían verse involucradas en una posible erupción. La rápida fusión de los glaciares y de la cubierta de nieve puede liberar volúmenes de agua suficientes para causar lahares potencialmente dañinos, siendo las vías de evacuación más probables aquella que proporciona la topografía, quebradas y ríos afluentes del río Bio-Bio en el cual están proyectadas las centrales hidroeléctricas que nos preocupan. El riesgo mayor podría considerarse entre los meses de junio a octubre por el volumen de hielo y nieve acumulados, principalmente en el glaciar más desarrollado que está ubicado en el flanco sur oriental del volcán Callaqui.

Otras consideraciones relevantes que podrían incidir en un mayor volumen de materiales que podrían descender desde la cumbre del volcán, pueden ser avalanchas de nieves activadas por el flujo termal en sectores adyacentes al centro eruptivo pudiéndose acentuar si la frecuencia e intensidad de los eventos sísmicos van en

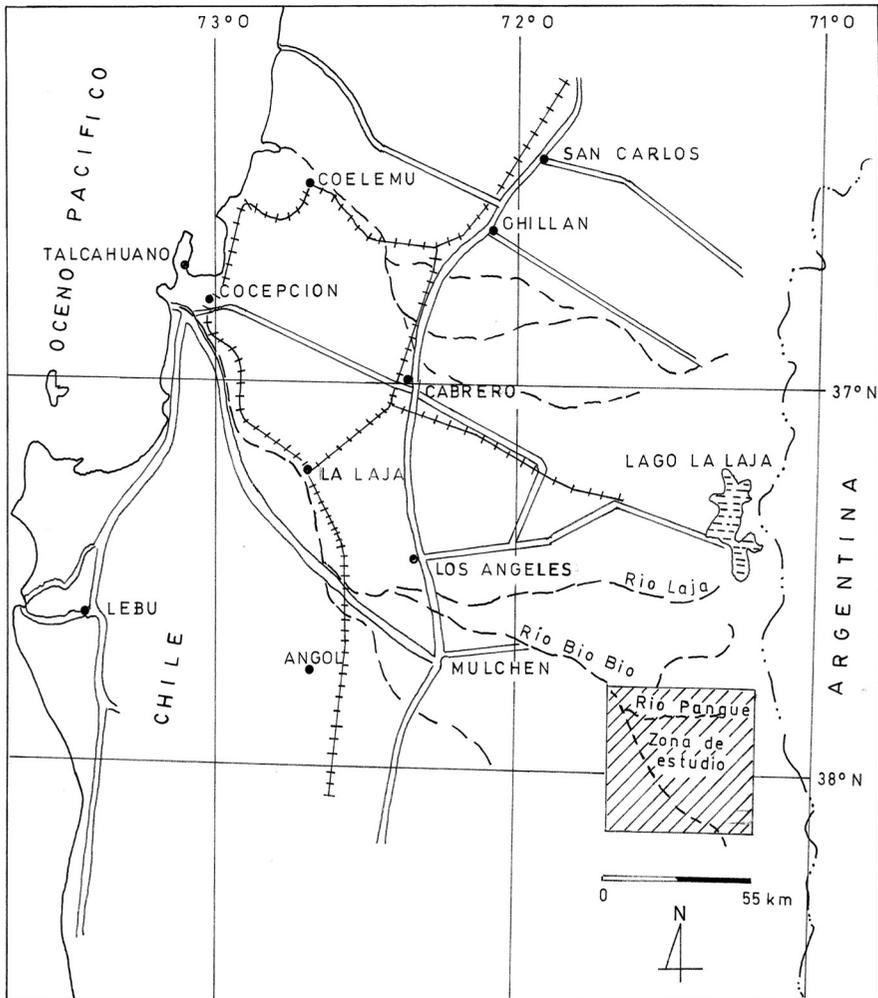


Figura 1. Plano de ubicación de la zona de estudio y sus alrededores.

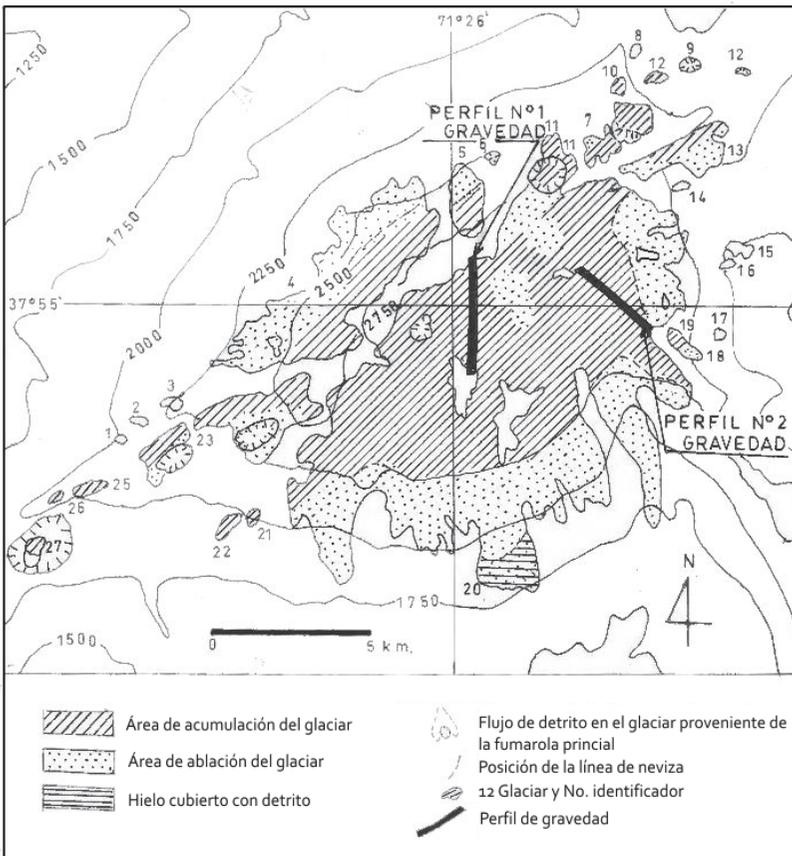
Para determinar la magnitud de las actividades laháricas que pudiesen formarse durante una eventual erupción es necesario conocer la distribución de los glaciares, su espesor, volumen, extensión y volumen del manto nival invernal.

Finalmente con el objeto de predecir una posible erupción del volcán Callaqui se hace necesario integrar los antecedentes obtenidos (volcán Santa Elena, Lipman y Mullineaux, 1980; Gonzalez-Ferran, 1987; Hicks y Woodward, 1989) con una buena instrumentalización a fin de observar su comportamiento presente y futuro.

### Glaciares del volcán Callaqui

Un estudio realizado por Marangunic y Moreno (1981) que tuvo como característica evaluar preliminarmente los efectos que el volcán Callaqui podría producir ante una eventual erupción en la central Pangué, permitió realizar un catastro de los glaciares con sus áreas, orientaciones, cotas y su clasificación según las normas de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO, 1993).

Dicho estudio permitió solamente obtener una estimación de espesores comparando su extensión areal con glaciares ubicados en otras regiones, de tal manera que los volúmenes estimados necesitan ser evaluados con mediciones de espesores realizados en terreno.



**Figura 2.** Distribución de los glaciares en el volcán Callaqui, Marangunic y Moreno (1981) y ubicación de perfiles gravimétricos, Araneda (1984).

**Tabla 1**  
**Estimación del volumen de hielo de los glaciares en el área de estudio**  
**según nomenclatura de Marangunic y Moreno (1981)**

<i>Número del glaciar</i>	<i>Área x10<sup>-3</sup> (km<sup>2</sup>)</i>	<i>Espesor medio (m)</i>	<i>Volumen de hielo x10<sup>-6</sup> (km<sup>3</sup>)</i>	<i>Volumen de agua x10<sup>-6</sup> (km<sup>3</sup>)</i>
1	3	1	3	2
2	30	5	150	120
3	3	1	3	2
4	1,840	46	84,640	67,712
5	230	15	3,450	2,760
6	4	1	4	3
7	80	9	720	576
8	10	3	30	24
9	12	3	36	29
10	15	4	60	48
11	110	10	1,100	880
12	5	1	5	4
13	330	17	5,610	4,488
14	5	1	5	4
15	3	1	3	2
16	4	1	4	3
17	3	1	3	2
18	3	1	3	2
19	70	8	560	448
20	11,070	98	1,084,860	867,888
21	12	3	36	29
22	15	4	60	48
23	540	24	12,960	10,368
24	160	12	1,920	1,536
25	40	6	240	192
26	3	1	3	2
27	8	2	16	13
28	7	2	14	11
29	3	1	3	2
30	3	1	3	2
31	3	1	3	2
32	7	2	14	11
<b>Total</b>	<b>14,631</b>		<b>1,196,521</b>	<b>957,213</b>

El trabajo anteriormente descrito permitió identificar 32 glaciares los cuales unos corresponden a un casquete de hielo de 11,070km<sup>2</sup> y el resto a pequeños glaciares de montaña, glaciares y campos de nieve. El conjunto de glaciares determinados cubre un área de 14,631km<sup>2</sup>. La Tabla 1 muestra una estimación del volumen de hielo y sus equivalentes en agua, calculados con una densidad media del hielo de 0.8gr/cm<sup>3</sup>, obtenido del estudio de Marangunic y Moreno (1979, 1981) (Figura 2).

### **Determinación de los volúmenes de hielo**

Con el objeto de tener un cuadro más realista del volumen de hielo en el volcán Callaqui se efectuaron dos perfiles gravimétricos para determinar sus respectivos espesores de hielo, ellos fueron ubicados en zonas donde la potencia de hielo, se supone mayor (cráter del volcán). Junto a lo anterior se realizaron reconocimientos aéreos de la zona que, con apoyo fotográfico permitieron cuantificar aquellos glaciares de mayor relevancia.

Este estudio arrojó nuevos datos sobre los actuales glaciares y ha permitido descartar algunos pequeños que no presentan hielos perennes. A fin de uniformar los resultados entregados se utilizó la nomenclatura de Marangunic y Moreno (1981) para designar los distintos glaciares (Tabla 1).

### **Mediciones gravimétricas**

Los datos fueron obtenidos mediante un gravímetro LaCoste y Romberg modelo G N° 411. Como estación base se consideraron las estaciones iniciales de cada perfil, debido a las condiciones topográficas imperantes en la zona. De esta forma los valores de la gravedad obtenidos fueron relativos.

La ubicación y cotas de las estaciones gravimétricas se obtuvieron mediante un levantamiento taquimétrico, enlazando las cotas a un punto de altura conocido en el campamento Pangué vía altimetría. Las medidas de gravedad son tomadas en diversas situaciones que las afectan, de modo que para hacerlas comparables entre sí deben ser corregidas.

Las correcciones consideradas fueron: latitud, topográfica, aire libre (0.3086mGal/m altura) y Bouguer. Para esta última se consideró una placa infinita equivalente a hielo de densidad  $\rho = 0.8\text{gr/cm}^3$  de tal forma que el valor para esta corrección fue de 0.03352mGal/m de altura.

En la Tabla 2 se dan los valores de las estaciones gravimétricas, correcciones y las diferencias relativas de la anomalía de Bouguer para cada una de ellas.

**Tabla 2**  
**Estaciones gravimétricas de los perfiles 1 y 2 con sus respectivas correcciones y diferencias relativas de la anomalía de Bouguer**

<i>Estación</i>	<i>Cota (m)</i>	<i>Dif. Relat. de gravedad observada (mGal)</i>	<i>Correc. de aire libre (mGal)</i>	<i>Correc. de Bouguer (mGal)</i>	<i>Correc. topográfica (mGal)</i>	<i>Correc. de latitud (mGal)</i>	<i>Dif. Relat. de anomalía de Bouguer (mGal)</i>
Perfil 1							
1	3010	2914.66	928.89	-113.51	10.88	1.29	3742.21
2	3008	2915.35	928.27	-113.43	10.87	1.21	3742.27
3	3011	1916.05	929.19	-113.54	10.86	1.12	3743.68
4	3034	2907.75	936.29	-114.41	10.84	0.98	3741.45
5	3044	2904.19	939.38	-114.79	10.82	0.88	3740.48
6	3027	2910.77	934.13	-114.15	10.80	0.79	3742.34
Perfil 2							
1	2523	3060.11	778.60	-95.14	9.00	0.91	3753.48
2	2522	3060.45	778.29	-95.10	9.08	9.93	3753.65
3	2531	3058.45	781.07	-95.44	9.17	0.95	3754.20
4	2538	3056.53	783.23	-95.71	9.27	0.99	3754.31
5	2556	3053.07	788.78	-96.39	9.38	1.03	3755.37

**Interpretación de las anomalías**

Debido a la pequeña longitud de los perfiles gravimétricos se consideran gradientes locales para estimar el efecto regional de la zona que restados a los valores de la anomalía de Bouguer da la anomalía residual la cual se interpretó como la producida por el espesor de hielo. Para cuantificar esta anomalía residual se usó el método de Talwani, Talwani, Werzel y Landisman (1959) para cuerpos bidimensionales. Esta interpretación puede realizarse con bastante exactitud debido al gran contraste de densidad ( $\Delta \rho = 1.7\text{gr/cm}^3$ ) existentes entre el hielo y la roca basal,  $\rho = 0.8\text{gr/cm}^3$  y  $\rho = 2.5\text{gr/cm}^3$ , respectivamente.

La Tabla 3 muestra un resumen de los resultados obtenidos. Las Figuras 3a y 3b muestra gráficamente los resultados de los perfiles de gravedad 1 y 2.

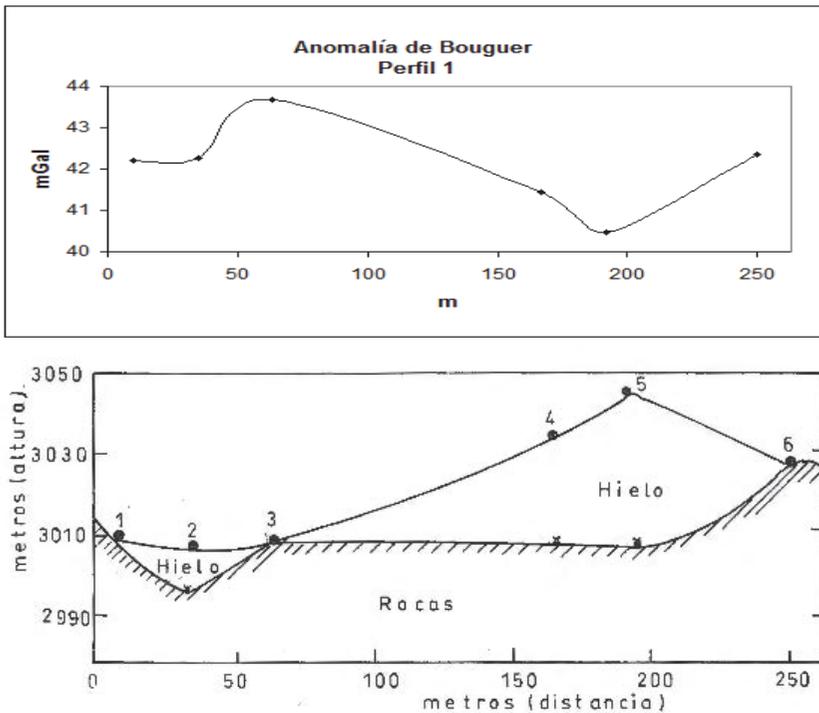
**Estimación de volúmenes de hielo**

La Tabla 4 contiene la estimación de volúmenes máximos de hielo en los glaciares más relevantes, según la nomenclatura empleada por Marangunic y Moreno (1981). Estos fueron obtenidos mediante el apoyo de fotografías aéreas, vuelos de reconocimientos a baja altura y observaciones directas en terreno.

Los glaciares que no aparecen en el listado, corresponden más bien a acumulaciones de hielos temporales.

**Tabla 3**  
**Muestra los perfiles 1 y 2 de gravedad con la determinación de la anomalía residual, espesor de hielo calculado y cota del lecho rocoso**

Estación	Anomalía residual (mGal)	Espesor de hielo (m)	Cota lecho de roca (m)
Perfil 1			
1	0.00	0	3,010
2	0.60	11	2,997
3	0.00	1	3,010
4	1.50	25	3,009
5	2.27	37	3,007
6	0.00	0	3,027
Perfil 2			
1	0.00	0	2,523
2	0.43	7	2,515
3	0.36	6	2,525
4	0.66	10	2,528
5	0.00	0	2,556



**Figura 3a.** Interpretación Perfil Gravimétrico 1.

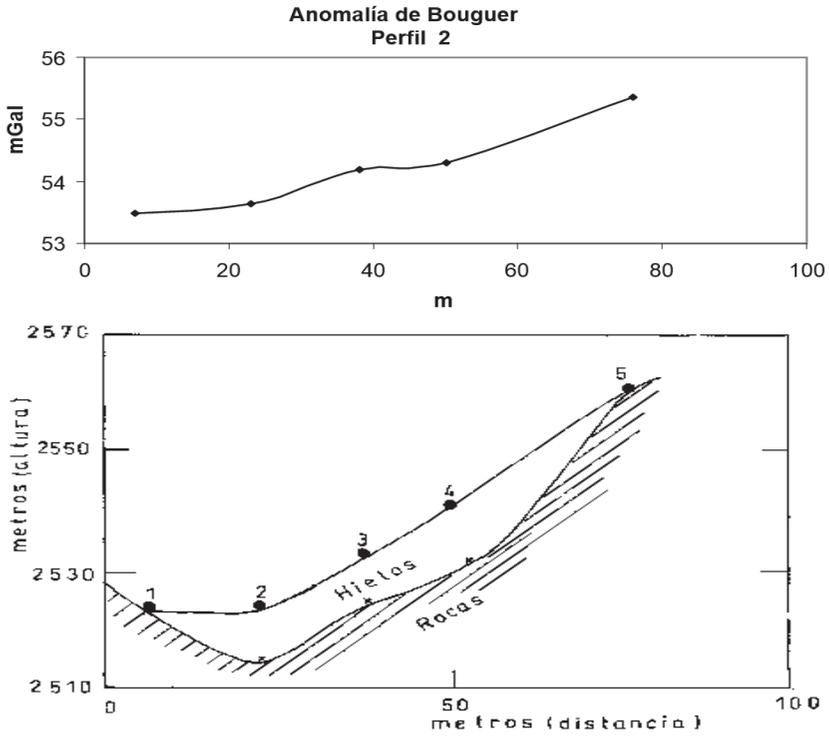


Figura 3b. Interpretación Perfil Gravimétrico 2.

**Tabla 4**  
Muestra una estimación de los volúmenes máximos en los glaciares más relevantes

Núm. del glacial	Área $\times 10^{-3}$ (km <sup>2</sup> )	Espesor medio (m)	Volumen de hielo $\times 10^{-6}$ (km <sup>3</sup> )
2	30	3	9
4	1,540	15	23,100
5	150	8	1,200
7	250	6	1,500
8	10	2	20
9	12	2	24
10	15	3	45
11	200	8	1,600
13	300	15	1,500
19	70	8	560
20	11,070	6	3,000
23	500	6	3,000
24	160	6	960
25	40	5	200
<b>Total</b>	<b>14,347</b>		<b>424,168</b>

Es importante señalar que la cubierta nival estacional aporta un volumen adicional que es muy variable año a año, especialmente entre los meses de mayo a diciembre. No obstante, en un año normal de precipitaciones se genera un manto de nieve invernal sobre la cota de 1,500msnm cuyo espesor promedio se estima en 3m. Este manto permanece en los flancos del volcán entre junio y octubre.

Para determinar los volúmenes de agua equivalente a un volumen determinado de hielo, se estima una densidad media del hielo de  $0.8\text{gr/cm}^3$ , considerando la presencia de grietas, impurezas, burbujas de aire, baja densidad cerca de la superficie, etc.

El volumen total de hielo en los glaciares analizados del volcán Callaqui, corresponden a  $0.42168\text{km}^3$  equivalentes, en consecuencia, a un volumen de  $0.339334\text{km}^3$  de agua.

Por otra parte, la nieve tiene una densidad mucho menor que la del hielo y ha sido estimada en  $0.25\text{gr/cm}^3$ .

### **Sistemas de monitoreo en el volcán Callaqui**

En general los antecedentes considerados en el monitoreo pre-erupción del volcán se dividieron en tres:

- a) Lugar: debe tenerse una idea clara de la zona donde se ubica el centro o los centros emisores de un volcán y no considerar solamente el volcán principal.
- b) Tiempo: significa que debe determinarse un periodo de tiempo razonable corto en el cual se espera la erupción. Con esto se podrá estructurar un mayor cuadro predictivo.
- c) Tipo y magnitud de la erupción: para este efecto deberá considerarse el tamaño de la erupción.

Generalmente estos son los parámetros más difíciles de obtener ya que es cierto reconocer precursores que necesariamente reflejen el tipo y magnitud de una erupción futura. Una predicción ideal sería incluir cada paso del comportamiento del proceso de la erupción.

Los antecedentes expuestos anteriormente nos hacen establecer dos etapas de la predicción dependiendo de la clase de datos obtenidos en el tiempo:

- a) Predicciones en un periodo relativamente largo, basado preliminarmente en medidas geodésicas y gravimétricas.
- b) Predicciones en un periodo relativamente corto, basado preliminarmente en datos sísmicos obtenidos a través de una red telemétrica y datos de inclinaciones obtenidos a través de la red correspondiente. Estas medidas son sensiblemente importantes dentro de uno a dos días antes de la erupción.

Las dos etapas mencionadas anteriormente se pueden sobreponer en un periodo de tiempo de dos a cuatro días, cuando los datos sísmicos y de deformaciones son de similar importancia.

Existen otros parámetros que se pueden cuantificar antes de una erupción, pero su comportamiento se presenta irregularmente para un mismo volcán. Esta irregularidad fue notada en las emisiones de SO<sub>2</sub> (dióxido de azufre), CO<sub>2</sub> (bióxido de carbono) y otros gases en el Monte Santa Elena durante los años 1980 a 1981 en los cuales hizo erupción (Casadevall, 1983).

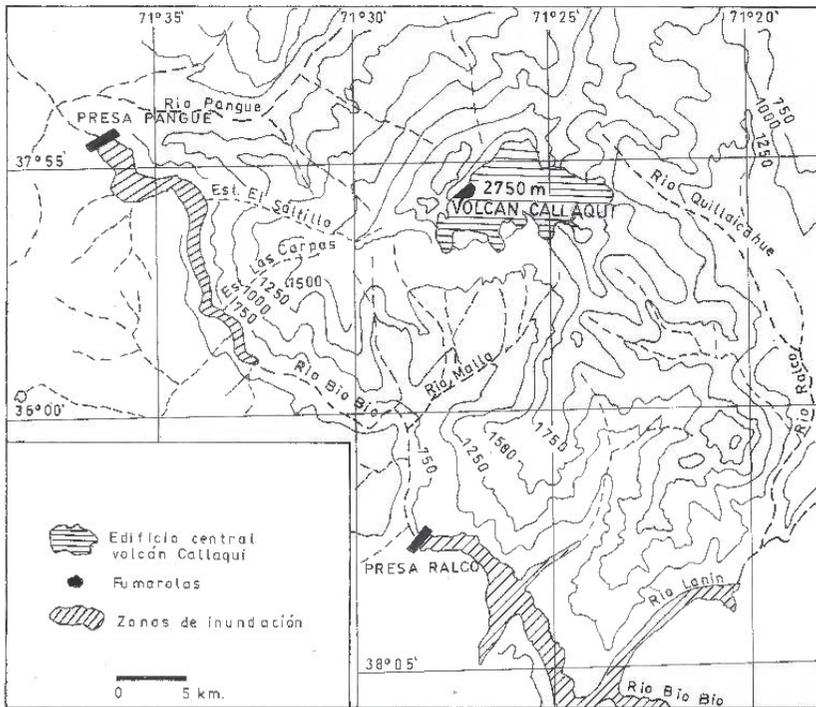
En todo caso, cualquier estudio predictivo tiene como base las probabilidades, pero si existen conclusiones que se basan en causas razonables, es posible que éstas sean más correctas que predicciones puramente probabilísticas basadas solamente en algún patrón determinado.

En general podemos reconocer dos tipos de predicciones en los volcanes, unos basados en la proyección geológica del pasado al presente y otra basada en registros geofísicos tomados en forma sistemática en el tiempo. Con la primera podría llegarse a establecer solamente el tipo de la erupción que podría originarse en un volcán de acuerdo a su historial. Con el segundo tipo de predicción se puede llegar a conocer muy de cerca el momento mismo de la erupción o el comportamiento anómalo que se puede producir en un determinado tiempo.

Lo ideal sería realizar todos los estudios y controles necesarios que nos pueden conducir a pronosticar una erupción o a conocer con el máximo detalle algún comportamiento anómalo de un volcán, de tal manera que ayude a tomar las providencias necesarias, Chadwick *et al.* (1983), Dzurisin, Westphal, Jonson (1983).

Los volcanes chilenos activos podemos considerarlos, en forma restringida, en dos grupos de acuerdo a su ubicación: volcanes que no presentan grandes riesgos ante una erupción y volcanes que presentan riesgo de consideración ante una erupción (pérdidas de vida, destrucción de obras civiles, campos de cultivo, fauna, etc.) (Figura 4).

El volcán Callaqui se puede considerar dentro del segundo grupo, por lo tanto su instrumentalización para monitorear su actividad se hace necesaria. Considerando la topografía accidentada de la zona y al gran apoyo logístico que se requiere para obtener un set de datos sistemáticos en el tiempo, se ha creído conveniente indicar solamente aquellos sistemas que presentan una mayor ventaja en la obtención de datos y que se encuadran dentro de las predicciones de periodos relativamente largos y periodos relativamente cortos. Dentro de las primeras podrían instalarse una serie de pilares materializados alrededor del edificio volcánico a diferentes alturas. Estos debieran poseer un vástago de acero en su centro, de tal manera que pudiese medirse su variación horizontal como vertical con un control geodésico de alta precisión.



**Figura 4.** Cuencas más relevantes del complejo del volcán Callaqui.

En las predicciones de periodos relativamente cortos, es conveniente instalar una red sísmica telemétrica compuesta al menos por cuatro sismógrafos, en la cual el centro de recopilación de la información podría estar en la central Puangue o Ralco. La ubicación de las estaciones (sismógrafos) debería quedar equidistante entre sí, permitiendo detectar con precisión los hipocentros relacionados de alguna forma con el flujo magmático. También dentro de este tipo de predicciones debe contemplarse una red de inclinómetros instalados en el cono volcánico con el objeto de observar deformaciones laterales expresadas en ángulos. El número de ellos será condicionado especialmente a recursos disponibles.

## Conclusiones

Además de las masas de hielo perenne involucradas ante una posible erupción del volcán Callaqui, éstas se verían incrementadas con flujos de lavas, caídas de piroclásticos y avalanchas laháricas que de alguna manera afectarían a dichas centrales. La extensión afectada podría ser significativamente importante, de tal forma que, los daños serían de difícil cuantificación.

Es importante destacar que a través de observaciones de fotografías aéreas tomadas en diferentes años, 1980 y 1984 aproximadamente, se puede comprobar un retroceso de aquellos glaciares más relevantes que componen el edificio volcánico Callaqui. Este fenómeno tiene gran importancia en evaluaciones futuras ya que produciría una disminución de los volúmenes de hielo a través del tiempo y un menor riesgo de grandes avalanchas laháricas.

Los volúmenes estimados de material involucrado ante una posible erupción del volcán estudiado, afectarían a estas centrales de la siguiente forma:

- a) Central Ralco. Podría ser afectada por lahares con volúmenes máximos estimados de 50 millones de  $m^3$  y caída de piroclásticos finos.
- b) Central Pangué. Podría ser afectada por flujos de lavas cuyos volúmenes estimados no excedería de  $24 \times 10^6 m^3$ , lahares con volúmenes de hasta  $16 \times 10^5 m^3$  y caída de piroclásticos finos.

Con la finalidad de aminorar un desastre de gran envergadura, es conveniente tomar las providencias del caso.

Para este efecto se recomienda estudiar el comportamiento del volcán con el monitoreo, principalmente a través de una red sísmica telemétrica, una red de inclinómetros y una red de pilares, en los cuales se pueda observar movimientos verticales y laterales. La ubicación de cada uno de los instrumentos se planificaría con el objeto de obtener la mejor información.

Cualquier conocimiento que se tenga de las estructuras volcánicas y su posible evaluación del riesgo es importante para un país como Chile ubicado al pie del macizo andino, uno de los más activos de la tierra.

## **Agradecimientos**

El trabajo presentado corresponde a una parte del estudio del volcán Callaqui relacionado con la geología y riesgo volcánico patrocinado en parte por la empresa ENDESA.

## **Referencias**

- Araneda, M., 1984. "Contribución al estudio del riesgo volcánico del volcán Callaqui", informe inédito, ENDESA.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., 1983. "Anomalías gravimétricas en áreas volcánicas, monumentación en el volcán Villarrica", *Revista Académica*, número extraordinario, Universidad de la Frontera, Temuco, Chile, Jornadas Nacionales de Física, pp. 68-72.

- Casadevall, T., *et al.*, 1983. "Gas Emissions and the Eruption of Mount St. Helens through 1982", *Science*, 221(4618).
- Chadwick, W., W. Jr. *et al.*, 1983. "Deformation Monitoring at Mount St. Helens 1981 and 1982", *Science*, 221(4618).
- Dzurisin, D., Westphal, O.J., Johnson, 1983. "Eruption Prediction aided by Electronic Tiltmeter Data at Mount St. Helens", *Science*, 221(4618).
- Gonzalez-Ferran, O., 1987. "Evolución geológica de las islas chilenas en el Océano Pacífico", *Islas Oceánicas Chilenas*, editor J.C. Castilla, Universidad Católica de Chile, pp. 37-44.
- Hicks, S.R. and Woodward, D.J., 1989. "Gravity models of the Wairarapa region, New Zealand", *NZ Journal of Geology and Geophysics*, 21(5), pp. 539-534.
- Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R., 1980. "The 1980 Eruption of Mount St. Helens", *Geological Survey Professional paper 1250*, Washington,
- Marangunic, C., Moreno, H., 1979. "Effects of a Landslide on Glacier Alaska", Report of Polar Studies, Report No. 30.
- Marangunic, C., Moreno, H., 1981. "Posibles efectos del volcán Callaqui en obras de la central Pangué", informe inédito, ENDESA.
- Moreno, H., Thiele, R., Lahsen, A., Varela, J., López, L., Araneda, M., Vergara, M., Tavera, J., 1984. "Estudio del volcán Callaqui: Geología y riesgo volcánico", informe inédito, ENDESA.
- Talwani, M., Werzel, J.L. and Landisman, M., 1959. "Rapid gravity computation for two dimensional bodies with applications to Mendocino submarine fracture zone", *J.G.R.*, vol. 64.
- UNESCO, 1993. Final Report, Regional Office for Science and Technology for South (Indonesia), Philippine Institute Volcanology and Seismology, Department of Science and Technology, 66 pp.

# Variaciones geomagnéticas diarias debido al efecto lunar: estudio basado en datos del Observatorio Geomagnético de Huancayo

Domingo Rosales\*  
Erick Vidal\*\*

*Recibido en abril de 2013; aceptado en noviembre de 2013*

## Abstract

The Moon apparently seems to have not appreciable effect in the geomagnetic monthly period, but Keil (1839), Sabine (1853), Broun (1874) and many others have shown a lunisolar daily variation. It is known that solar (S) and lunar (L) variation have seasonal variations. Seasonal changes of S, particularly on quiet days, have been studied in greater detail than the seasonal changes for L. The purpose of this paper is to describe in more detail the effect of the variation of L in the geomagnetic equator, in the absence of strong perturbations selecting conveniently geomagnetic data of Huancayo observatory (hourly mean) from January 1, 2008 to December 31, 2009, period which is longer in range of minimum solar activity of the last 160 years (end of solar cycle 23 and start of solar cycle 24).

The spectral analysis by wavelet and Fourier allows us to identify the main contribution of S diurnal and semidiurnal variations and its sidebands, besides the effect of the seasonal variation. In order to observe the variation L is subtracted the variation S together with its sidebands, allowing observed by Fourier spectral analysis and wavelet as the main contributions to the variation L, similar effect were described by Chapman and Miller (1940).

*Key words: Geomagnetism, moon variations, magnetic observatories.*

## Resumen

La Luna aparentemente parece no tener un efecto geomagnético apreciable de periodo mensual, pero Keil (1839), Sabine (1853), Broun (1874) y muchos otros han

\* Observatorio Geomagnético de Huancayo, Instituto Geofísico del Perú, correo electrónico: domingo.igp@gmail.com

\*\* Observatorio Geomagnético de Huancayo, Instituto Geofísico del Perú, correo electrónico: erick.vidal@igp.gob.pe

demostrado que existe una variación lunisolar diaria. Se sabe que la variación solar (S) y lunar (L) tienen variaciones estacionales. Los cambios estacionales de S, particularmente en días quietos, han sido estudiados en mucho más detalle que los cambios estacionales de L. El propósito del presente trabajo es describir con mayor detalle el efecto de la variación L en la zona del Ecuador geomagnético, en ausencia de fuertes perturbaciones por el que se ha seleccionado convenientemente los datos del Observatorio Geomagnético de Huancayo (promedios horarios) del 1 de enero del 2008 al 31 de diciembre del 2009, periodo que se encuentra dentro del rango más prolongado de mínima actividad solar de los últimos 160 años (fin del ciclo solar 23 e inicio del ciclo solar 24).

El análisis espectral por wavelets y Fourier nos permite identificar la variación S compuesto por sus armónicas, siendo  $S_1$  y  $S_2$  la principales contribuciones que corresponden a la variación diurna y semidiurna, así como de sus bandas laterales, además del efecto de la variación estacional. Con la finalidad de poder observar la variación L, es sustraída la variación S juntamente con sus bandas laterales, permitiendo observar mediante el análisis espectral por wavelets  $L_1$  y  $L_2$  como las principales contribuciones en la variación L, además del efecto estacional similar a lo descrito por Chapman y Miller (1940).

Palabras clave: *geomagnetismo, variaciones lunares, observatorios magnéticos.*

## Introducción

El campo geomagnético es en su mayor parte de *origen interno*. Sin embargo existe también un campo de *origen externo*, generado principalmente por la actividad solar. Una de las principales manifestaciones temporales del campo geomagnético de origen interno es la “variación secular” que sólo es apreciable en periodos largos de tiempo (mayor a dos años), en tanto que la “variación diurna” es una de las principales manifestaciones del campo geomagnético de origen externo, las cuales son observables en periodos más cortos (de 3 a 25 horas aproximadamente).

El estudio de las variaciones diurnas y su naturaleza no es simple. Son muchos los factores que influyen y llevan a diferentes tipos de resultados, dependiendo del tipo de datos usados y del método de análisis aplicado.

Los principales factores que influyen en la variación diurna son de *efecto solar*: actividad solar y rotación solar; de *efecto terrestre*: traslación de la Tierra alrededor del Sol, rotación de la Tierra, corrientes eléctricas ionosféricas y terrestres; y de *efecto lunar*: corrientes eléctricas ionosféricas, oceánicas y terrestres. Todos estos factores complican el análisis en las variaciones diurnas.

En las variaciones diurnas se pueden distinguir dos tipos de variaciones “periódicas” y “no periódicas”. Las variaciones periódicas son mejor observadas en

los días tranquilos, es decir en aquellos días en que la perturbación de la actividad solar es mínima. En el análisis de las variaciones periódicas diurnas nos permite distinguir hasta tres tipos de variaciones principales, debido al efecto solar (S), debido al efecto lunar (L), y debido al efecto de la rotación solar (R) (De Meyer, 2003).

La variación S tiene un periodo predominante diurna (24 horas), mientras que la variación L tiene un periodo predominante semidiurna (12.42 horas). La variación L debido a su pequeña amplitud, en relación con la producida por el Sol, no se aprecia directamente en los magnetogramas, sino que se debe deducir a través de un análisis armónico de varios meses de observaciones, lo usual para este tipo de análisis es utilizar todos los días del mes exceptuando los días perturbados.

En un análisis espectral la Luna aparentemente parece no tener un efecto geomagnético apreciable de periodo mensual (Střešitk, 1998), pero en el año 1841, M. Kreil usando los datos de Declinación de Praga anunció en la Sociedad de Ciencias de Bohemia, que descubrió la influencia lunar en la variación del campo geomagnético, luego de dicho descubrimiento E. Sabine, en 1853 y algunos otros científicos estudiaron y confirmaron este fenómeno para las tres componentes geomagnéticas. Van Bemmelin en 1912 fue el primero que trató la variación geomagnética lunar como un fenómeno global y analizó sus datos usando el método de los armónicos esféricos desarrollados por Schuster en 1889. Años más tarde S. Chapman, entre 1913 a 1917 hizo un estudio más detallado de la variación geomagnética lunar en estaciones individuales y expandió los valores de los armónicos esféricos obtenidos. En 1936, Bartels J., descubrió el marcado dominio de la amplitud semidiurna de la componente horizontal de la variación lunar, basada en datos del observatorio de Huancayo, ubicado dentro de la zona del Ecuador geomagnético. El mismo tipo de acrecentamiento fue reportado por los observatorios de Kodaikanal, 1958; Ibadan, 1959 y Addis Ababa, 1960; por lo que en 1962, S. Matsushita, propuso que ello sería debido a un efecto del *electrochorro* lunar en la zona ecuatorial magnética (Matsushita, 1967). Chapman y Lindzen en 1970 publicaron un tratado sobre mareas atmosféricas. En 1981 Winch revisó las técnicas de análisis lunar y estudio las variaciones lunares durante los años 1964 y 1965. Matsushita y Xu entre 1983 y 1984 re-examinaron los datos de la variación lunar de los primeros estudios del Año Geofísico Internacional (Cueto, 2001).

El cambio estacional de S ha sido estudiado por muchos investigadores en mucho más detalle que el cambio estacional de L, particularmente para los días quietos. Por lo que el propósito del presente trabajo es estudiar las variaciones del campo geomagnético en el observatorio de Huancayo, debido a las influencia de la Luna en ausencia de fuertes perturbaciones.

## Orígenes de las corrientes y campos de la variación lunar

Teóricamente las variaciones geomagnéticas lunares son debido a un proceso de circulación de corrientes eléctricas localizados en la región dinamo de la ionosfera aproximadamente a 100km de altitud y de corrientes secundarias, las cuales son inducidos por las corrientes ionosféricas, localizados en la corteza terrestre conductora (Cueto, 2001). Las corrientes ionosféricas responsable de las mareas geomagnéticas lunares son generadas por la marea atmosférica lunar que es gravitacionalmente forzado por la Luna, principalmente en la baja atmósfera, y que se propaga hacia la alta atmósfera. En la ionosfera la intensidad de las corrientes ionosféricas depende de la velocidad de los vientos y de la conductividad de la ionosfera. La conductividad ionosférica depende básicamente de la densidad de electrones, y de la gran dependencia del tiempo solar local. De esta manera la marea geomagnética lunar cambia con el tiempo solar así como con la edad lunar (Yamazaki *et al.*, 2012).

El efecto gravitacional de la Luna no solo actúa sobre la atmósfera terrestre, sino que también sobre los océanos y la parte sólida terrestre (esta última es poco conocido pero que contribuye con una marea gravitacional terrestre de +/- 20cm y puede llegar hasta 30cm. Los movimientos de marea de los océanos también generan corrientes eléctricas de dinamo en el agua salada conductora, que también contribuyen en la variación del campo geomagnético (Malin, 1970).

Los primeros estudios integrales de la influencia de la Luna sobre el campo geomagnético fueron realizados por Bartels y Jonhston en 1940, con datos de la intensidad total H del observatorio de Huancayo (periodo de marzo 1922 a octubre 1939), son analizados varios métodos de estudio de la variación L, de acuerdo a sus resultados determinaron que en los meses de noviembre a marzo L es mayor que el resto del año, así mismo L se incrementa proporcionalmente al número de manchas solares, pero que alrededor de junio L es mínimo, también determinaron que las variaciones S y L son independientes uno del otro (Bartels y Johnston, 1940a, 1940b).

## Datos

Debido a su ubicación estratégica del observatorio de Huancayo (ubicado en el Ecuador geomagnético, con coordenadas geográficas: latitud 12° 02' 28.69" Sur, longitud 75° 19' 14.11" Oeste, altitud 3,314 msnm, y Dip<sup>1</sup> al 2009.5 de 0.56°), se ha seleccionado convenientemente los promedios horarios de la intensidad horizontal (H) del observatorio de Huancayo, del 1 de enero del 2008 al 31 de diciembre del 2009, incluyendo 731 ondas lunares ó 1,462 ondas semilunares.

<sup>1</sup> Dip: distancia al Ecuador geomagnético.

La resolución de la frecuencia del espectro calculado es adecuada para determinar cualquier periodo asociado con la Luna. Los años 2008 y 2009 es el periodo que se encuentra dentro del rango más prolongado de mínima actividad solar de los últimos 160 años, correspondiente al mínimo de actividad solar del ciclo 23 e inicio del ciclo solar 24, registrándose un total de 780 días sin manchas solares, por lo que la influencia de la actividad solar en la Tierra es mínimo y esto es observado en las condiciones tranquilas del campo magnético terrestre. Lo que permite contar con una serie de datos uniformemente equiespaciados temporalmente, requisito fundamental para poder aplicar adecuadamente el análisis espectral mediante wavelets y análisis de Fourier. A los datos seleccionados se sustrae el efecto de la variación secular quedando el residual para ser analizado (Figura 1a).

### Método de análisis

Las variaciones L no son observables a simple vista en los magnetogramas ya que están enmascaradas por las variaciones S, que son mucho mayores. Por lo que se hace necesario tener varios meses de registro para aplicar el análisis espectral para identificar la contribución lunar.

Para la determinación de las variaciones geomagnéticas debido a la acción de la Luna, el método clásico usado es el desarrollado por Chapman y Miller (1940) el cual es descrito detalladamente por Malin y Chapman (1970), que consiste en agrupar los datos en meses de Lloyd<sup>2</sup> que corresponden a los solsticios de verano e invierno y a los dos equinoccios, analizándose el efecto lunar en cada grupo. Esta técnica generalmente es usada para la determinación de los primeros cuatro armónicos de la variación lunar, siendo la variación semidiurna ( $L_2$ ) la más importante, seguido de la variación diurna ( $L_1$ ). Bajo esta metodología Chapman y Bartels (1940) concluyeron que la variación estacional de L es mucho mayor que la de  $Sq^3$ , mientras que Matsushita y Maeda (1965) determinaron que ambas variaciones eran similares.

El presente análisis para las variaciones S y L es una extensión sobre el método tradicional de Chapman-Miller considerándose como una combinación lineal de las variaciones S y L mediante la relación  $H(t)=s(t)+L(t)$ . A los datos de la componente H sustraído la variación secular se aplica el análisis de wavelets y la transformada rápida de Fourier (FFT) en alta resolución con la finalidad de identificar las frecuencias fundamentales y su estructura fina (bandas laterales) de S. El análisis espectral por wavelets (Figuras 1b y 1c) permite determinar los periodos diurno y

<sup>2</sup> Meses de Lloyd: (D: noviembre, diciembre, enero y febrero, E: marzo, abril, septiembre y octubre, J: mayo, junio, julio y agosto).

<sup>3</sup> Sq: variación solar tranquila.

semidiurno de 24 y 12 horas respectivamente (frecuencias  $S_1$  (1 cpd<sup>4</sup>) y  $S_2$  (2 cpd)) y el periodo de rotación solar junto con sus armónicas (27.00, 13.5 y 9.00 días), siendo la frecuencia  $S_1$  la de mayor amplitud. En tanto que mediante el análisis de Fourier (Figura 3), además de las frecuencias  $S_1$  y  $S_2$  se observan también las bandas laterales con frecuencias  $S_{n,k} = (n+k/365.242199)$  cpd, con  $n = 1, 2, \dots$ ;  $k = 1, \pm 2, \dots$ , generado por la frecuencia moduladora anual  $h = 1/365.242199$  (que corresponde al periodo del año trópico) y sus armónicas sobre la variación solar diaria. Las bandas laterales son denotados por  $S_{n,k}$ ,  $n = 1, 2, \dots$ ;  $k = \pm 1, \pm 2, \dots$ , (De Meyer, 2003). El efecto de la variación estacional es observado en la variación de la amplitud de H (Figura 1a, 1d), son mayores en los meses de marzo, abril, septiembre y octubre, que corresponde a los dos equinoccios (mes de Lloyd E), similar variación que fue observado por Bartel y Jonhston (Bartels y Jonhston, 1940).

Para el análisis espectral de la variación L por wavelets son sustraídas las frecuencias que corresponden a la variación  $S = S(t)$ , para ello utilizamos la siguiente relación:

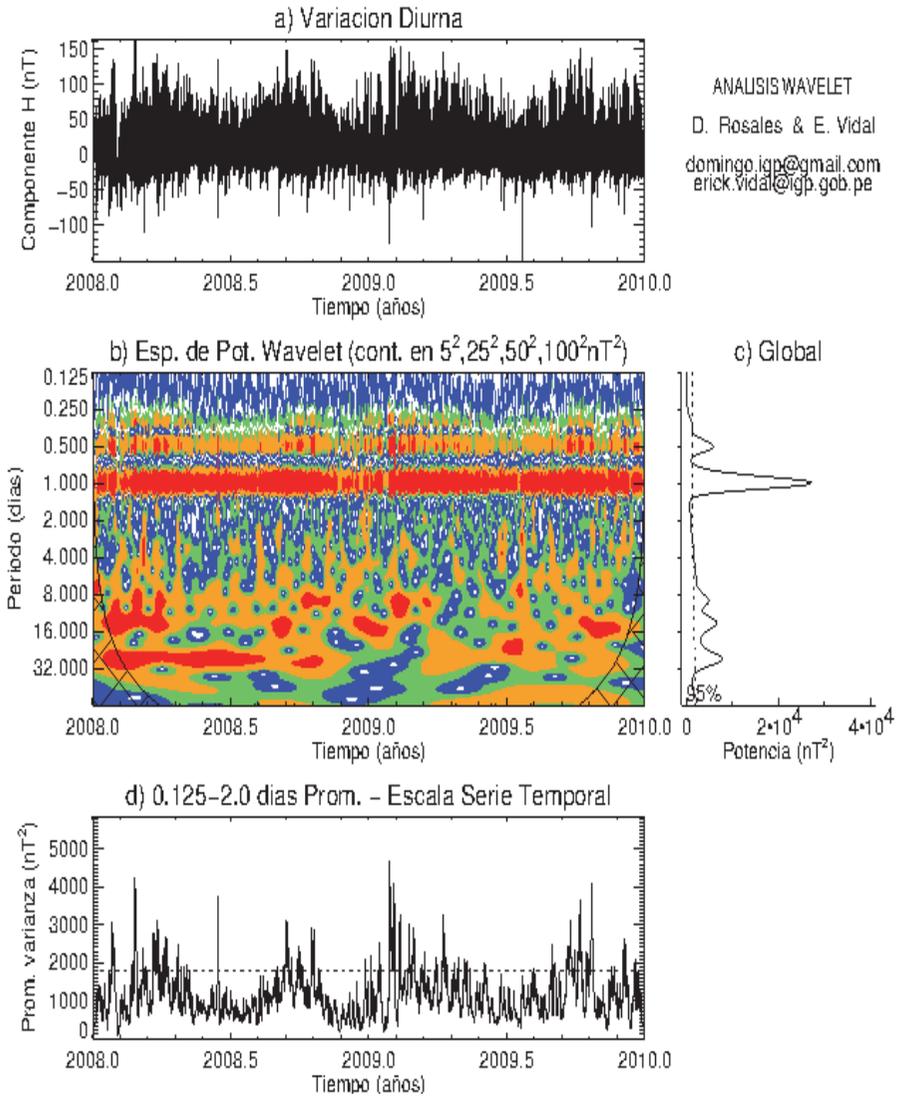
$$S(t) = \sum_{n=1}^4 \sum_{k=-2}^2 A_{n,k} \cos(\omega_{n,k} t - \varphi_{n,k}) \quad (1)$$

donde  $\omega_{n,k} = 2\pi n_{n,k}$  y  $S_{n,k} = 1/T_{n,k}$ .  $S_{n,k}$ ,  $T_{n,k}$ ,  $A_{n,k}$  y  $\varphi_{n,k}$  son las frecuencias, periodos, amplitudes y fases respectivamente. Si  $k = 0$  se tienen las variaciones principales y si  $k \neq 0$  se tienen las variaciones de sus bandas laterales respecto a  $S_n$ .

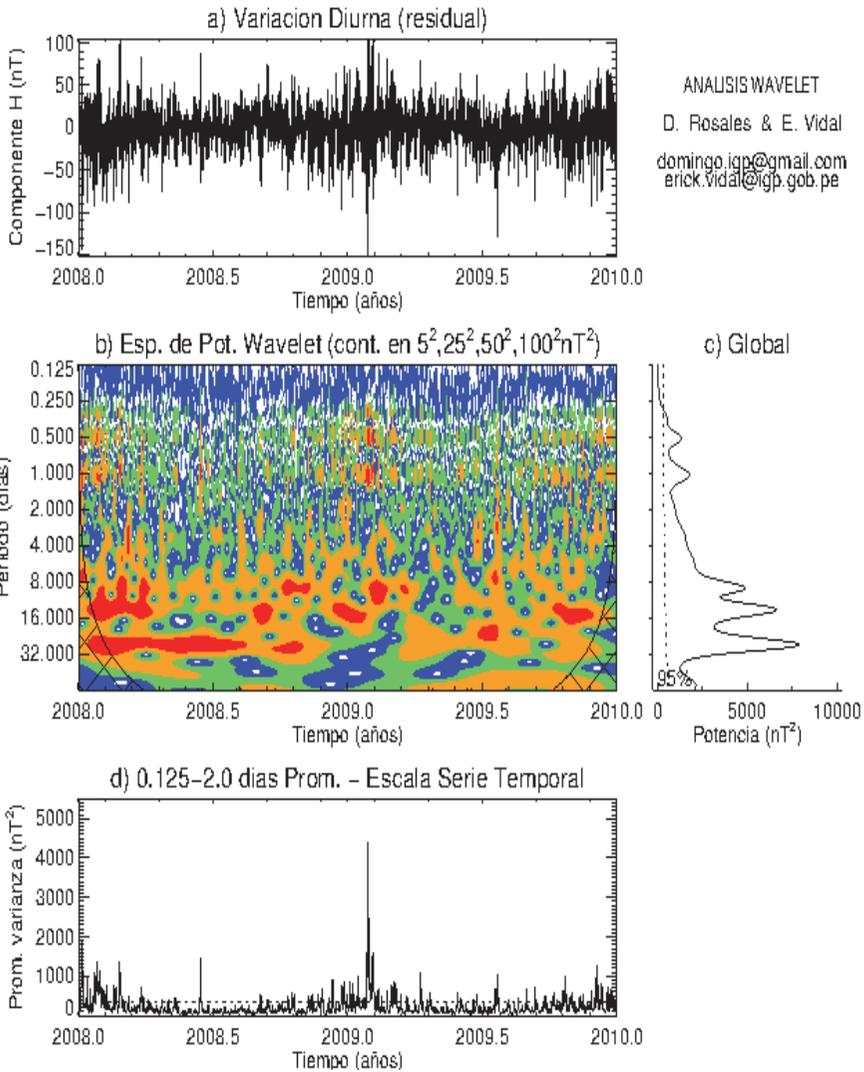
Las frecuencias en el análisis espectral por wavelets para la variación lunar viene dado por la relación  $L_n = (n+2/M)$ , donde  $n = 1, 2, \dots$  y  $M = 29.530588$  es el número de días solares en un mes lunar (mes sinódico lunar). Se muestra las frecuencias lunar diurna  $L_1$  (0.9323 cpd) y semidiurna  $L_2$  (1.9323 cpd), sus amplitudes son mucho menores incluso que el periodo de rotación solar y sus armónicas (Figura 2b, 2c). El efecto de la variación estacional es observado en la variación de la amplitud de L, siendo entre los meses de noviembre a marzo mayor y el mes de junio mínimo (Figura 2d), lo cual también concuerda con los trabajos de Bartels y Johnston (1940).

En el análisis espectral mediante la FFT para el efecto lunar (Figura 3), además de las variaciones diurna  $L_1$  y semidiurna  $L_2$  muestra el efecto de sus bandas laterales debido al efecto del periodo del año trópico. Las frecuencias laterales son definidas por la relación  $L_{n,k} = (n+2/M + k / 365.242199)$ , cpd, donde:  $n = 1, 2, \dots$ ;  $k = \pm 1, \pm 2, \dots$  y  $M = 29.530588$ .

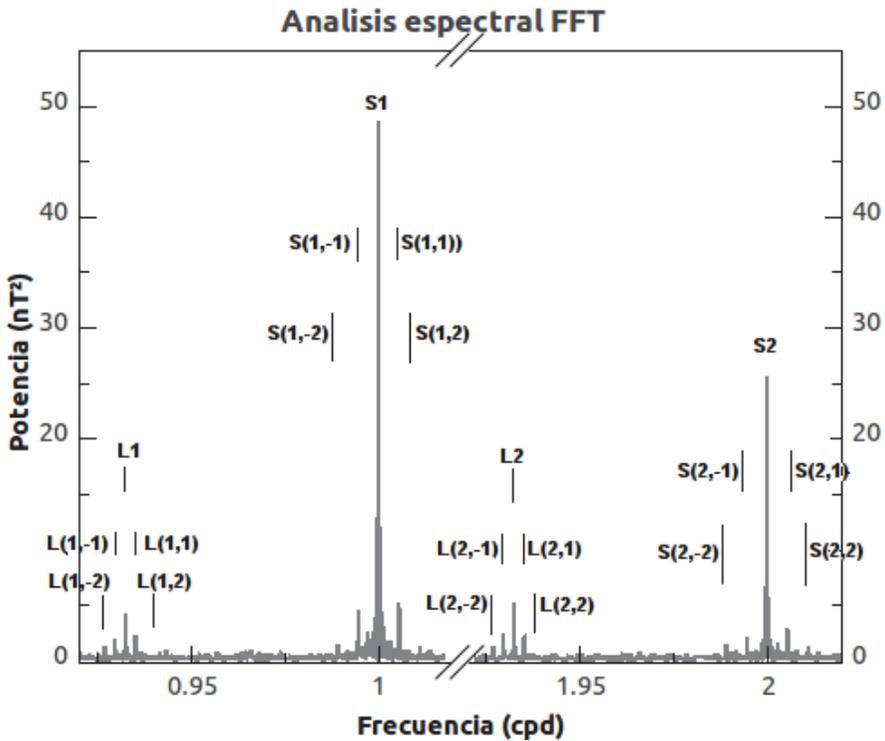
<sup>4</sup> cpd: ciclos por día.



**Figura 1.** (a) Intensidad horizontal H, (b) Espectro de potencia wavelet. Los niveles de contorno son en 25, 625, 2500 y 10000  $nT^2$ , (c) Espectro de potencia wavelet global, (d) Varianza promedio entre 0.125 - 2.0 días.



**Figura 2.** (a) Intensidad horizontal H sin la variacion S, (b) Espectro de potencia wavelet. Los niveles de contorno son en 25, 625, 2500 y 10000  $nT^2$ , (c) Espectro de potencia wavelet global, (d) Varianza promedio entre 0.125-2.0 días.



**Figura 3.** Espectro de potencia por medio de la transformada rápida de Fourier FFT para la variación diaria y semidiurna solar y lunar.

**Conclusiones**

Fueron aplicados dos métodos de análisis espectral; wavelets y la transformada rápida de Fourier para determinar las frecuencias de la variación solar y lunar, presentes en los datos de la intensidad horizontal del observatorio de Huancayo para un periodo de dos años (2008-2009) comprendido dentro del rango de mínima actividad solar. Los análisis espectrales muestran una prominente amplitud en la variación diaria con frecuencia  $S_1$  y sus bandas laterales  $S_{1,-2}$ ,  $S_{1,-1}$ ,  $S_{1,1}$  y  $S_{1,2}$ . Así mismo la varia semidiurna es observable junto con sus bandas laterales ( $S_2$  y sus bandas laterales  $S_{2,-2}$ ,  $S_{2,-1}$ ,  $S_{2,1}$  y  $S_{2,2}$ ) debido al efecto del periodo del año trópico (365.242199 días). La variación debido al efecto lunar también son observados en las variaciones diaria y semidiurna ( $L_1$  y  $L_2$ ), juntamente con sus bandas laterales ( $L_{1,-2}$ ,  $L_{1,-1}$ ,  $L_{1,1}$ ,  $L_{1,2}$ ,  $L_{2,-2}$ ,  $L_{2,-1}$ ,  $L_{2,1}$  y  $L_{2,2}$ ) debido al efecto del mes sinódico lunar (29.530588 días) y al año trópico.

En el análisis espectral por wavelets también verifica el periodo de 27.00 días y sus armónicas (13.50 y 9.00 días), periodos que corresponde al mecanismo de modulación debido a la variación de la actividad solar producido por el efecto de la rotación diferencial solar. La variación solar y lunar diaria exhiben variaciones estacionales con características distintas e independientes. La influencia del ciclo de actividad solar de 11 años no es observado en el presente análisis debido a que solo se ha tomado dos años de datos para el análisis espectral.

## Referencias

- Bartels J. and Johnston H. F., 1940a. *Geomagnetic Tides in Horizontal Intensity at Huancayo, Part I*, Department of Terrestrial Magnetism, 45(3), Carnegie Institution of Washington, Washington D.C., pp. 269-308.
- Bartels J. and Johnston H. F., 1940b. *Geomagnetic Tides in Horizontal Intensity at Huancayo, Part II*, Department of Terrestrial Magnetism, 45(4), Carnegie Institution of Washington, Washington D.C., pp. 485-512.
- Chapman S. y Miller J.C.P., 1940. "The statistical determination of lunar daily variations in geomagnetic and meteorological elements", *Mon. Notices Roy.Astron.Soc., Geophys.Syopl.*, No. 4, pp. 649-669.
- Cueto M., 2001. *Variaciones geomagnéticas diarias solares y lunares en los observatorios españoles*, Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid, España, pp. 60-116.
- De Meyer F., 2003. "A modulation model for the solar and lunar daily geomagnetic variations", *Earth Planets Space*, No. 55, pp. 405-418.
- Malin S.R.C., 1970. "Separation of lunar daily geomagnetic variations into parts of ionospheric and oceanic origin", *Geophys, J.R. Astr. Soc.*, No. 21, pp. 447-455.
- Matsushita S. and Maeda H., 1965. "On the geomagnetic lunar quiet daily variation field during the I.G.Y.", *J. Geophys. Res.*, No. 70, pp. 2535-2558.
- Matsushita S., 1967. "Solar quiet and lunar daily variation fields", *Physics of Geomagnetic Phenomena*, Academic Press, New York, pp. 302-424.
- Štréščík J., 1998. "Spectrum of geomagnetic activity in the period range 5-60 days: possible lunar influences", *Ann, Geophysicae*, No. 16, pp. 804-811.
- Yamazaki Y., Richmond A. D., and Yumoto K., 2012. "Stratospheric warmings and the geomagnetic lunar tide: 1958-2007", *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, pp. 1-11.

# Geomagnetic Field Variations at the South America Equatorial Electrojet

L. Benyosef\*  
L. Piaulino\*  
M. Lopes\*

*Recibido en mayo de 2013; aceptado en septiembre de 2013*

## Resumen

En este trabajo se presenta parte del estudio de las variaciones del campo geomagnético en el Electrochorro Ecuatorial sobre América del Sur. Fueron utilizados datos de las componentes horizontal H y vertical Z del campo geomagnético grabadas en dos estaciones de repetición: Cachoeira do Arari (01° 00' 41'' S y 48° 57' 48'' O); Capitão Poço (01° 44' 05'' S y 47° 03' 43'' O) ubicadas en el Estado del Pará, Brasil.

Estas variaciones en regiones de bajas latitudes presentan características originales. Datos de tres observatorios magnéticos, Isla de Ascensión, Tatuoca y Huancayo también fueron utilizados en este estudio.

Palabras clave: *Electrochorro Ecuatorial, campo geomagnético, estación de repetición, fluxgate, componente horizontal, variación magnética.*

## Abstract

This paper presents part of a study of the geomagnetic field variations at the South America Equatorial Electrojet. We have used data from the horizontal (H) and vertical (Z) components of the geomagnetic field recorded in two repeated stations: Cachoeira do Arari (01° 00' 41'' S and 48° 57' 48'' O) and Capitão Poço (01° 44' 05'' S and 47° 03' 43'' O) both located in the Para State, Brazil.

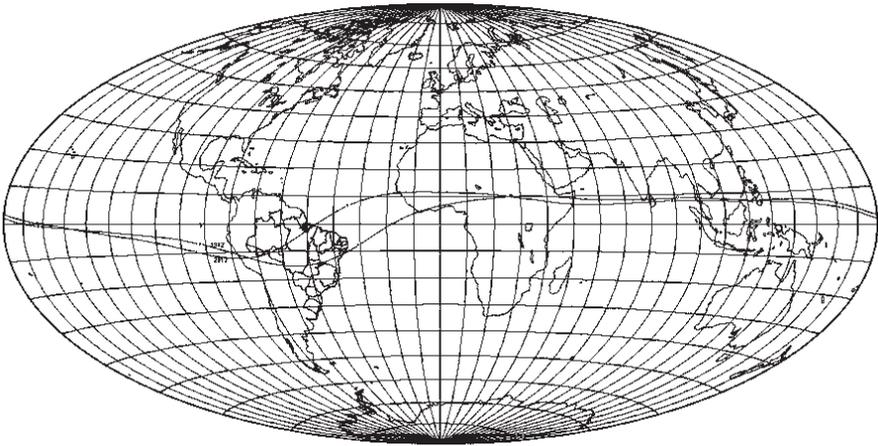
These variations at low latitude regions present original characteristics. Data from three magnetic observatories Ascension Island, Tatuoca and Huancayo were used in this study also.

Key words: *Equatorial Electrojet, geomagnetic field, repeated station, fluxgate, horizontal component, magnetic variation.*

\* Observatorio Nacional de Rio de Janeiro, Rua General José Cristino 77, CEP 20921-400, Sao Cristovao, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

## Introduction

The Brazilian Electrojet region has different characteristics whose study and interpretation enable better understanding of the dynamics of the phenomenological region. The region electrojet over Brazil's Amazon (Figure 1) is a zone with many difficult points to access.



**Figure 1.** Variation of magnetic inclination between 1912 and 2012. Source: ON.

Short period variations, a phenomenon analyzed in this work, are originated due to systems of electric currents generated by the movements of the atmospheric layers, ionized through the lines of the geomagnetic field. In periods without geomagnetic activity and eliminating the contributions of smaller timescale, as geomagnetic pulsations and the Moon, it has a diurnal variation.

The geomagnetic pulsations, which will be analyzed and classified in this work, are magnetic variations in a short time interval (between 0.2 seconds and 17 minutes) that occur in the geomagnetic field, resulting from interactions between electrically charged particles of the solar wind, the plasma magnetosphere and ionosphere.

This work analyzes the changes in the magnetic field recorded at Cachoeira do Arari (CAA) and Capitão Poço (CAP) repeated stations, comparing them with records of three magnetic observatories also located at low latitudes: Tatuoca (TTB), Huancayo (HUA) and Ascension Island (ASC).

This study considered the occupation in the period from 13 to 27 November 2008. The instrument used was a triaxial fluxgate magnetometer LEMI-417 with period 1 second and the sensors were buried 1 meter from surface and aligned with

(H, D, Z) components of the local geomagnetic field. The data was reduced to 1 minute according to IAGA format.

**Table 1**  
**Coordinates of the magnetic observatories and repeated stations used in this study**

<i>Observatories/ rep. stations</i>	<i>Abrev</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>	<i>Elevation (m)</i>
Tatuoca	TTB	1° 12.3' S	48° 19.4' O	54
Huancayo	HUA	12° 02.3' S	75° 19.4' O	3313
Ascension Island	ASC	7.949° S	14° 19' W	177
Cachoeira do Arari	CAA	1° 00' 41'' S	48° 57' 48'' O	76
Capitão Poço	CAP	1° 44' 05'' S	47° 03' 43'' O	80

In this study magnetic variations were analyzed considering periods between 1 and 17 minutes. In the first part of this study we analyzed H and D variations recorded in CAA, CAP, TTB, HUA and ASC. All repeated stations and observatories are located at low latitude, near the region of the Equatorial Electrojet.

## H Component

In the Equatorial Electrojet, the H component increases about 1, 5 times when compared with the other regions of the earth. This increase occurs because the contribution of the external currents is amplified by the currents induced into the Earth, since, in this region; the induced magnetic field produced into the Earth is nearly aligned with the external magnetic field (Acuña and Cabrejos, 2002).

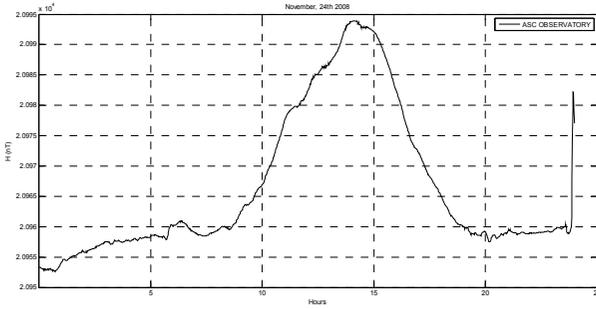
The results obtained in this work shows that the days had a calm activity between the period of November 13<sup>th</sup> and 24<sup>th</sup>, by the end of November 24<sup>th</sup> the occurrence of SSC\* approximately at 11:50.

PM at all stations and observatories indicates the beginning of a more intense activity, which lasts until 27<sup>th</sup>, and can be more noticeable on the 25<sup>th</sup>.

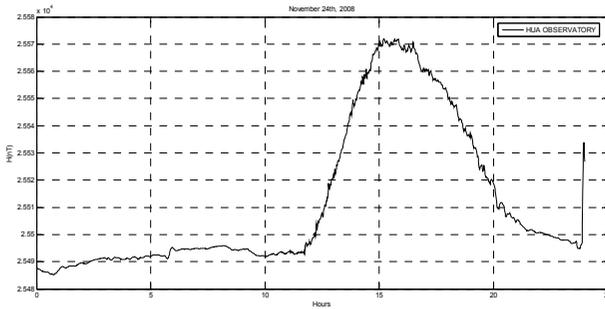
Despite the big amount of activity, it is possible to identify two Si in the 25<sup>th</sup> graphic, the first one is registered at 02:46, 02:46 am, am 02:39 am, 02:43 am and 02:45 am in ASC, CAP, TTB, CAA and HUA respectively, the second one started at 11:58 am in CAA and in TTB, at 12:01 pm in CAP and ASC and at 12:03 pm in HUA.

The differences between the activities registered in calm and in not calm days can be noticed in the graphics below. The day November 24<sup>th</sup> begins as a calm day, follows the expected behavior, with the biggest intensities in the middle of the day and without important changes during the rest of the day. On the other hand, it is possible to notice a more intense activity, because of this, it is observed that the variations don't follow any expected pattern, and are registered throughout the day, which makes more difficult to detect clearly the maximum value reached.

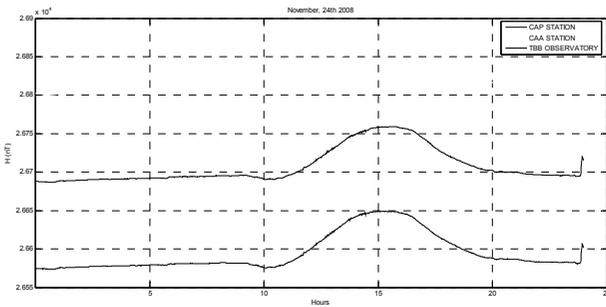
a)



b)



c)



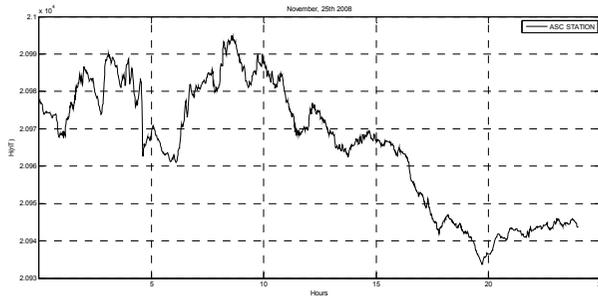
**Figure 2.** Start of a Magnetic Storm - H component - registered in November 24<sup>th</sup> in the observatories/stations a) ASC, b) HUA and c) CAA, CAP and TTB.

The amplitudes graphic shows the amplitude variations during the whole period studied. In this graphic is possible to observe that the amplitudes are almost always bigger in HUA, this might be explained by the fact that HUA is 3313 meters above the sea level while CAA, TTB and CAP are almost in the sea level. This difference of altitudes explains why the variations are felt more intensely in HUA than in the other stations. The distances from the stations to the Equatorial Electrojet also in-

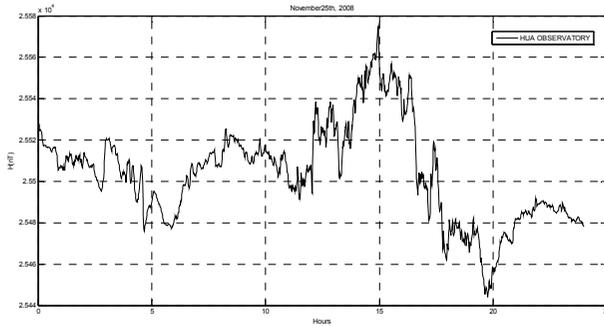
fluence the amplitudes: the near the station, the bigger the amplitude. This difference can be observed by the amplitude H in the figure, because ASC is in bigger latitudes. At the end of 24<sup>th</sup> November initiates a magnetic storm that is well recorded in the instruments from all repeated stations and observatories

This storm continues throughout the next day 25<sup>th</sup> November and it's more intense in the records of HUA than other observatories and repeated stations.

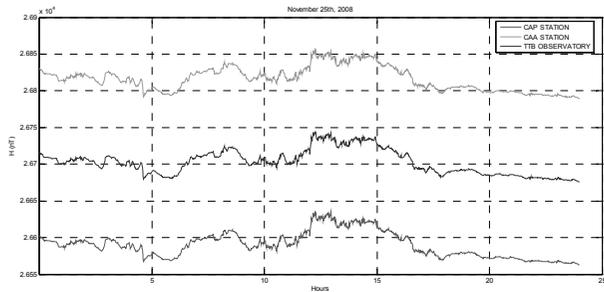
a)



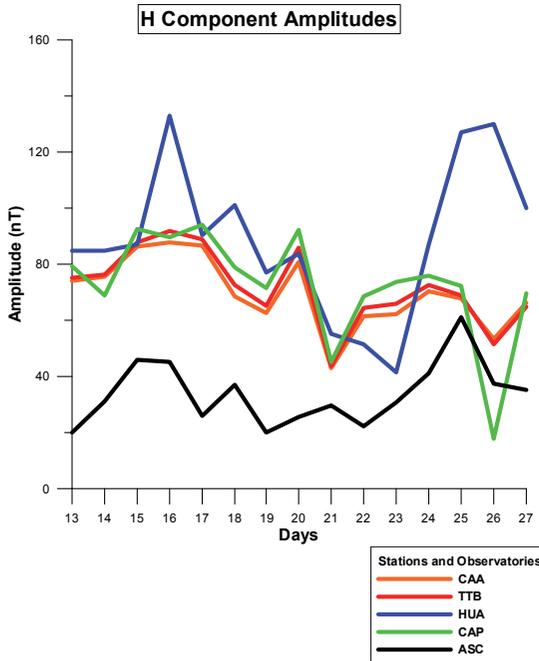
b)



c)



**Figure 3.** Magnetic Storms - H component - registered in November 25<sup>th</sup> in the observatories/stations a) ASC, b) HUA and c) CAA, CAP and TTB.



**Figure 4.** The observed amplitudes between November (13<sup>th</sup> and 27<sup>th</sup>) 2008.

The observed amplitudes shown in Figure 4 were considered as the differences between maximum and minimum daily values.

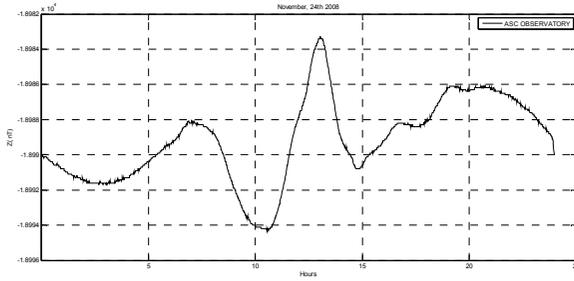
## Z Component

The planet Earth behaves as an imperfect conductor, with magnetic and electrical properties that depend on its topography and on its distribution of magnetic permeable and conductive material within. Due to these circumstances, the Z component daily variation measured in an observatory in land is largely influenced by the topography and underground structure that surrounds the observatory in which the measure was taken (Acuña and Cabrejos, 2002).

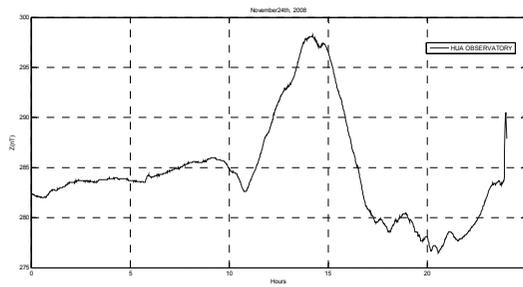
The geology of the places in which the stations used in this work are placed is quite distinct, since the HUA station is located in the Andes and TTB e CAA are two different islands formed by marine and fluvial sediments.

The HUA station, located in Peru, is placed in a mountainous region in the Andes. The Andes in the central part of Peru may be subdivided into three parts, the Western Cordillera, High Plateaux and Eastern Cordillera. Huancayo is located between the High Plateaux and the Eastern Cordillera (Dorbath *et al.*, 1989).

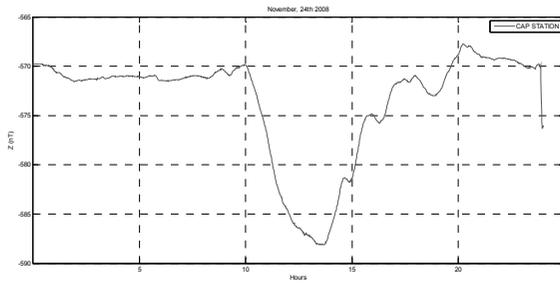
a)



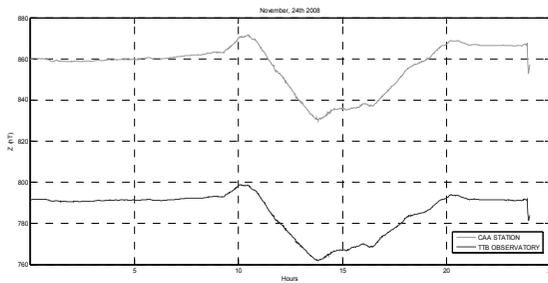
b)



c)

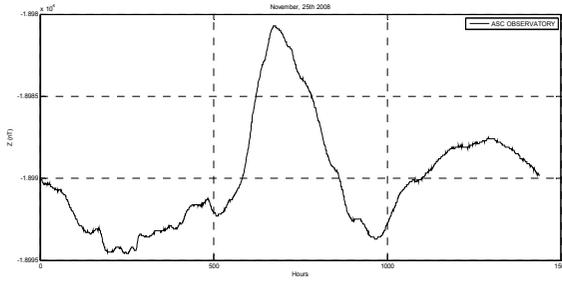


d)

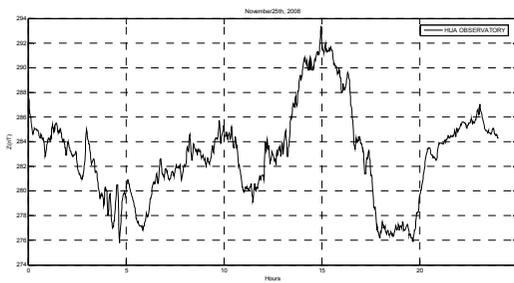


**Figure 5.** Start of a Magnetic Storm - Z component - registered in November 24<sup>th</sup> in the observatories/stations a) ASC, b) HUA and c) CAP and d) CAA and TTB.

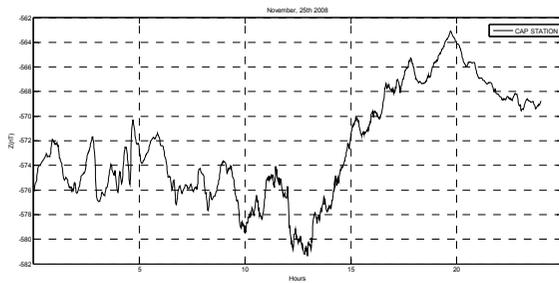
a)



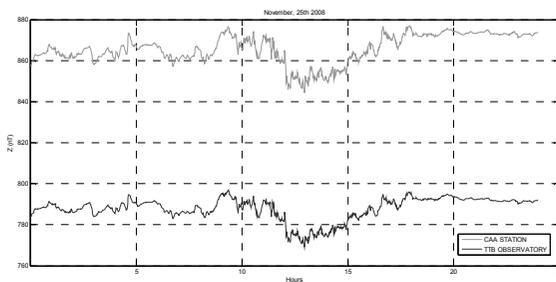
b)



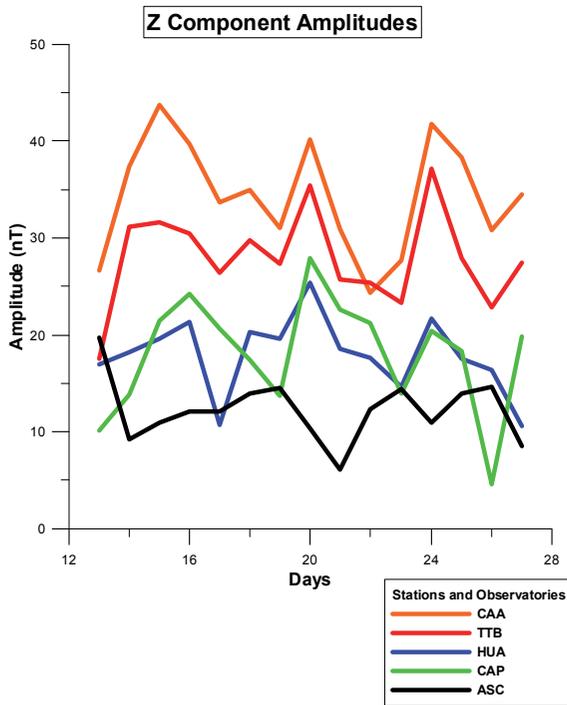
c)



d)



**Figure 6.** Magnetic Storm - Z component - registered in November and 25<sup>th</sup> in the observatories/stations a) ASC, b) HUA and c) CAP and d) CAA and TTB.



**Figure 7.** The amplitudes observed in the period between November (13<sup>th</sup> and 27<sup>th</sup>) 2008.

The High Plateau is formed by moderately folded and thrust marine Mesozoic and continental Paleogene rocks, covered by Miocene volcanic sediments. The Eastern Cordillera is mainly formed by fold and faulted Precambrian and Paleozoic rock. The contact between the High Plateau and the Eastern Cordillera is covered by Cenozoic basins oriented NW-SE, this basins include the Huancayo Basin (Dorbath *et al.*, 1989).

On the other hand, the region where TTB, CAP and CAA are placed is composed by holocene sediments, forming packages between 2 to 5 meters thick mainly made of fine to very fine sands, with well selected pieces of coal scattered and, eventually, pieces of ceramics. This sediments cover the older ones below, that forma a package that might reach 10 meters thick, constituted mainly by bioturbated sands, with selection varying from moderated to good, fine to mediums grains, it can be locally conglomeratic. Pelites and shales are also present (Tatumi *et al.*, 2008).

These differences in the place’s geological settings certainly exerts some influence in the Z component behavior, what makes such difference registers between the stations, as observed in the graphics.

Much of the variation in  $Z$  reflected in the ASC magnetogram comes from electric currents induced in the Atlantic Ocean, because ocean water is a good electrical conductor.

In the graphics below it is possible to notice a pattern: the value's intensities in TTB and stations CAA are similar and bigger than the ones in HUA. It is also observed that the variations in TTB and CAA are opposite to the ones in HUA.

Besides, the  $Z$  component values are slightly larger in CAA when compared to TTB and CAP, this might be explained by the distances from the stations to Equatorial Electrojet, in this context, it is possible to say that the values are smaller in TTB observatory and CAP station because it is near the EEJ than CAA station. The same justifications can be used to explain the low values recorded in HUA, since this stations is almost under the EEJ. Already in ASC the  $Z$  component values are bigger because it is far the EJJ.

The amplitude's graphic supports the geological influence in the  $Z$  component, since it shows a great similarity between the TTB, CAA and CAP graphics that are all geographically near and have similar geological settings. No similarities are noted in HUA and ASC graphics, since this places have very different geology.

Figure 7 shows the observed amplitudes. These values were considered as the differences between maximum and minimum daily values.

## **Discussion**

The results presented are about the horizontal ( $H$ ) and vertical ( $Z$ ) components of the geomagnetic field, all of them were recorded in low latitudes in the stations of CAA, TTB, CAP, HUA and ASC, in other words, they are all near the Equatorial Electrojet.

## **Conclusion**

For analyzed period was possible to note that in some aspects the  $H$  and  $Z$  components behavior was according to the expected. The  $H$  component has much higher values than the  $Z$  component, which is expected since in the EEJ the  $I = 0$ , then the  $H$  reaches its maximum value.

For the reason explained above, the  $Z$  component in the cities near the EEJ is smaller than the ones that are farther other information of this component is that it is negative when recorded in latitudes under the EEJ, it also behaves very differently in the places that have distinct geology, in other words, more common places that are far away from each other as HUA and ASC for example, and behaves similarly in places with similar geology, usually happens in places that are near to each other as TTB and CAA.

Unlike Z component, the H component is not related with the geology, but with the localization of the station or observatory. It was noted the altitude and latitude may cause differences in the H component and its amplitude.

In this work it is possible to conclude that the EEJ really exerts a strong influence in the Earth magnetic field, affecting in different ways the distinct areas depending on their geological setting and their distance from the EEJ.

### Acknowledgments

The authors wish to thank our colleagues Ronaldo Marins de Carvalho and Elizabeth Cunha Lima from the ON/Geomagnetism Team by repeated stations measurements used in this work.

### Bibliography

- Acuña, J.; Cabrjos, J.; Fukushima, N., 1999. "Corrientes eléctricas alineadas con el campo geomagnético en bajas latitudes magnéticas", *Revista de Investigación de Física*, Vol 1.
- Amarante, J.A.A., 1967. *Guia para a identificação e classificação das Variações Geomagnéticas de Curta Duração*, Comissão Nacional de Atividades Espaciais, 29 pp.
- Chandra, H., Simha, S., Rastogi, R.G., 2000. "Equatorial Electrojet Studies from Rocket and ground measurements", *Earth Planets Space*, 52, pp. 111-120.
- Dorbath, C. *et al.*, 1990. "Seismicity of the Huacayo Basin (Central Peru) and the Huatapallana Fault", *Journal of South America Earth Sciences*, Vol. 3.
- Forbush, S.E. y Casaverde M., 1961. Equatorial Electrojet in Peru-Canegie Institution of Washington Publication 620.
- Jeffrey J., 2008. "Magnetic monitoring of Earth and space", *Physics Today*.
- Knapp, G.D.; Hurwitz, L.; Nelson, H.J., 1962. *Magnetism of the Earth*, U.S. Department of Commerce.
- Miranda, M., 2010. "Sedimentologia, Isótopos Estáveis e Palinologia de Depósitos Quaternários no Leste da Ilha do Marajó", Estado do Pará, Tese de Doutorado, USP.
- Rastogi, R.G., Kitamura, T. y Kitamura, K. 2004. "Geomagnetic Field Variations at the Equatorial Electrojet Station in Sri Lanka", *Peredinia. Annales Geophysical*, pp. 2729-2739.
- Shume, E.B. *et al.*, 2010. "Variabilities of the equatorial electrojet in Brazil and Perú", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, pp. 1-9.



# Magnetic susceptibility, magnetization, magnetic moment and characterization of Carancas meteorite

Domingo Rosales\*  
Erick Vidal\*\*

*Recibido en abril de 2013; aceptado en septiembre de 2013*

## Resumen

El 15 de septiembre del 2007, en la comunidad de Carancas (Puno, Perú) un meteorito rocoso formó un cráter de tipo explosivo con un diámetro promedio de 13.5m varias muestras de fragmentos de meteorito fueron coleccionados. El análisis petroológico realizado indica que corresponde a un meteorito del tipo condrito ordinario H 4-5.

En el presente trabajo analizamos las propiedades magnéticas de un fragmento del meteorito con un magnetómetro de protones.

Con la finalidad de tener una completa caracterización del meteorito de Carancas y su cráter, a partir de diversas publicaciones, artículos y reportes, realizamos una compilación de las más importantes características y propiedades de este meteorito.

Palabras clave: *meteorito de Carancas, magnetización remanente, susceptibilidad magnética.*

## Abstract

On September, 15<sup>th</sup>, 2007, in the community of Carancas (Puno, Peru) a stony meteorite formed a crater explosive type with a mean diameter of 13.5m some samples meteorite fragments were collected. The petrologic analysis performed corresponds to a meteorite ordinary chondrite H 4-5.

In this paper we have analyzed the magnetic properties of a meteorite fragment with a proton magnetometer.

\* Observatorio Geomagnético de Huancayo, Instituto Geofísico del Perú, correo electrónico: domingo.igp@gmail.com

\*\* Observatorio Geomagnético de Huancayo, Instituto Geofísico del Perú, correo electrónico: erick.vidal@igp.gob.pe

Also in order to have a complete characterization of the Carancas meteorite and its crater, from several papers, articles and reports, we have made a compilation of the most important characteristics and properties of this meteorite.

Key words: *Carancas meteorite, remanent magnetization, magnetic susceptibility.*

## **Introduction**

On September, 15<sup>th</sup>, 2007, 11:40:14.4 Local Time, close to noon, (16:40:14.4 UT) , the impact of a stony meteorite took place in the community of Carancas, Desaguadero town, Chucuito city, Region of Puno, Peru, on the south, near to lake Titicaca on the border with Bolivia, forming a crater explosive type with a mean diameter of 13.5m. The geodesic coordinates of the center of the crater measured with GPS are: latitude 16° 39' 52.2'' South, longitude 69° 02' 38.8'' West, altitude 3,824m. Meteorite fragments were sent to laboratories for petrologic analysis; results correspond to a meteorite type Ordinary Chondrite and of group H 4-5 by their iron content.

In this paper we have analyzed the magnetic properties (remanent magnetization, remanent magnetic moment, magnetic susceptibility and induced magnetic moment) of a meteorite fragment with a Overhauser proton magnetometer POS-1.

On the other hand, spectrographic, chemical and others analyses were performed. Several papers, articles and reports were published in different journals, each work showing different characteristics and properties such as the fireball and its trajectory, the meteorite, the crater and the ejecta. In order to have a complete characterization, we have made a compilation of all these works of the most important characteristics of the Carancas meteorite and its crater.

## **Magnetic susceptibility, magnetization and magnetic moment measurements**

Magnetic susceptibility and magnetization of rocks and the permanent and induced moment of objects such as a meteorite can be measured using a proton magnetometer. The procedure involves rotating a sample about a point close to the magnetometer sensor on a line which is in the direction of the earth's total field  $F$  and passes through the center of the sensor. Measurements of the maximum anomaly  $T_{\max}$  and minimum anomaly  $T_{\min}$  observed and the value of the field without the sample present  $T_0$  is sufficient to allow calculation of magnetic susceptibility and induced and remanent magnetization. Next, measure the diame-

ter of the sample which should be spherical as possible, measure the average diameter  $D$ , of the specimen and the distance  $r$ , between the center of the specimen when rotated and the center of the sensor. These five parameters,  $T_0$ ,  $T_{\max}$ ,  $T_{\min}$ ,  $D$ , and  $r$ , are all that is needed in the following formulae to calculate both magnetic susceptibility and magnetization or the induced and permanent magnetic moments of a small object (Breiner, 1973).

**Mathematical formulations**

For the remanent magnetization:

The remanent anomaly  $T_r$  is given by:

$$T_r = \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} = \frac{2M_r}{r^3} = \frac{2I_r \frac{4}{3}\pi\left(\frac{D}{2}\right)^3}{r^3} \tag{1}$$

Therefore

$$I_r = \frac{3}{2\pi} \left(\frac{r}{D}\right)^3 (T_{\max} - T_{\min}) \tag{2}$$

and

$$M_r = \frac{r^3}{4} (T_{\max} - T_{\min}) \tag{3}$$

where  $I_r$  is the remanent magnetization per unit volume expressed in  $nT$  ( $1 \cdot nT = 10^{-5} G$ )<sup>1</sup> and  $M_r$  is the remanent magnetic moment expressed in “electromagnetic unit (*emu*)” ( $1 \cdot emu = 1 \cdot G \cdot cm^3$ ).

For the induced magnetization:

The induced anomaly  $T_i$  is given by:

$$T_i = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} - T_0 = \frac{2M_i}{r^3} = \frac{2I_i \frac{4}{3}\pi\left(\frac{D}{2}\right)^3}{r^3} \tag{4}$$

<sup>1</sup> G: Gauss.

and

$$I_i = kF = \frac{3}{2\pi} \left( \frac{r}{D} \right)^3 (T_{\max} + T_{\min} - 2T_0) \tag{5}$$

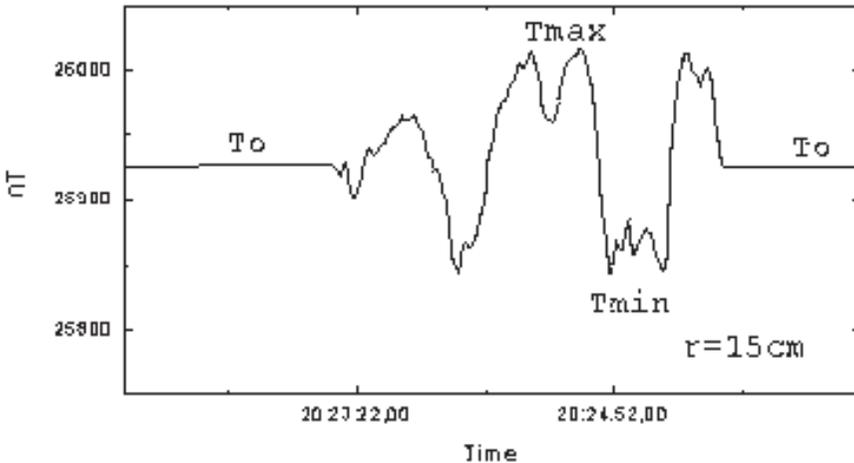
Hence

$$k = \frac{3}{2\pi F} \left( \frac{r}{D} \right)^3 (T_{\max} + T_{\min} - 2T_0) \tag{6}$$

and

$$M_i = \frac{r^3}{4} (T_{\max} + T_{\min} - 2T_0) \tag{7}$$

where  $I_i$  is the magnetic susceptibility per unit volume expressed in  $nT$ , and  $M_i$  is the induced magnetic moment expressed in  $emu$ .  $k$  is the magnetic susceptibility, is a dimensionless proportionally constant that indicates the degree of magnetization of a material in response to an applied magnetic field. The total magnetization per unit volume is  $I_t = I_r + I_i$ .



**Figure 1.** Readings during rotation of meteorite fragment to 15cm away from the proton sensor.

The meteorite fragment analysed have 28.777gr, an average diameter  $D=2.460\text{cm}$ , with density  $3.629\text{gr/cm}^3$ . The readings obtained during rotation of specimen to 15cm away from the proton sensor are shown in Figure 1.

Eight sets of measurements were performed at 10, 15, 20, 25, 30 40, 50 and 75 cm away from the proton sensor, the set at 10cm was removed due to the signal of proton magnetometer was degraded.

The determination of magnetic properties of Carancas meteorite is given in the Table 1. For  $I_i$  and  $M_i$  has not been possible to determine with greater precision so these values are only referentially.

**Table 1**  
**Magnetic susceptibility and induced and remanent magnetization**

r(cm)	$T_r$ (nT)	$T_i$ (nT)	$I_r$ (G)	$M_r$ (emu)	$I_i$ (G)	$M_i$ (emu)
15	93.132	9.094	0.2016	1.5720	0.0197	0.1530
20	39.710	6.393	0.2038	1.5890	0.0328	0.2560
25	20.245	0.514	0.2029	1.5820	0.0052	0.0400
30	11.569	0.863	0.2004	1.5620	0.0149	0.1170
40	4.871	0.658	0.2000	1.5590	0.0157	0.1220
50	2.671	0.658	0.2142	1.6690	0.0528	0.411
75	0.795	0.402	0.2151	1.6770	—	—
Mean			0.2054±0.0064	1.6014±0.0500	0.0235±0.0169	0.1832±0.1317

**Characterization of Carancas meteorite and its crater**

Some samples meteorite fragments were collected. Magnetic, spectrographic, chemical and others analysis were performed. Several papers and articles about Carancas meteorite were published, each work showing different characteristics and properties. The compilation of all these works with the most im portant characterizations of Carancas meteorite and its crater are:

**The place impact:**

Latitude	16° 39' 52.2'' South	
Longitude	69° 02' 38.8'' West	
Altitude	3,824m	(Rosales <i>et al.</i> , 2008)
Impact date	September 15 <sup>th</sup> , 2007	
Impact time UT	16:40:14.4 universal time	
Impact time LT	11:40:14.4 local time	(Tancredi <i>et al.</i> , 2009)

Community	Carancas	
City	Chucuito	(Rosales <i>et al.</i> , 2008)
Region	Puno	
Country	Peru	

**Meteoroid before entering the atmosphere:**

Initial velocity	Between 12 - 17km/s	
Initial mass	Between 7 - 12ton	
Initial diameter	Between 1.6 - 2.0m	(Tancredi <i>et al.</i> , 2009)
Initial kinetic energy	From 0.12 - 0.41kT TNT	
Original orbit meteoroid	Compatible with NEAs*	

**The meteoroid before the impact:**

Diameter	Between 0.6 - 1.1m	(Tancredi <i>et al.</i> , 2009)
Mass	Between 0.3 - 3.0tons	

**The meteoroid during the impact:**

Impact velocity	Between ~3 - 6km/s	
Impact angle	Between 45° - 60°	(Tancredi <i>et al.</i> , 2009)
Trajectory azimuth	Between 80° - 110°	
Impact energy	Between ~1 - 3tons TNT	
Local seismic magnitude	ML = 1.45	(Le Pichon <i>et al.</i> , 2008)
Seismic energy generated by impact	Roughly 9.4x10 <sup>6</sup> J Equivalent to 2.3kg TNT	(Tancredi <i>et al.</i> , 2009)
Seismic efficiency	10 <sup>-3</sup>	

**The meteorite:**

Type	Ordinary Chondrite H4-5	(Varela and Branztatter, 2007)
Density	3.629gr/cm <sup>3</sup>	
Remanent magnetization per volume unit	$I_r = 0.2054$ Gauss	(Rosales <i>et al.</i> , 2008)
Ablation coefficient	0.014s <sup>2</sup> /km <sup>2</sup>	(Kenkmann <i>et al.</i> , 2008)

\* NEAs: Near-Earth Asteroids.

**The crater:**

Diameter approximately	13.5m	(Rosales <i>et al.</i> , 2008)
Deep of crater	Between 2.4 - 5.0m	(Tancredi <i>et al.</i> , 2008)
Type crater	Explosive	(Pereira, 2007)
Shape of the crater	Nearly circular	
Diameter water pond in the crater	Between 7.4 - 7.8m	(Miura, 2008)

**The ejecta:**

Density of ejecta	1.700gr/cm <sup>3</sup>	(Tancredi <i>et al.</i> , 2009)
Ejection max. distance and direction	348m SW	(Rosales <i>et al.</i> , 2008)

**The meteorite mineralogical composition:**

Pyroxene 1	40%	
Olivine	20%	
Feldspar	10%	
Pyroxene 2	10%	
Kamacite	15%	(Macedo <i>et al.</i> , 2007)
Troilite	5%	
Cromite	traces	
Native Cu	traces	

**The meteorite chemical compound:**

Compound	O1 (%)	Px (%)	
SiO <sub>2</sub>	38.30 - 39.70	55.40 - 56.50	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.15 - 1.55	
TiO <sub>2</sub>	0.00 - 0.06	0.06 - 0.29	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00 - 0.03	0.14 - 0.76	(Varela and Brandztatter, 2007)
MnO	0.42 - 0.48	0.47 - 0.48	
FeO	17.1 - 17.2	16.60	
CaO	0.00	0.54 - 1.08	
MgO	43.40 - 43.50	29.10 - 31.40	

**The meteorite chemical elements:**

Si	18%	
Mg	14%	
Fe	14%	
Al	1.7%	
S	1.6%	
Ca	1.5%	
Na	1.9%	(Nuñez del Prado <i>et al.</i> , 2008)
Cr	traces	
P	traces	
K	traces	
Cu	traces	
Re	traces	
Rh	traces	

**The oxygen isotope analysis:**

$\delta^{17}\text{O}$	Between 3.02 - 2.94 ‰	
$\delta^{18}\text{O}$	Between 4.52 - 4.32 ‰	(Nuñez del Prado <i>et al.</i> , 2008)
$\Delta^{17}\text{O}$	Between 0.67 - 0.68 ‰	

**The X-ray diffractometry analysis:**

Pyroxene	paramagnetic	
Olivine	paramagnetic	
Troilite(FeS)	magnetic	(Cerrón and Bravo, 2008)
Kamacite (FeNi)	magnetic	

**Conclusion**

The Carancas meteorite is a ordinary chondrite H 4-5, which produced a crater on Earth's surface, an event like this should have not occurred, normally such meteoroids ablating on the Earth's atmosphere.

Carancas crater was product of a hypervelocity impact. In spite of significant ablation, the meteoroid did not catastrophically disrupt and/or disperse during its atmospheric entry (Tancredi *et al.*, 2009).

Carancas meteorite has a remanent magnetization of  $I_r = 0.2054$  Gauss and remanent magnetic moment  $M_r = 1.6014$  emu. Induced magnetization could not be determined with greater precision so this value determinates ( $I_i \approx 0.0235$  Gauss, and  $M_i \approx 0.1832$  emu) are only referentially.

The characterization of the Carancas meteorite and its crater allows us to have all the necessary information about this event.

## References

- Breiner S., 1973. "Applications manual for portable magnetometers", *Geometrics*, San Jose, California, pp. 33-37.
- Cerron M., and Bravo J., "Preliminary characterization of samples from the Carancas (Puno, Peru) meteorite and its crater", *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, pp. 2356.
- Irving E., 1964. *Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems*, Jonh Willey and Son, Inc., New York/London/Sydney, pp. 11-15.
- Kenkamman T., Artemieva N., Poelchau M., 2008. "The Carancas event on September 15, 2007: meteorite fall, impact conditions, and crater characteristics", *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, LPI contribution No. 1391, p. 1094.
- Le Pichon A., Antier K., Cansi Y., Hernandez B., Minaya E., Burgoa B., Drob D., Evers L.G., and Vaubaillon J., 2007. "Evidence for a meteoritic origin of the September 15, 2007, Carancas crater", *Meteoritics and Planetary Science* 43, No. 11, pp. 1797-1809.
- Macedo L.F., and Macharé J. O., 2007. "The Carancas Meteorite fall, 15 September 2007", Official INGEMMET initial report. Released 21 September 2007.
- Miura Y., 2008. "Multiple explosions during cratering at Carancas meteorite hit in Peru", *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, pp. 2027.
- Nuñez del Prado H., Machare J., Macedo L., Chirif H, Pari W., Ramirez-Carnona M., Aranda A., Greenwood R. C., Franchi I. A., Canepa C., Bernhardt H.-J., and Plascencia L., 2008. "The meteorite fall in Carancas, Lake Titicaca Region, Southern Peru: First results", *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, p. 2555.
- Paransis D.S., 1971. *Geofísica Minera*, Edit. Paraninfo, Madrid, pp. 40-47.
- Pereira G., 2007. Informe preliminar del evento sucedido en septiembre 15 de 2007, Planetario Max Schreier, Bolivia.

- Rosales D., Vidal E., Ishitsuka J., and Venavente S., 2008. "Geomagnetic study of Carancas meteorite and it's crater", *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, LPI contribution No. 1391, p. 1744.
- Tancredi G., Ishitsuka J., Rosales D., Vidal E., Dalmau E., Pavel A., Benavente S., Miranda P., Pereira G., Vallejos V., Varela M. E., Brandstätter F., Schultz F., Harris R. S., Sanchez L., 2008, "What do we know about the 'Carancas-Desaguadero' fireball, meteorite and Impact crater?", *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, LPI contribution No. 1391, p. 1216.
- Tancredi G., Ishitsuka J., Schultz P. H., Harris S. R., Brown P., Revelle D., Antier K, Le Pichon A., Rosales D., Vidal E., Varela M. E., Sanchez L, Benavente S., Bojorquez J., Cabezas D., and Dalmau A., 2009. "A Meteorite Crater on Earth formed in September, 15 2007: the Carancas Hypervelocity Impact", *Meteoritics and Planetary Science*, MAPS-1101.
- Varela E., and Brandztatter F., 2007. *Estudio petrográfico*, Casleo, Naturhistorisches Museum, Argentina, Austria.

# Magnetometers for a Geomagnetic and Seismic Combined Survey

L. Benyosef\*  
A. Wiermann\*  
J.R. Carvalho\*

*Recibido en mayo de 2013; aceptado en septiembre de 2013*

## Resumen

El Laboratorio de Desarrollo de Sensores Magnéticos del Observatorio Nacional (LDSM/ON) desarrolla y construye sensores y magnetómetros fluxgate de alta sensibilidad utilizando aleaciones amorfas y nanocristalinas. El Equipo de Sismología del Observatorio Nacional conduce estudios sísmicos con datos del Consorcio IRIS. Seis nuevas estaciones con sismómetros de banda

ancha y magnetómetros de alta resolución están siendo instalados en el Estado de Río de Janeiro. Para esto, magnetómetros sensibles han sido especialmente desarrollados utilizando sensores con núcleos nanocristalinos (FeSiCuNbB). El sistema registra los datos magnéticos en un rango de (0,001-100) Hz, con resolución de 0.1 nT y ruido de 800 pT (rms).

Palabras clave: *Magnetómetro, sensores nanocristalinos, seismo-magnetismo.*

## Abstract

The Laboratory of Magnetic Sensors Development (LDMS/ON) from the Observatório Nacional develops and builds high sensitivity fluxgate sensors and magnetometers using nanocrystalline and amorphous alloys. The Seismological Team of the Observatorio Nacional leads seismic studies using data from the IRIS Consortium. Six stations using broadband seismometers and high resolution fluxgate magnetometers to work combined are being installed in the Rio de Janeiro State. The developed magnetometers have high sensitive ring-core sensors made using nanocrystalline (FeSiCuNbB) alloy. The system records magnetic data in a range (0.001-100) Hz with resolution 0.1 nT and noise: 800 pT (rms).

Key words: *agnetometer, nanocrystalline sensors, seismo-magnetism.*

\* Observatorio Nacional de Rio de Janeiro, Rua General José Cristino 77, CEP 20921-400, Sao Cristovao, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

## Introduction

The Rio de Janeiro state, situated at Brazil southeast region, has a seismic activity characterized by low magnitude events, although there are records of events with magnitude exceeding 4.0 on the Richter Scale.

Due to increasing off-shore construction activities taking place at Campos Basin near the coast of Rio de Janeiro, a detailed and systematic study of local seismic activities becomes of great importance as a tool to help accessing potential impacts and consequent risks over the human activities on the field. In order to start such studies, a network of six broadband seismic stations were built and will be deployed along the region, forming a sensing array focused on local and regional seismic activity, with special attention to offshore originated sources.

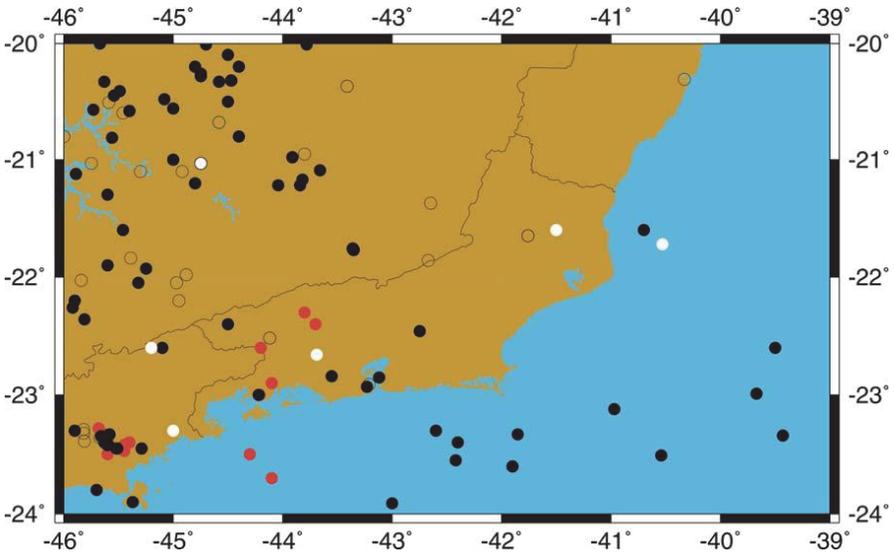
The mobilization to install the necessary infrastructure for the seismic stations created also an opportunity to include other instruments, without significative increase in costs.

In recent works (Mueller and Johnston, 1990; Fraser-Smith, A.C., A. Bernardi *et al.*, 1990; Johnston, Mueller, and Sasai, 1994; Fregoso-Becerra, and García-Abdeslem, 2010; Hayakawa and Hobara, 2010; Takla, Yumoto *et al.*, 2011) there are increasing references to some degree of correlation between geomagnetic variation and seismic activities. Mainly for large earthquakes, there are evidence of possible event predictions as magnetic disturbances sometimes happen before the seismic occurrence with a time span that goes from minutes to hours or even days. Studies also show that some local geomagnetic variations may be related to seismic activity as a side effect resulting from piezoelectric properties of magnetic and geological sites (Eleman, 1965; Sasai, 1991). Based on these concepts it was decided to include in each of the six seismic stations a triaxial magnetometer capable of detecting and recording magnetic signals.

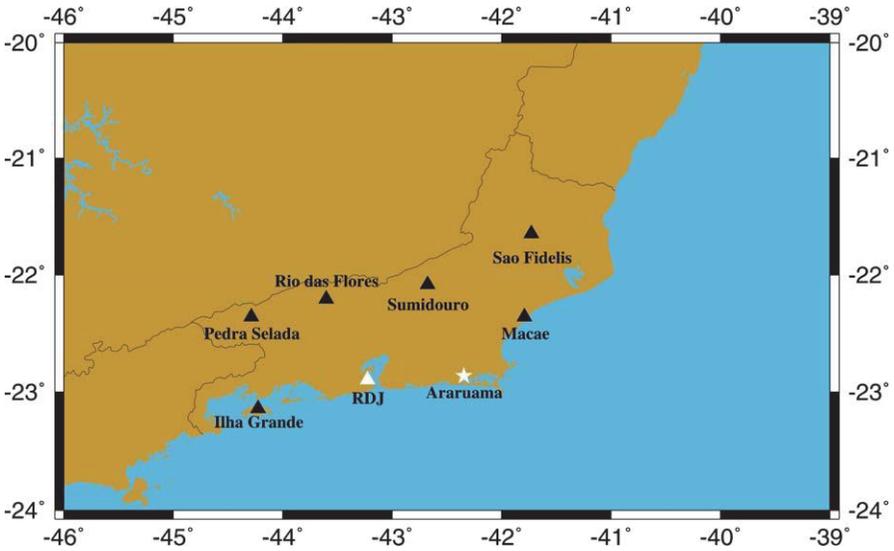
The well known fluxgate topology was chosen due its compact size, low consumption and great parameter flexibility (Primdahl, 1970). A range of DC up to 100 Hz was chosen aiming to match its spectrum with that of the broadband seismometers used. This would allow the investigation of possible direct effects correlating seismic and magnetic phenomena.

## Development

The task for the LDSM was to develop and construct six fluxgate geomagnetometers capable to achieve the following main goals:



**Figure 1.** Location of earthquakes in the state of Rio de Janeiro from 1720 to 1995 (source: SBGf).



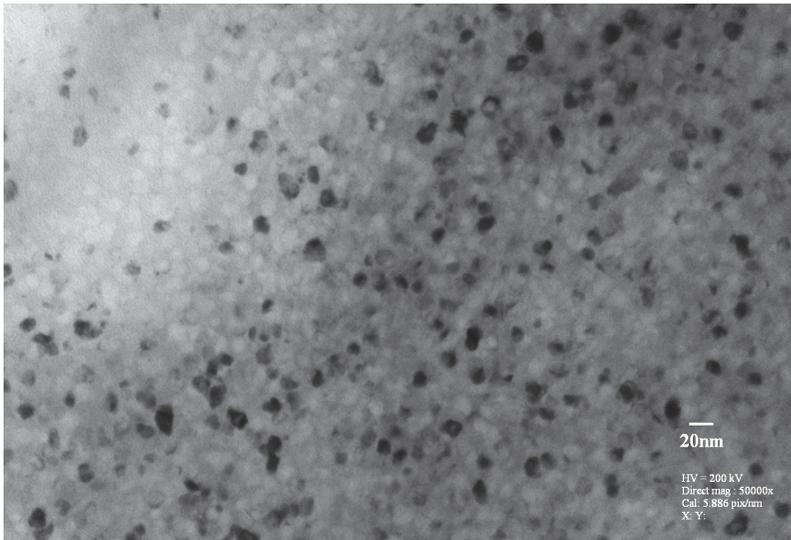
**Figure 2.** New Rio de Janeiro state seismic network. Black triangles: new proposed seismic stations with magnetometers. White triangle: broadband National Observatory (ON) White star: first new broadband operating since 2012.

- To create an infrastructure for monitoring seismic and geomagnetic variations from very low frequencies, near dc to 100 Hz in order to observe possible correlations between them.
- To lead detailed seismic and geomagnetic analysis on the structure and composition of the lithosphere of Rio de Janeiro state to increase the data set for geological and geophysical studies.

The upper frequency band of 100 Hz is an unusual high frequency for geomagnetometers and for such we start doing tests with different sensor sizes and construction techniques. Special attention was also dedicated to the companion electronics aimed to read and record the triaxial signal with the required speed, low noise, high resolution and sensitivity.

Apart from the electronic processing, the main source of noise in a fluxgate magnetometer is its core material. Three types of noises are produced by the ferromagnetic material: Barkhausen, thermal and magnetostrictive. All those are related to alloy composition, magnetic structures, and mechanical tensions within the bulk material (Nielsen, Petersen, and Herzer, 1994; Benyosef, Teodosio *et al.*, 1995; Benyosef, Teodosio *et al.*, 1996; Perez and Benyosef, 2009).

Several amorphous and nanocrystalline sample materials available at the LDSM were tested and compared searching for a low noise and fast response material, adequate for the proposed sensor.



**Figure 3.** Electron transmission micrography of a nanocrystalline FeSiCuNbB sample Perez, Solorzano and Benyosef, 2009.

The testes included hysteresis characterization at several frequencies, spectral noise measurements under fluxgate mode (that encompasses the Barkhausen noise) and magnetostriction induced vibration. Each sample under test was assembled as a toroidal core and mounted inside a standard fluxgate coil sensor as Figure 3.

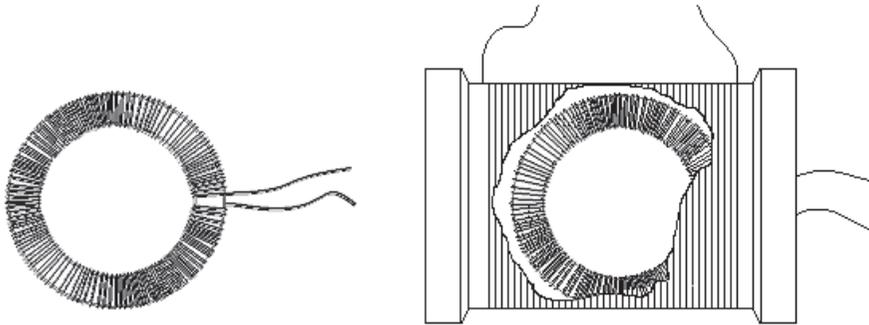


Figure 4. Single axis sensor arrangement for tests (source: LDSM/ON).

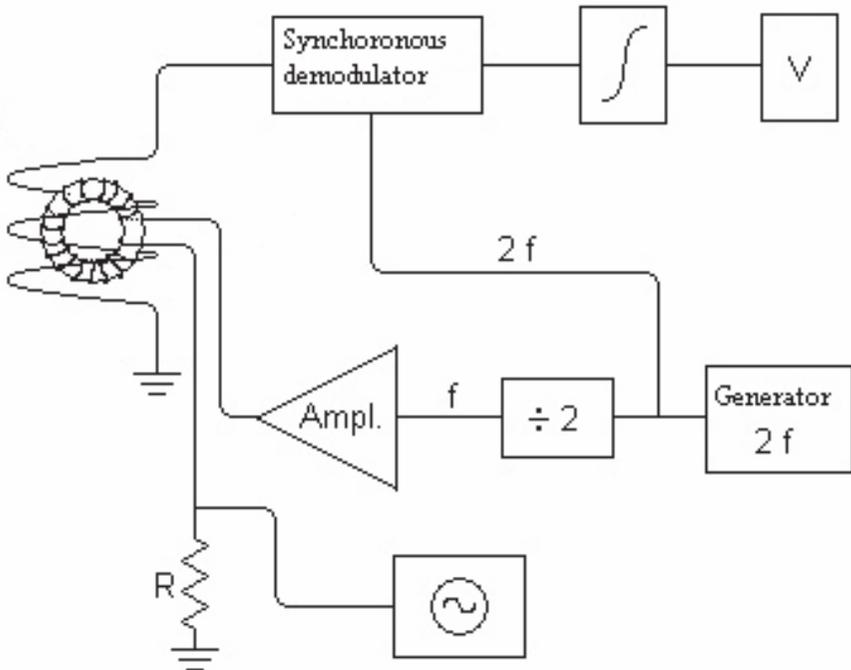
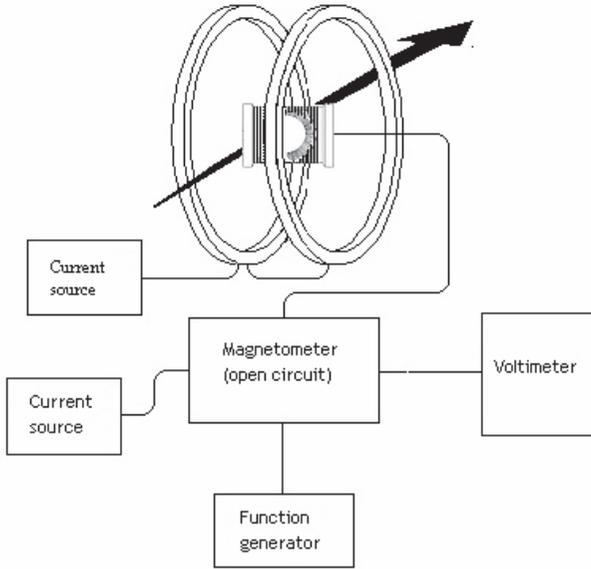
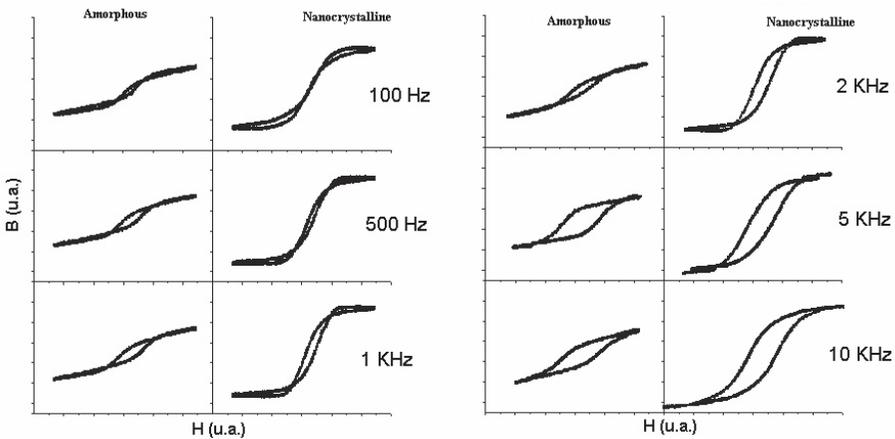


Figure 5. Block diagram for the open circuit fluxgate test bench (source: LDSM).

The resulting test sensors were then connected to a specially developed open circuit fluxgate. The measurements were performed with a Stanford SR830 DSP lock-in amplifier and a SR760 digital spectrum analyzer (Figure 5).

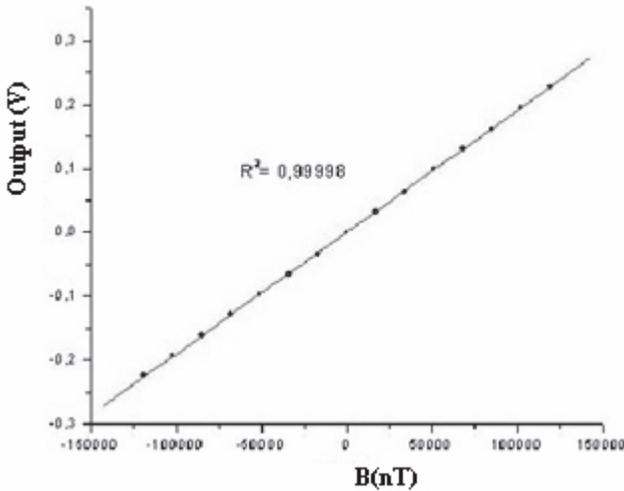


**Figure 6.** Workbench configuration for linearity and frequency response tests (source: LDSM).

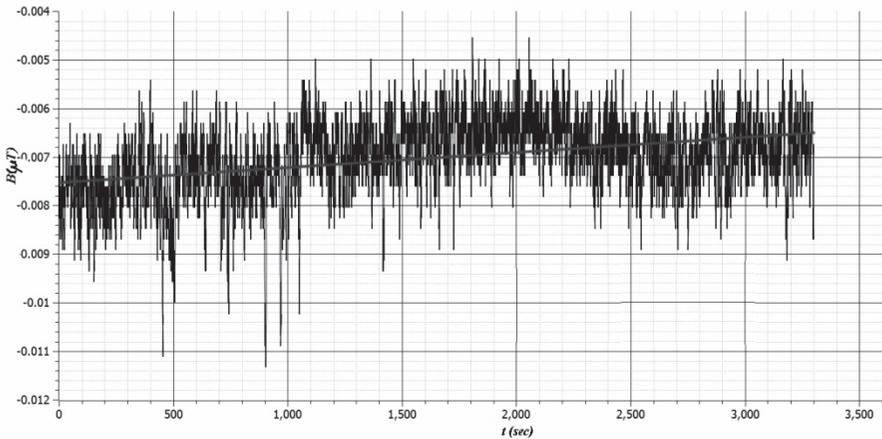


**Figure 7.** Some hysteresis comparison between amorphous and nanocrystalline materials (source: LDSM/ON).

Based on our benchmark results the selected material was a nanocrystalline alloy (74.3Fe14.2Si1Cu3Nb7.5B). This material has been subjected to a special thermal treatment at the LDSM, presenting excellent noise and linearity parameters (Figures 7 and 8).



**Figure 8.** Nanocrystalline sensor (74.3Fe14.2Si1Cu3Nb7.5B alloy) linearity test result. Measurement performed with an open circuit fluxgate test bench and a Helmholtz coil (source: LDSM/ON).



**Figure 9.** Nanocrystalline sensor (74.3Fe14.2Si1Cu3Nb7.5B alloy) noise test result. Sensor under test installed inside a five layers  $\mu$ -metal magnetic shield (source: LDSM/ON).

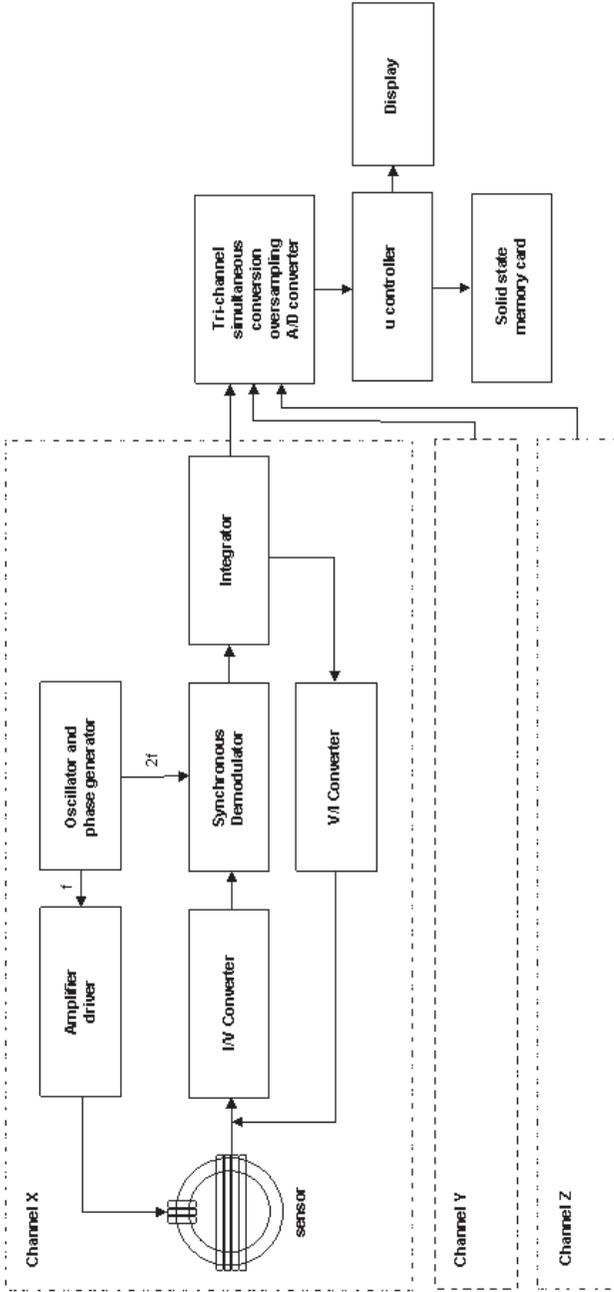


Figure 10. Block diagram for the proposed magnetometer and data acquisition electronics.

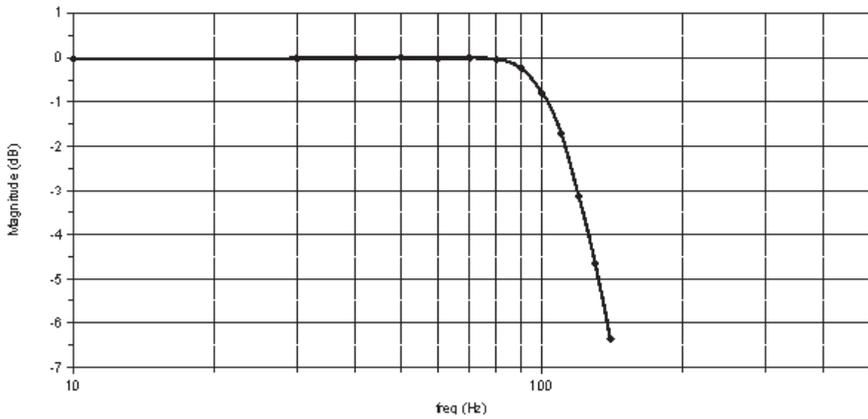


Figura 11. Measured frequency reponse for the developed magnetometer.

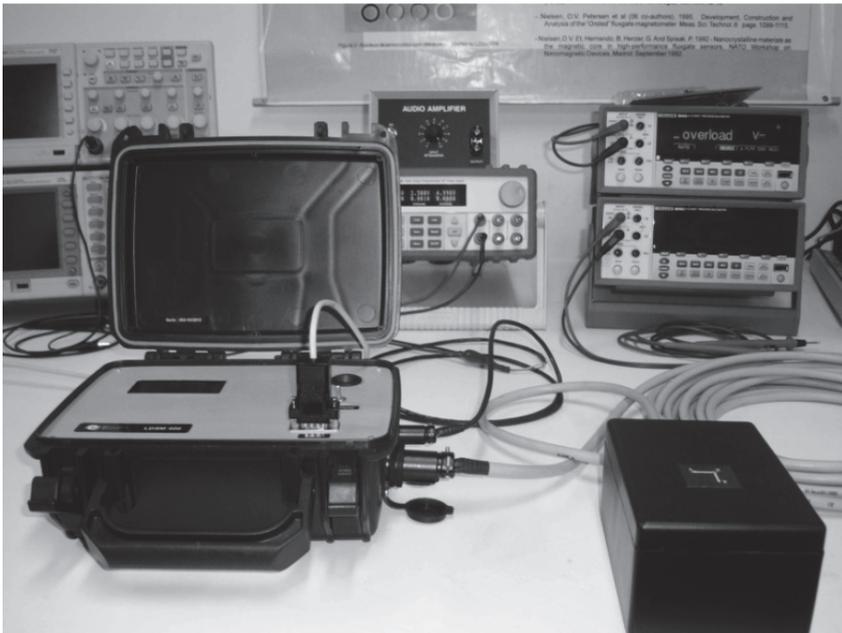


Figura 12. Magnetometer (sensor and electronics) developed by LDSM/ON.

The magnetometer electronics was based on a microcontroller that interfaces to three individual analog to digital converters in a synchronized way producing simultaneous readings for the three components signals at a speed of 250 samples per second. Three fast, high resolution 24 bits CMOS sigma-delta analog to digital

converter (ADC) were used. The ADC readings are compressed and stored in a SD memory card for posterior processing and correlation with seismic data.

After the core material selection and the electronics assembling, a frequency response measurement was performed. To this test a variable field sweeping from zero to 150 Hz was produced by a Helmholtz coil, driven with a signal generator and a lab amplifier in current mode.

The final circuit includes also a real time clock for time stamping on recorded data and a provision for connection through an Ethernet interface. This interface can be used in the future for remote control and data acquisition.

## Bibliography

- Benyosef, L.C.C., Teodosio, J.R., Taranichev, V.E., Zhalnin, B.V., 1995. "Improvements on CoFeSiB Amorphous Ribbon for Fluxgate Sensor Cores", *Scripta Metallurgica et Materialia*, Vol. 33, No. 9, pp. 1451-1454.
- Benyosef, L., Teodosio, J., Taranichev, V.E., Zhalnin, and Nemova, O. Yu, 1996. "Effect of stress on the magnetic properties of Amorphous ribbons for fluxgate magnetometers", *Journal of Advanced Materials*, Vol. 3, No. 2, pp. 140-143.
- Berrocal, J., Fernandes, C., Bassini, A., Barbosa, J.R., 1996. Earthquake Hazard Assessment In Southeastern Brazil. *Geofísica Internacional*, Vol. 39, pp. 257-272.
- Eleman, F., 1965. "The response of magnetic instrument to earthquake waves", *Geomag. Geoelectr.*, No. 18, pp. 43-72.
- Fraser-Smith, A.C., A. Bernardi, P.R. McGill, M.E. Ladd, R.A. Heliwell, and O.G. Villard, Jr., 1990. "Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake", *Geophys. Res. Lett.*, No. 17, pp. 1465-1468.
- Fregoso-Becerra, E., García-Abdeslem, J., 2010. "A possible seismomagnetic precursor of the El Mayor-Cucapah earthquake (Mw 7.2) of April 4, 2010, Baja California, México", *Geofísica Internacional*, No. 2, pp. 211-225.
- Hayakawa, M. and Hobará, Y., 2010. "Current status of seismo-electromagnetics for shortterm earthquake prediction", *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, Vol. 1, No. 2, pp. 115-155.
- Johnston, M.J.S., R.J. Mueller, and Y. Sasai, 1994. "Magnetic field observation in the near-field the 28 June 1992 Mw 7.3 Landers, California, earthquake", *Bull. Seis. Soc. Am.*, No. 84, pp. 792-798.
- Mueller, R.J. and M.J.S. Johnston, 1990. "Seismomagnetic effect generated by the October 18, 1989, M<sub>L</sub> 7.1 Loma Prieta, California", *Earthquake, Geophys. Res. Lett.*, No. 17, pp. 1231-1234.

- Nielsen, O.V., Petersen, J.R., Herzer, G., 1994. "Temperature Dependence of the Magnetostriction and Induced Anisotropy in Nanocrystalline FeCuNbSiB Alloys, and their Fluxgate Properties", *IEEE Transactions on Magnetics*, Vol. 30, No. 2.
- Perez, G. Solorzano, G. and Benyosef, L. 2009. "Production of nanocrystalline 74.3Fe14.2Si1Cu3Nb7.5B alloy for magnetic sensors", 11<sup>th</sup> International Conference on Advanced Materials.
- Primdahl, Fritz, 1970. "The fluxgate mechanism", *Part 1, IEEE Trans. Mag. MAG-6*.
- Sasai, Y., 1991. "Tectonomagnetic modeling on the basis of the linear piezomagnetic effect", *Bull. Earthq. Res. Inst.*, No. 66, pp. 585-722.
- Sousa, J.L. *et al.*, 2007. "Monitoramento sísmico e geomagnético do estado do Rio de Janeiro: Uma proposta científica e suas implicações sociais", Projeto FAPERJ
- Takla, E.M., Yumoto, K., Liu, J.Y. *et al.*, 2011. "Anomalous Geomagnetic Variations Possibly Linked with the Taiwan Earthquake (Mw= 6.4) on 19 December 2009", *International Journal of Geophysics*.



# Modelo mejorado de velocidades unidimensional de corteza y manto superior en el transarco andino argentino entre latitudes 31.5° y 33.5° S

Renzo Furlani\*  
Enrique G. Triep  
Silvina Nacif Suvire

*Recibido en agosto de 2014; aceptado en enero de 2015*

## Abstract

Using a one-dimensional approach of the earth, a new P-wave velocity model ( $V_p$ ) was determined for crust and upper mantle that improve hypocenter localization in the South-Central Andean foreland of Argentina. This region that shows intense crustal and deep earthquake seismic activity have been monitoring by appropriate seismic local network during a period of 3 month. A total of 12,841 first arrival P-wave were identified. This data set was produced by 1,262 intermediate deep earthquake and 449 crustal earthquakes. Considering a pre-defined  $V_p$  model, a subset of well constrained earthquakes were selected as input data for inversion process. Tree layer crustal and one layer upper mantle  $V_p$  model was adopted. VELEST code was used for simultaneous inversion of velocity, hypocenter and station correction parameters. Results for different damping parameters were evaluated at the end of process inversion. The final crustal model shows  $V_p$  of 5.95, 6.15 y 6.82km/s related to deep interfaces of 10, 32 and 45km below sea level. Root mean square (RMS) of residuals was 0.31s, 20.5% less than initial localizations.  $V_p$  for upper and middle crust layer exhibit light changes related to the initial model. For upper crust, the final  $V_p$  was slightly bigger than the initial model suggesting a more participation of crystalline basement rock. In lower crust, resulting  $V_p$  was less than expected for determinations at north of our network suggesting a possible rock composition segmentation.  $V_p$  for upper mantle of 7.34km/s was very lower than previous works possible effect of poor conditioning. This  $V_p$  was finally defined as 8.04km/s. Stations corrections result keep inside normal limits and they are consistent with de-

\* Instituto Geofísico Sismológico F.S. Volponi, Universidad Nacional de San Juan, Ruta 12, km. 17, Jardín de los Poetas, C.P. 5407, Marquesado, San Juan Argentina, correo electrónico: rfurlani1@gmail.com

terminations using data from other seismology network. The general pattern of seismicity has not strongly changed but more precise localizations could be able to illuminate new features and more reliable correlations with some tectonics and structural domains. The new velocity model here proposed reduces hypocenter localization uncertainty and it is defined as a new Vp local model for crust and upper mantle for precise and fast localization of crustal and intermediate deep earthquakes in the region where, Nazca plate is in flat subduction and transition to normal and also concentrates the most earthquake activity of Argentina.

Key words: *One-dimensional velocity model, hypocenter determination, Argentinian Andean foreland, residues, crust, upper mantle.*

## Resumen

Mediante el uso de una aproximación unidimensional (1D) estratificada de la tierra, se determinó un nuevo modelo de velocidad de onda P (Vp) de manto y corteza superior que mejora la localización de sismos en el antepaís andino argentino. Esta región presenta una intensa actividad sísmica cortical y de profundidad intermedia. Durante un periodo de tres meses, una apropiada red local de estaciones sismológicas permitió identificar 12,841 primeros arribos de onda P correspondientes a 1,262 sismos de profundidad intermedia y 449 sismos de corteza. Teniendo en cuenta un modelo de Vp predefinido, se seleccionó un subconjunto de sismos bien condicionados como datos de entrada para el proceso de inversión. El modelo inicial consistió en tres capas de velocidades para corteza y una para manto superior. El código VELEST fue utilizado para la determinación simultánea de velocidades, localización de hipocentros y corrección de estación. Se evaluó el desempeño del algoritmo y sus resultados finales considerando diferentes parámetros de amortiguamiento. El modelo de corteza obtenido presentó velocidades de 5.95, 6.15 y 6.82km/s correspondientes a profundidades de interface de 10, 32 y 45km debajo del nivel del mar. La raíz cuadrada de las diferencias cuadráticas (RMS) de residuos fue de 0.31s, 20.5% menor que la obtenida con modelo de Vp inicial. La velocidad de onda P para corteza superior fue levemente más alta sugiriendo mayor participación en esta zona de rocas de basamento cristalino. En la corteza inferior la velocidad obtenida es menor a las evidencias sismológicas principalmente al norte de la red, lo que sugiere una posible segmentación de composición de corteza inferior. La velocidad de manto superior con una determinación de 7.34km/s resultó muy baja sugiriendo un pobre condicionamiento por lo que fue definida a 8.04km/s. Las correcciones de estación se mantienen en general dentro de rangos normales y consistentes con determinaciones obtenidas a partir de datos de otra red sismológica. El patrón general de sismicidad no ha cambiado drásticamente pero las localizaciones más precisas podrán ser capaces de iluminar nuevas evidencias y más confiables

correlaciones con las características tectónicas y estructurales de la región. El modelo de velocidades de onda P aquí propuesto reduce la incertidumbre en la localización de hipocentros y se propone como un nuevo modelo local de corteza y manto superior para la rápida y preliminar localización de sismos de profundidad intermedia y corteza dentro del área por encima de placa de Nazca en transición de subducción plana a normal donde se concentra la mayor actividad sísmica cortical de Argentina.

Palabras clave: *Modelo unidimensional de velocidades, determinación de hipocentros, transarco andino argentino, residuos, corteza, manto superior.*

## Introducción

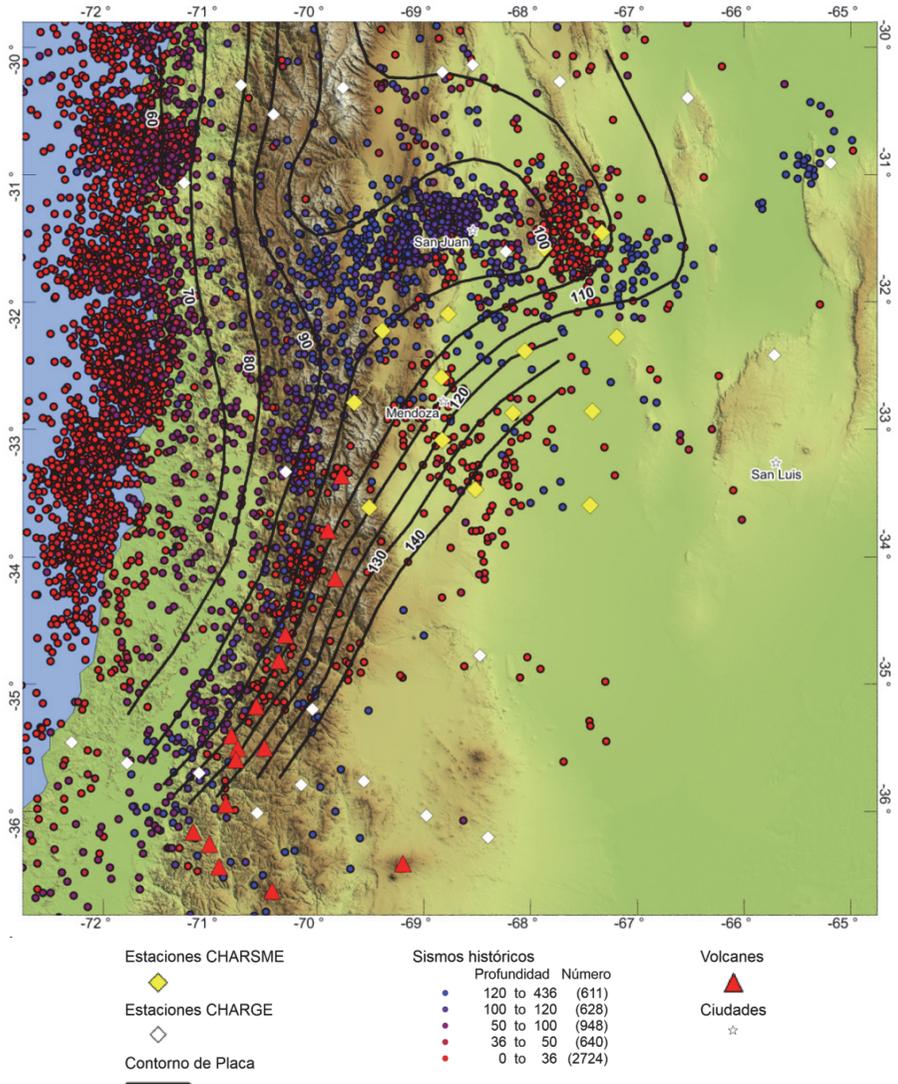
Los modelos de velocidades han sido extensivamente utilizados para conocer la estructura geológica, composición y estado físico de rocas. Los modelos pueden ser construidos a partir de ciertas observaciones obtenidas de registros de un sismo por ejemplo, su forma de onda o su tiempo de viaje. En la zona del antepaís andino argentino (Figura 1), los modelos de velocidades de onda P ( $V_p$ ) de corteza y manto superior entre latitudes 31 a 33.5° S no han sido obtenidos simultáneamente a partir de tiempos de viaje de ondas P. Por lo contrario, algunas determinaciones de  $V_p$  han sido obtenidas mediante el procesamiento de formas de onda P telesísmicas y regionales. Así, un modelo de  $V_p$  de corteza ha sido inferido mediante análisis de sensibilidad de velocidades a la inversión de forma de onda de tensor momento (Alvarado *et al.*, 2007). Como resultado, se obtuvieron velocidades promedio de corteza a escala regional con una menor resolución al sur de 31.5° S que al norte. La forma de onda de sismos locales fue utilizada para obtener funciones de receptor de estación única infiriendo un modelo de velocidad de onda S ( $V_s$ ) (Calckins *et al.*, 2006). Si bien otro estudio local permitió conocer en detalle la sismicidad de corteza (ej. Smalley *et al.*, 1993; Pujol *et al.*, 1992), los tiempos de viaje de estos sismos locales se utilizaron para construir un modelo de velocidad únicamente de corteza media (Bollinguer y Langer, 1981). Aún más, estos autores no han considerado este conjunto de datos para obtener un modelo de  $V_p$  simultáneamente tanto para niveles de corteza más someros como para niveles más profundos que involucren el manto superior. Otro estudio determinó localizaciones regionales de sismos de placa considerando modelos de  $V_p$  regional unidimensional para corteza y manto superior (Anderson *et al.*, 2007), pero esta información no ha sido utilizada para reajustar dichos modelos. Modelos tomográficos tridimensionales de velocidad de manto superior fueron obtenidos a partir de sismos de profundidad intermedia registrados por la red regional CHARGE (Wagner *et al.*, 2005). Estos autores indicaron que los sismos corticales observados no se usaron para resolver velocidades corticales debido a la imprecisión en la lectura de tiempos de arribo de fases Pg y Sg por

contaminación de la coda de los arribos más tempranos de fases Pn y Sn. Por ende, dichas velocidades de manto superior no han podido determinarse simultáneamente con las correspondientes de corteza. Por último, el experimento sísmológico SIEMBRA (Universidad de Arizona, Estados Unidos; Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Universidad Nacional de San Juan, Argentina) desplegó una red local de estaciones temporarias que permitió registrar la sismicidad cortical y de profundidad intermedia que permitiría obtener modelos de velocidades de corteza y manto superior a partir de inversión de tiempos de viaje de sismos. La red de estaciones comprendió principalmente una franja entre 31 a 32° S. Los resultados aquí obtenidos podrán complementarse con los de SIEMBRA debido a que corresponden a una red localizada inmediatamente al sur.

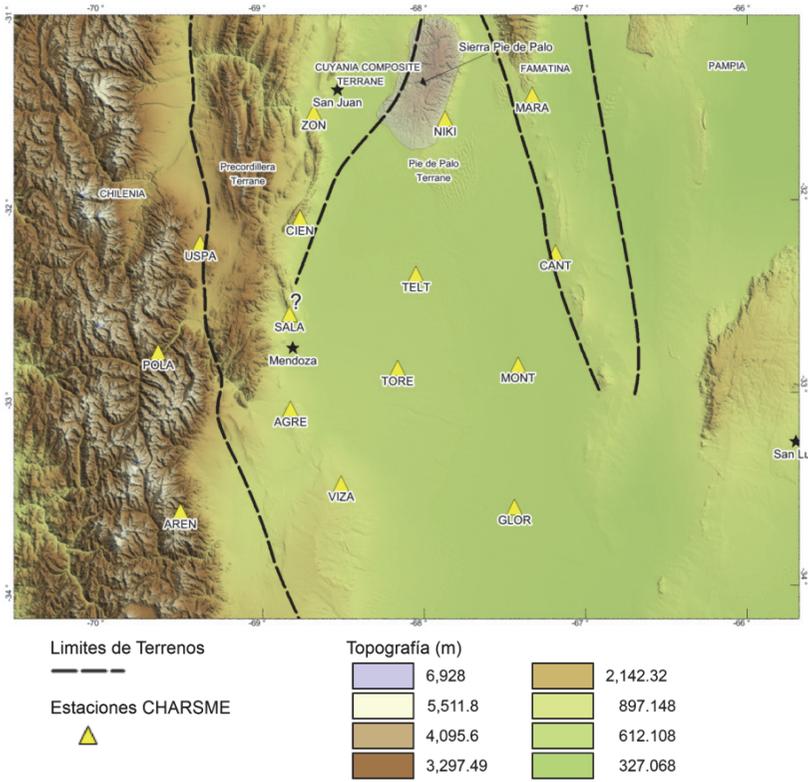
En la localización típica de sismos los parámetros de velocidad permanecen fijos a valores definidos a priori, que se asumen como correctos. No considerar el acoplamiento entre los parámetros de velocidades e hipocentros durante el proceso de localización puede conducir a errores sistemáticos en la determinación de hipocentros (Thurber, 1992; Eberhart-Phillips y Michael, 1993). Aún más, la estimación de errores depende decisivamente del modelo de velocidad asumido (Kissling *et al.*, 1994). Ambas consideraciones ponen de manifiesto la importancia de la resolución conjunta de parámetros de velocidades e hipocentrales. Si bien las velocidades de manto superior o de corteza media han sido determinadas a partir de tiempos de viaje de sismos (Wagner *et al.*, 2005; Bollinguer y Langer, 1988), estas no lo han sido así conjuntamente, y sólo se han obtenido en forma independiente por distintos autores. Por un lado no existen modelos de Vp que sean obtenidos simultáneamente para toda la corteza como el manto superior. Además, tampoco han sido basados en tiempos de viaje tanto de sismos corticales como de sismos a profundidad intermedia. Los modelos unidimensionales (1D) constituyen una implementación práctica del medio para resolver conjuntamente por velocidades e hipocentros.

La región del transarco andino argentino entre 31 a 33.5° S presenta una configuración tectónica con una placa superior sobremontada a otra placa inferior subducida de forma plana. La placa continental Sudamericana está constituida por un mosaico de terrenos acrecionados (Figura 2) durante el Proterozoico tardío y Paleozoico (Rapela *et al.*, 1998; Ramos, 2009; Aceñolaza y Toselli, 2002; Ramos, 1986) donde la mayor actividad sísmica se concentra dentro del terreno Cuyania (Alvarado *et al.*, 2007). Por debajo subduce la placa oceánica de Nazca con un estilo subhorizontal (Cahill y Isaacks, 1992; Anderson *et al.*, 2007) siendo presumiblemente responsable de la actividad sísmica cortical (Gutscher, 2002). Una intensa actividad sísmica asociada a los esfuerzos presentes en la placa subducida plana y su transición a subducción normal al sur desarrolla sismos de profundidad intermedia (Anderson *et al.*, 2007). A pesar de esta actividad sísmica registrada en ambos niveles de profundidad, tanto los sismos corticales como los de profundidad intermedia no

han sido utilizados para obtener un modelo de velocidades de corteza y manto superior que permita una más precisa localización de hipocentros.



**Figura 1.** Mapa de localización de la región de estudio. Red sísmológica temporal regional CHARGE y red temporal local CHARME. Líneas de contorno de placa subducida de Nazca por Anderson *et al.*, 2007. Sísmicidad histórica obtenida del catálogo internacional de sismos NEIC con magnitud >5. Vulcanismo cuaternario de arco por Stern, 2004.



**Figura 2.** Red local de estaciones sísmológicas CHARSME y topografía. Suturas y terrenos de Ramos *et al.*, 2002, Ramos, 2004.

En este trabajo se siguió el procedimiento de Kissling (1998) y Kissling *et al.* (1994) que utiliza un algoritmo de inversión de modelo de velocidad 1D para la resolución simultánea iterativa de inversión de hipocentros y modelo de velocidades. El modelo será obtenido a partir de datos de lecturas de primeros arribos de onda P relacionados a sismos de corteza y profundidad intermedia comprendidos dentro de una red local. Este modelo será óptimo en el sentido que minimizará el RMS de residuos mediante el ajuste simultáneo de los parámetros de velocidad, corrección de estación y relocalización de hipocentros. Además, será el primer modelo de  $V_p$  unidimensional que comprende la estructura de corteza y de manto superior obtenido únicamente usando los tiempos de viaje de onda P. Este modelo será más adecuado para la región y permitirá una rápida y más precisa localización de sismos corticales y profundidad intermedia que podrá proporcionar nuevos y más detalles de la sismicidad de corteza y a profundidad intermedia en el antepaís andino argentino.

## Red de estaciones y datos

El experimento sismológico CHARAME (CHile ARGentina SeisMIC Experiment; Universidad Nacional de San Juan de Argentina, Universidad de Chile, Géoazur de Francia), desplegó estaciones sismológicas banda ancha en Chile y Argentina, durante un periodo de tres meses comprendido entre noviembre de 2002 hasta febrero del 2003. En este trabajo se usaron solamente la subred de 13 estaciones distribuidas en terreno argentino y se incorporó la estación permanente ZON (Instituto Geofísico Sismológico F.S. Volponi, Universidad Nacional de San Juan). Las estaciones fueron distribuidas principalmente dentro del Terreno Cuyania y menor cantidad de ellas dentro de los terrenos adyacentes de Pampia y Chilenia (Figura 2). Las estaciones temporarias tuvieron registradores de 24 bits TITAN (ARGEOAIS). El área cubierta dentro de Argentina fue de aproximadamente 250 por 250 km con una distancia entre estaciones de 50-70km.

La lectura de primeros arribos de onda P fue obtenida por inspección visual de la componente vertical. Las fases fueron clasificadas como impulsivas o emergentes. Se asignaron pesos dependiendo de la incertidumbre en la determinación del tiempo de arribo (Tabla 1). En lo posible, las determinaciones se realizaron sin filtrar la señal, sin embargo, en algunos casos de pobre identificación se aplicaron filtros pasa banda a-causales con frecuencias de paso de 1-10Hz y 1-15Hz que atenuaron el ruido fundamentalmente generado por el microsismo oceánico. Se reconocieron señales precursoras de baja amplitud ~0.25 segundos antes de aparecer un evento altamente impulsivo. Este fué un efecto del filtro FIR a-causal del conversor analógico-digital (ADC) de los registradores (ej., Wagner *et al.*, 2005). Se inspeccionaron cuidadosamente estas fases para realizar las determinaciones justo al comienzo de la onda impulsiva y no al comienzo de la señal precursora artificial. Los arribos de fases directas  $P_g$  fueron cuidadosamente determinados e identificados en sismos suficientemente lejanos a la estación que podrían confundirse con fases de onda  $P_n$  adelantadas en el tiempo.

**Tabla 1**  
**Asignación de pesos a fases P**

<i>Incertidumbre, s</i>	<i>Peso</i>
0.05	1
0.10	0.75 (3/4)
0.15	0.50 (1/2)
0.20	0.25 (1/4)
>0.25	0

Como último control de calidad de datos se investigaron las lecturas que correspondían a considerables residuos. Previo a esto, todos los sismos detectados fueron inicialmente localizados usando el modelo de velocidad de Smalley *et al.*, (1993) y el software de localización HYPO2000 (Klein, 1999). Se inspeccionaron lecturas con diferencias absolutas entre tiempo de viaje predicho y observado (residuo) por encima de 1s. Se detectaron un total de 1,262 sismos de placa y 449 sismos de corteza.

## Procesamiento

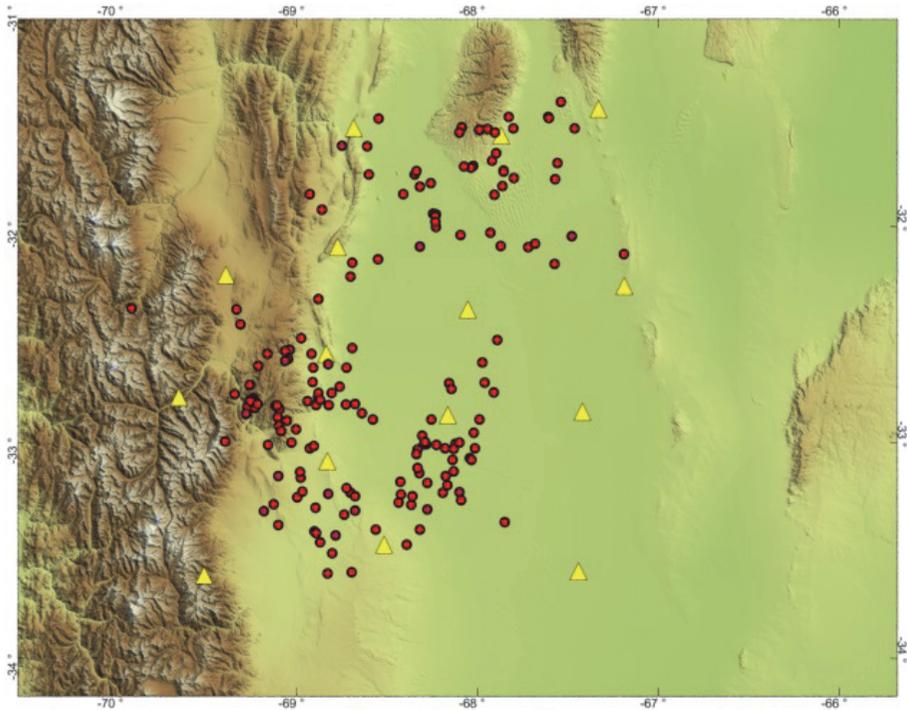
Se usó el software VELEST (Kissling, 1994; Kissling *et al.*, 1995) que implementa una solución linealizada iterativa del problema acoplado de hipocentros-modelo de velocidad. Este código resuelve conjuntamente la determinación de hipocentros, el ajuste del modelo de velocidad unidimensional y las correcciones de estación mediante la minimización local de RMS de residuos (raíz cuadrática media de la diferencia de tiempos de viaje observados con los predichos) de un conjunto de sismos seleccionados. Si se mantiene fijo el modelo de velocidad a lo largo de todo el proceso de inversión, VELEST implementa la relativa localización conjunta de hipocentros (Joint Hypocenter Determination, JHD) (ej. Pujol *et al.*, 1992). Este código necesita, además de los tiempos de primeros arribos, cuatro conjuntos de datos adicionales que consisten en: un modelo inicial de velocidades, localizaciones iniciales, las coordenadas de localización de estaciones y un conjunto de parámetros de inversión.

El modelo de  $V_p$  para la corteza y el manto superior seleccionado como inicial fue uno utilizado en investigaciones anteriores (ej. Smalley *et al.*, 1993; Pujol *et al.*, 1992). Su sección cortical presenta tres capas de velocidades para modelar la corteza. Cada capa correspondiente a corteza superior, media e inferior presenta un espesor de 10, 22 y 13km respectivamente (Tabla 2). Este modelo cortical considera velocidades que han sido obtenidas mediante estudios geofísicos independientes, como ser de refracción sísmica petrolera y a partir de datos sismológicos de red temporaria de estaciones utilizadas para registro de réplicas (Bollinguer y Langer, 1988). El espesor total de corteza de 45km se encuentra en consistencia con los espesores corticales usados para localizaciones basadas en redes regionales (Anderson *et al.*, 2007) o bien representa la profundidad promedio entre las determinaciones de profundidad de Moho variable de ~40km sobre el borde Este de la red a valores de ~60km al borde Oeste en Cordillera Frontal (Alvarado *et al.*, 2007; Gilbert *et al.*, 2006). La velocidad inicial para el manto superior de 8.1km/s, que también constituye la asignada para el semiespacio inferior, fue obtenida mediante otro estudio sismológico independiente basado en ondas telesísmicas (Volponi, 1968). No obstante otros modelos de  $V_p$  más recientes han sido determinados y considera-

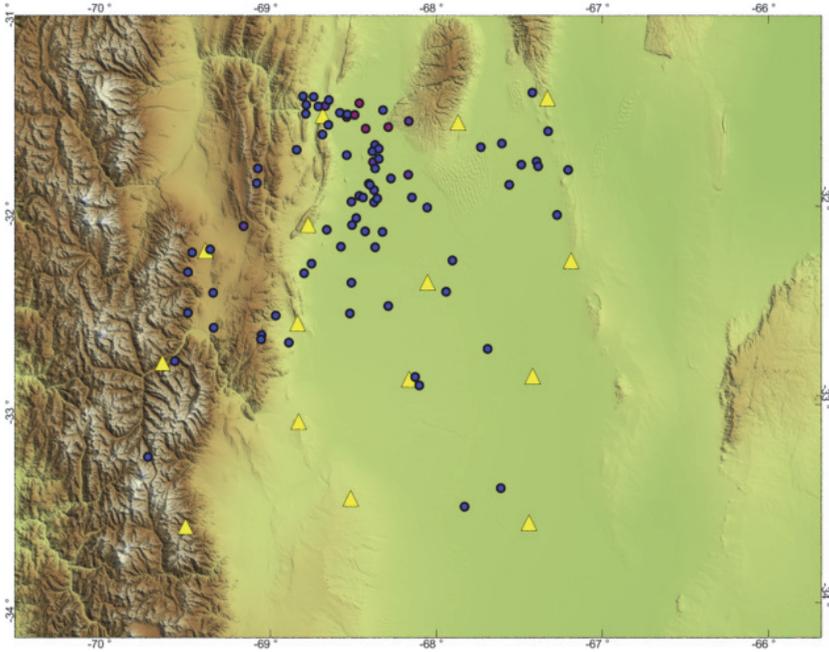
dos (Anderson *et al.*, 2007; Alvarado *et al.*, 2007) y que alguno de ellos podría considerarse como modelo inicial, no fueron elegidos porque consisten una a dos capas para el modelo de corteza y una capa de velocidad para el manto superior. Se decidió por uno más detallado con cuatro capas.

**Tabla 2**  
**Modelo de Vp de tres capas y subespacio inferior**

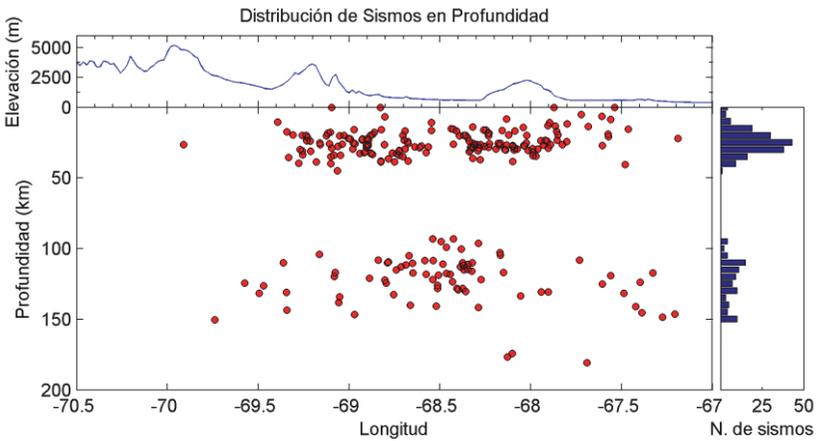
<i>Velocidad km/s</i>	<i>Profundidad km</i>	<i>Espesor km</i>
5.88	0.0	10.0
6.20	10.0	22.0
7.30	32.0	13.0
8.10	45.0	∞



**Figura 3.** Sismos de corteza involucrados dentro del proceso de inversión.



**Figura 4.** Sismos de profundidad intermedia involucrados dentro del proceso de inversión.



**Figura 5.** Distribución de sismos en profundidad involucrados dentro del proceso de inversión.

Según Kissling *et al.*, 1994, es necesario seleccionar un número de sismos de alta calidad y precisa localización para la construcción de un modelo de velocidad. Así, se seleccionaron un conjunto de sismos de corteza y de profundidad intermedia cuya cobertura acimutal de estaciones sea mayor a  $180^\circ$  y un número de lecturas de onda P  $> 8$ . Considerando las localizaciones obtenidas usando HYPO2000 (Klein, 2002) como localizaciones iniciales, se seleccionaron un total de 221 sismos de corteza con 1,861 lecturas de onda P y 72 sismos de placa presentan 648 lecturas de onda P.

Los sismos corticales seleccionados se encuentran concentrados principalmente en diversos grupos relativamente bien separados entre sí (Figura 4). Los sismos de profundidad intermedia se concentran principalmente en el cuadrante noroeste de la red y tienden a distanciarse cada vez más entre sí a medida que se localizan más al sur y al este (Figura 4). Estos ocurren donde la placa de Nazca de geometría subhorizontal se flexiona para acomodarse a una subducción normal hacia el sur. El histograma en profundidad de los sismos seleccionados muestra una distribución bimodal. Los sismos corticales están comprendidos principalmente entre 15 a 45km de profundidad. Llamativamente, las localizaciones iniciales presentan sistemáticamente algunos sismos corticales ( $>5$ ) a profundidad cero. Este fenómeno no sugiere la evidencia de sismos a niveles muy someros, si no presumiblemente inadecuadas velocidades del modelo de  $V_p$  que no pueden resolver satisfactoriamente los tiempos de arribo observados. La mayoría de los sismos de placa involucrados se encuentran concentrados entre los 90 a 130km de profundidad. Son escasos los sismos por debajo de 140km. Así el modelo de  $V_p$  obtenido comprenderá hasta los 120km de profundidad. No se han determinado sismos entre 50 a 100km (Figura 5).

Los parámetros del algoritmo que controlan la evolución del proceso de inversión deben ser ajustados para obtener resultados adecuados. Los parámetros de amortiguamiento controlan la velocidad, estabilidad de convergencia y la participación relativa de las distintas incógnitas involucradas. VELEST permite asignar amortiguamientos específicos para las determinaciones de velocidades, correcciones de estación y relocalización de sismos. El peso relativo de estos tres parámetros determinará la influencia relativa de cada conjunto de incógnitas en la minimización progresiva del indicador de ajuste RMS de residuos. Se probaron diversas combinaciones de estos para evaluar sus valores y su impacto en la obtención de un nuevo modelo de  $V_p$ .

VELEST impone que las estaciones sismológicas en zonas de topografía variable se encuentren comprendidas dentro de la primera capa. En casos de extrema excursión topográfica la primera capa adquiere un espesor inapropiado produciendo inestabilidades en la determinación de  $V_p$  de las primeras capas (Husen *et al.*, 2002). Este autor ha resuelto ese problema eliminando la elevación topográfica de

las estaciones, consecuentemente las correcciones de estación representan en parte el efecto topográfico no considerado sobre tiempo de viaje de la onda sísmica. *A priori* no se usó esta solución pero es necesario conocer si el algoritmo de inversión convergió a un resultado consistente. Así, se evaluó el resultado final de la primera capa y los rangos de correcciones de estación en relación a cierto conocimiento estructural y antecedentes sismológicos.

Se seleccionó AGRE como estación de referencia ya que presenta un gran número de lecturas y cobertura acimutal completa de rayos y se encuentra sobre la bien explorada zona petrolífera de Cuenca Cuyana. Las estaciones más cercanas al centro geométrico de la red no fueron seleccionadas debido a que se encuentran sobre una cobertura sedimentaria neógena denominada Llanura Nororiental Mendoquina de escasos estudios geológicos.

No se dio la posibilidad de resolver por capas de baja velocidad ya que no hay antecedentes sismológicos de zonas de baja velocidad. Aun así, se debe considerar la posibilidad de que existen este tipo de anomalías. Una posible causa de zonas debajo velocidad es producto de material fundido emplazado en corteza (Ji *et al.*, 2009). Sin embargo en la región de estudio el arco volcánico activo ha migrado hacia el cratón en relación al aplanamiento progresivo de placa subducida (Gutscher, 2002; Ramos *et al.*, 2002; Kay *et al.*, 2002). La reaparición del arco volcánico activo a partir de 33.5° S (Hildreth y Moor bath, 1988; Stern, 2004) se encuentra fuera del área de estudio.

No se utilizaron como velocidades iniciales de manto superior aquellas determinadas para la zona de estudio por Wagner *et al.*, 2005. Se utilizó la velocidad inicial de 8.1km/s del modelo de Smalley *et al.*, 1993, muy cercana al valor de 8.04km/s utilizada como inicial por esta autora para la construcción de sus modelos tomográficos. Tampoco se utilizaron las determinaciones de profundidad de la Moho dentro del terreno Cuyania (Perarnau *et al.*, 2010; McGlashan *et al.*, 2009; Heit *et al.*, 2008; Alvarado *et al.*, 2007; Calckins *et al.*, 2006; Gilbert *et al.*, 2006) que han propuesto una Moho de topografía variable basándose en observaciones sismológicas principalmente comprendidas por arriba de la placa plana y al norte del área de estudio. Lamentablemente, VELEST no determina las profundidades de cada capa. Por la incertidumbre en definir una Moho promedio se adoptó la profundidad del modelo inicial de 45km, un valor razonable como se discutió en párrafos anteriores.

## Resultados y discusión

### *Parámetros de inversión y desempeño*

El valor de amortiguamiento de localización de hipocentros de 0.01 junto a un amortiguamiento de correcciones de estación de 80 y de velocidades de 40 en gene-

ral condujeron a valores de RMS relativamente pequeños. Los amortiguamientos de velocidades por debajo de 40 tendieron a inestabilizar el algoritmo. Los amortiguamientos por encima aumentaron los retardos de estación a valores absolutos de hasta de ~1s. Estas determinaciones resultaron posiblemente irreales si se considera que duplicaron la media del valor absoluto de las correcciones de estación obtenidas por Pujol *et al.*, 1992. En este escenario, el aumento del amortiguamiento de velocidades y las correcciones de estación al mismo tiempo tendieron a aumentar el RMS. Los amortiguamientos de velocidades en la franja de 50 a 80, junto con un amortiguamiento de estaciones de 10 y un amortiguamiento de hipocentros de 0.01 lograron reducidos RMSs, estabilizaron la convergencia y determinaron retardos de estación con valores dentro de 0.5 a -0.5s. Las velocidades obtenidas para amortiguamientos de  $V_p$  dentro de esta franja permanecieron prácticamente idénticas. De la misma manera, los amortiguamientos de estación comprendidos entre 1 a 80 presentaron poca sensibilidad sobre las determinaciones de correcciones de estación. Se seleccionó un valor de 60 para amortiguamiento de velocidad (Tabla 3).

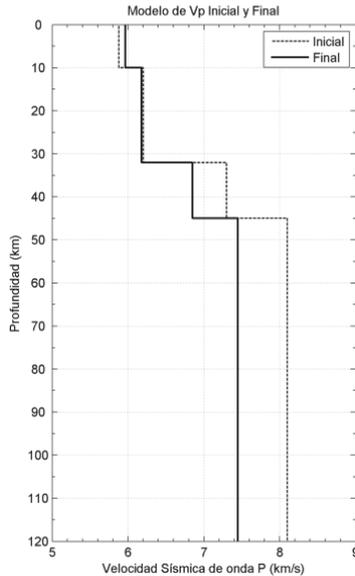
**Tabla 3**  
**Parámetros de inversión**

<i>Parámetro de inversión</i>	<i>Valor</i>
Número de iteraciones	10
Mínimo cambio de RMS permitido	0.05s
Ajuste máximo de velocidad	0.2km/s
Amortiguamiento de velocidad	60.0
Ajuste máximo de profundidad	5.0km
Amortiguamiento lateral de hipocentros (x, y)	0.01
Amortiguamiento de tiempo origen	0.01
Amortiguamiento de corrección de estación (x, y)	10.0
Amortiguamiento de profundidad	0.01

Las localizaciones iniciales basadas en el modelo inicial presentaron un RMS de 0.39s. El nuevo modelo de  $V_p$  junto a correcciones de estación indicó un RMS de 0.31s. Esta disminución implica menores errores de localización con respecto a aquellas iniciales.

Considerando el modelo inicial y su distribución de velocidades en profundidad, el modelo de  $V_p$  de corteza y manto superior aquí obtenido es uno de distribución de capas en profundidad idéntica, pero más adecuado y representativo para la zona del transarco andino argentino entre 31 y 33.5° S. Al contrario de modelos anteriores, este ha sido obtenido mediante la inversión de primeros arribos de lecturas de onda P, asociadas a los tiempos de viaje de rayos provenientes de sismos de corteza y placa subducida.

Por otro lado, los resultados del modelo unidimensional final de  $V_p$  y las correcciones de estación se vinculan con ciertas heterogeneidades de  $V_p$  relacionadas a consideraciones geológicas determinadas. Como cualquier problema de inversión, las soluciones obtenidas no son únicas, lo que sugiere que diversos modelos de velocidades podrían ser los obtenidos a partir de diferentes conjuntos de datos y parámetros de algoritmo. Además, el código utilizado resuelve por minimización lineal de residuos lo que implica que otros mínimos locales pueden satisfacer la búsqueda iterativa óptima de parámetros de velocidades, hipocentros y corrección de estación (Kissling *et al.*, 1994). Cabe señalar y tener presente que ciertas determinaciones son más precisas que otras, lo que conduce a un sistema de ecuaciones de condicionamiento mixto.



**Figura 6.** Modelo inicial de Smalley *et al.*, 1993 y modelo final obtenido luego del proceso de inversión.

**Tabla 4**  
**Modelo inicial y final de  $V_p$  de tres capas y subespacio inferior**

<i>Profundidad, km</i>	<i><math>V_p</math> de modelo inicial, km/s</i>	<i><math>V_p</math> de modelo Final, km/s</i>
0.0	5.88	5.95
10.0	6.20	6.15
32.0	7.30	6.80
45.0	8.10	7.35

Por ambos motivos, es necesario analizar los resultados obtenidos de cada una de las velocidades del modelo, de las correcciones de estación y de la localización de sismos para entender y respaldar las nuevas determinaciones en relación a estudios geofísicos y geológicos existentes para la región.

### ***Modelo de $V_p$***

El modelo cortical de  $V_p$  final es en general similar al inicial, sin embargo leves diferencias podrían resultar significantes (Figura 6, Tabla 4). La velocidad de corteza superior resultó levemente inferior con una disminución de 0.07km/s respecto del valor original. Por el contrario, la velocidad de corteza media permaneció prácticamente inalterable. Llamativamente, la determinación de  $V_p$  de corteza inferior obtenida presenta una notable disminución de velocidad en relación al modelo inicial.

### ***Modelo de $V_p$ de corteza superior***

La velocidad final de capa superior (5.95km/s) ha sido levemente mayor a la del modelo inicial (5.88km/s). Esta capa representa velocidades por encima de 10km de profundidad hasta la elevación topográfica de cada estación. La región de estudio pertenece a la provincia estructural de Sierras Pampeanas que consiste en una serie de bloques de basamento ígneo-metamórfico levantados durante la orogenia Andina (Ramos *et al.*, 2002; Rapela *et al.*, 1998). Entre estos bloques se desarrollan una serie de depósitos neógenos que desarrollan el denominado sistema de cuencas de antepaís fragmentado (Jordan *et al.*, 1986). La sierra de Pie de Palo, compuesta por diversas unidades metamórficas es un ejemplo de bloque de basamento elevado. Al sur de la sierra de Pie de Palo, un reprocesamiento sísmica profunda (línea L91017) reconoce una máxima profundidad de secuencias neógenas y preneógenas de 5km en la cuenca de antepaís de Jocolí (Vergés *et al.*, 2007; Comínguez y Ramos, 1991) y la manifestación morfológica de la Llanura Nororiental Mendocina, una planicie de gran extensión. Sobre el borde oeste del terreno Cuyania la unidad morfoestructural de precordillera expone rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas. La red de estaciones se encuentra cubriendo principalmente el área de Cuyania donde se desarrolla esta cuenca de antepaís. En este contexto estructural, los sedimentos neógenos se encuentran en general por encima de las sedimentitas pre-neógenas y del basamento metamórfico. La recopilación global de velocidades para típicas rocas corticales muestran que valores por debajo 5.6km/s se corresponden a rocas sedimentarias, mientras que valores por encima de 5.7km/s corresponden a rocas ígneas o metamórficas (Brocher, 2005). Así mismo, las velocidades promedio globales indican que las rocas ígneas y metamórficas típicas presentan en general valo-

res mayores a 5.7km/s (Christensen y Mooney, 1995). Se podría esperar que la importante participación de las velocidades sísmicas de sedimentos en los primeros 10km de corteza superior fuera considerable y consecuentemente obtener un  $V_p$  de ~5.6km/s o menor. Sin embargo, nuestra determinación es mayor inclusive al  $V_p$  inicial. Esto implica una mayor participación de un basamento metamórfico en la corteza superior. Altas velocidades de la corteza promedio de ~6.4km/s fueron vinculadas a la asociación de rocas metamórficas de origen de arco islándico del terreno Cuyania (Alvarado *et al.*, 2007). Similares valores también se obtuvieron en toda la corteza y fueron asociadas al efecto en profundidad de las rocas metamórficas que se exponen en la sierra de Pie de Palo (Castro de Machuca *et al.*, 2010). Estas rocas vinculadas a las evidencias de altas velocidades han sido expuestas aisladamente al norte de la red. Esta tipos de rocas dentro de la zona de estudio junto con otras no expuestas y desconocidas podrían aumentar el promedio de  $V_p$  de corteza superior obtenido aquí.

### ***Corteza media***

La determinación final de  $V_p$  para la corteza media (6.15km/s) no ha presentado un cambio significativo con respecto al modelo de  $V_p$  inicial (6.20km/s). Además, existe mayoritaria consistencia de este valor con los considerados para el modelo de corteza promedio para localización de sismos (Anderson *et al.*, 2007). Las determinaciones de  $V_p$  usando sensibilidad de  $V_p$  para inversión de forma de ondas regionales mostraron que la corteza promedio de Cuyania presenta sobre su franja este valores de 6 a 6.2km/s mientras que la franja oeste de 6.2 a 6.4km/s (Alvarado *et al.*, 2007). Estos antecedentes de  $V_p$  promedio de toda la corteza solo son consistentes con nuestra determinación de  $V_p$  para corteza media y que representa la capa de velocidad de mayor espesor de nuestro modelo. El modelo aquí obtenido más detallado en profundidad muestra valores de  $V_p$  para corteza superior e inferior que se alejan notablemente de estos valores de  $V_p$  promedio. Esta variabilidad de velocidades en profundidad pone de manifiesto la necesidad de considerar capas adicionales en un modelo unidimensional.

### ***Corteza inferior***

El valor de  $V_p$  final (6.80km/s) ha sido notablemente menor al sugerido por el modelo inicial (7.3km/s). Los modelos de velocidades promedio de corteza inferior considerando rayos comprendidos principalmente dentro de Cuyania y al norte de 31° S han determinado  $V_p > 7.3$ km/s (Alvarado *et al.*, 2007). Las funciones de receptor telesísmicas a 30° S han mostrado un débil contraste en la discontinuidad de Moho (Gilbert *et al.*, 2006). Calckins *et al.*, 2006 construyó funciones de recep-

tor de sismos locales para estación sobre borde suroeste de Sierra de Pie de Palo y también ha sugerido la posibilidad de una transición “suave” de velocidad entre la corteza inferior y el manto subMoho. Estos autores coinciden en que las evidencias sismológicas se corresponden a una corteza inferior de alta velocidad y de composición parcialmente eclogitizada. Esto contrasta notablemente con nuestra determinación de 6.8km/s. Sin embargo, las evidencias de eclogitización fueron obtenidas fundamentalmente al norte de 31° S dentro del terreno Cuyania. Las determinaciones de este estudio representan velocidades promedio de corteza inferior al sur de 31° S. La velocidad obtenida aquí no se corresponde a la hipótesis de corteza inferior eclogitizada. Esto sugiere la posibilidad que el terreno Cuyania presenta una segmentación composicional en la corteza inferior a nivel regional.

### ***Manto superior***

La velocidad aquí obtenida para el manto superior fue de 7.4km/s. Esta no es consistente con las velocidades encontradas al norte a 30° S, donde valores de 8.2km/s fue calculado a partir de ondas refractadas Pn (Fromm *et al.*, 2004). Además, esta se encuentra muy por debajo de la velocidad promedio global del modelo IASPEI91 para primeros 50km de manto superior de 8.04km/s (Kennett, 1991). Esta determinación si es consistente con la anomalía de bajo Vp (~7.6km/s) del manto superior a profundidad de 85km localizada por encima de la placa subducida donde se dispone plana (Wagner *et al.*, 2005). Sin embargo, la red de estaciones CHARSMÉ fue localizada sobre la región donde la placa subducida plana presenta un doblez para acomodarse a subducción normal al sur de 33.5° S. Puede esperarse que los rayos provenientes de los sismos de profundidad intermedia no atraviesen en gran proporción el volumen anómalo de bajo Vp. Otra anomalía de bajo Vp (~7.5km/s) se encuentra a 65km de profundidad entre latitudes 32.5 y 33.5° S y longitudes 70 y 70.7° O (Wagner *et al.*, 2005). Su volumen reducido y localización sobre el borde de la red cuestionan su influencia sobre nuestra determinación. Otra anomalía de alto Vp (8.4km/s) centrada a 85km y en la zona de transición de placa plana a normal y comprendida dentro de la red no es consistente con nuestro resultado. Es posible considerar que un efecto combinado debido a la participación relativa de las heterogeneidades de Vp de manto superior en los tiempos de viaje de sismos seleccionados sea la causa de esta determinación de bajo Vp. Aún bajo este supuesto el Vp determinado aquí es aún más bajo que cualquier anomalía de menor Vp determinada por Wagner *et al.*, 2005. Así mismo, el promedio aritmético de las velocidades de las tres anomalías de 7.8km/s es mayor al valor de Vp aquí obtenido.

La capa de velocidad de manto superior, al contrario de las capas del modelo de Vp de corteza, esta solamente controlada por los rayos que parten de los sismos de profundidad intermedia y arriban a las estaciones sismológicas. La cantidad de

sismos involucrados en el proceso de inversión fue de 72 y tan solo representa el 30% del total de los sismos involucrados. Una buena determinación de velocidad considera un número suficiente de rayos cuyas trayectorias se entrecruzan y muestreen un volumen en diversos sentidos y direcciones. Se puede considerar que la cantidad de sismos involucrados no es la suficiente. Así mismo se puede sugerir que los rayos que partieron de los sismos principalmente agrupados sobre la zona noroeste no describan el suficiente entrecruzamiento y la variedad de trayectorias para condicionar esta gruesa capa de Vp de manto superior. Si esto es cierto, la velocidad para manto superior sería pobremente condicionada y, en ese caso, la determinación no sería confiable.

Se probó el desempeño del modelo de Vp definiendo la velocidad de manto superior a 8.04km/s que es el valor promedio del modelo global de velocidades ISPEI91 (Kennett, 1991). La relocalización de sismos mediante el método JHD (se mantuvo invariable el modelo de Vp obtenido de corteza y el de manto superior) indicó un RMS de 0.315s. Este valor fue muy similar al obtenido de 0.311 s con Vp de manto de 7.4km/s. El cambio débil cambio de 1.3% entre ambos modelos de manto superior fue interpretado como el poco control de los rayos provenientes de los sismos de placa en el condicionamiento de la determinación de Vp del manto superior. Además, también indica la relativa poca participación de lectura de arribos de los sismos de profundidad intermedia en el RMS total del proceso de inversión que integra también a los sismos de corteza. Se puede sugerir que los sismos de profundidad intermedia no condicionan lo suficiente la determinación de Vp de manto superior.

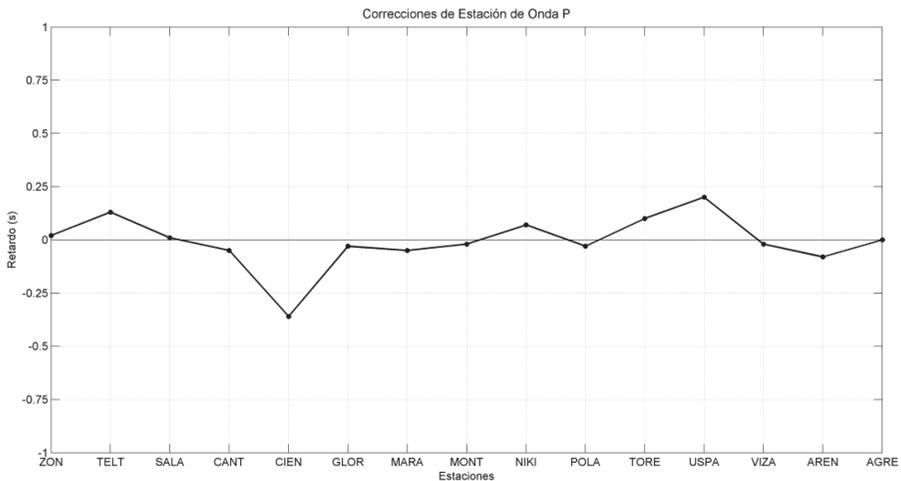
En esta situación de determinación probablemente mal condicionada, se definió al modelo de Vp de manto superior con el valor de 8.04km/s. Este valor fue usado como el inicial para obtener modelos tomográficos por Wagner *et al.*, 2005. Por otro lado, el modelo unidimensional más adecuado como inicial para obtener el más representativo modelo tomográfico tridimensional es denominado modelo mínimo de velocidades (Kissling *et al.*, 1994). Así, se puede interpretar que el modelo unidimensional inicial de Wagner *et al.*, 2005 con el valor inicial de 8.04km/s ha sido considerado implícitamente como modelo mínimo. Esto refuerza la elección del valor de Vp de IASPEI91 por sobre otras velocidades posibles del manto superior.

### ***Correcciones de estación***

Las correcciones de estación permiten compensar los efectos sistemáticos de residuos de tiempos de viaje asociados generalmente a heterogeneidades de velocidades que no pueden ser adecuadamente resueltas por el modelo unidimensional. Para las estaciones con uniforme distribución azimutal y ángulos de incidencia de rayos, las correcciones de estación reflejan heterogeneidades de subsuperficie cercana. Para

las estaciones cercanas al borde de la red la cobertura de rayos es limitada y correcciones de estación representan tanto los efectos de anomalías de subsuperficie cercana como los efectos sistemáticos producidos por anomalías de velocidad más profundas. AGRE ha sido seleccionada como la estación de referencia en base al conocimiento geológico de la zona. Los retardos por arriba o por debajo representan, bajo las condiciones antes descritas, velocidades menores o mayores que las presentes en subsuperficie de estación AGRE.

La mayoría de los valores de corrección de estación se encuentran comprendidos entre -0.1 a 0.2 segundos (Figura 7). Este rango de valores se encuentra en el orden de valores de 0.2 a -0.5s para las correcciones de estación alrededor de la sierra de Pie de Palo obtenidas por una red de estaciones temporaria (Pujol *et al.*, 1992). Este autor ha obtenido valores de retardos negativos en promedio de -0.4 en una franja comprendida entre la unidad morfotectónica de Precordillera Oriental y la sierra de Pie de Palo que son completamente consistentes con el retardo de -0.39s para la estación CIEN localizada sobre Precordillera Oriental. Esta correspondencia confirma la compatibilidad de nuestros datos y resultados con otras investigaciones aun cuando estas fueron realizadas considerando datos de otra red de estaciones.

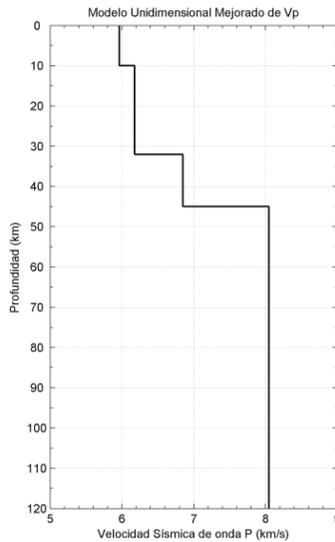


**Figura 7.** Valores de corrección de estación para cada estación sismológica.

**Desempeño final**

Se denominó modelo unidimensional mejorado de Vp al modelo formado por las velocidades de corteza obtenidas mediante el proceso de inversión junto al modelo de Vp de manto superior de 8.04km/s (Figura 8). El nuevo modelo de velocidades

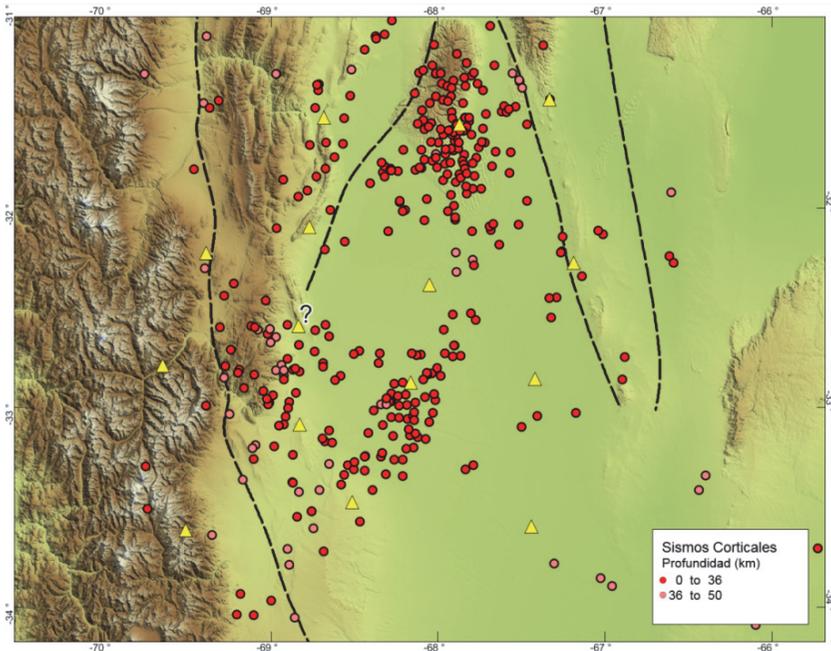
con sus correspondientes correcciones de estación disminuyó el RMS en un 20% en comparación con las localizaciones iniciales. Como las correcciones de estación compensan las desviaciones sistemáticas de residuos, la disminución de RMS no es un efecto únicamente relacionado con el modelo mejorado de  $V_p$ . Considerando el modelo mejorado y la relocalización sin ajuste de corrección de estación el RMS disminuyó a 0.335s. Esta disminución indica la ventaja de presentar un modelo de  $V_p$  adecuadamente construido para una región determinada.



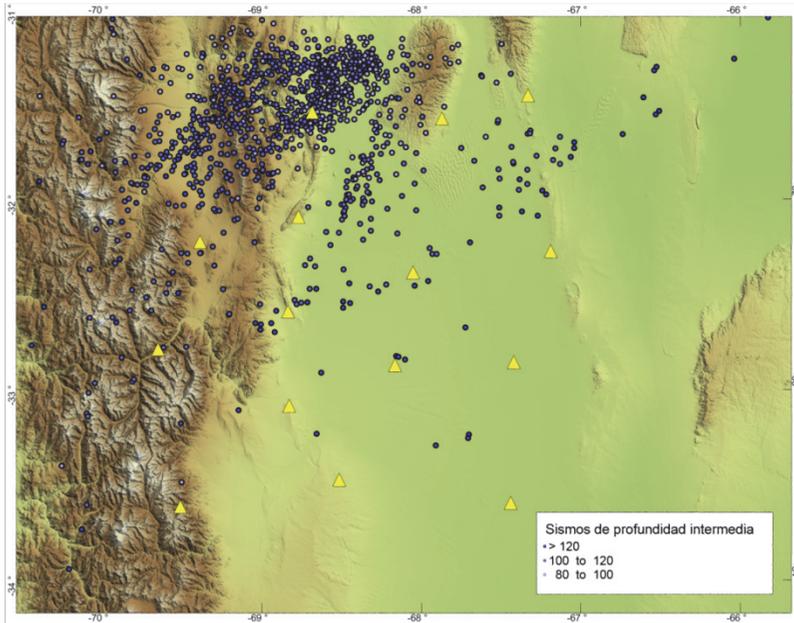
**Figura 8.** Modelo unidimensional mejorado de  $V_p$  con velocidad de manto superior correspondiente al promedio global de velocidades del modelo IASPEI 91.

El desempeño para el total de sismos detectados (fuera y dentro de la red) también muestra una disminución de indicadores de desempeño. El RMS total para 449 sismos de corteza y 1,262 sismos de profundidad intermedia disminuyó de 0.84 a 0.80. La disminución significa que el modelo de  $V_p$  mejorado también es más adecuado para una región afuera de la red de estaciones. Sin embargo, esta disminución es relativamente menor al 20% obtenida considerando solo los sismos seleccionados. Si bien el modelo mejorado aumentó su desempeño, este no lo es en la cantidad obtenida para sismos seleccionados lo que indica que a pesar que el modelo mejorado presenta mayor generalidad y es más adecuado y representativo para el espacio de velocidades local dentro de la red que una zona más regional circundante, este es aún más representativo de las velocidades en profundidad de la región dentro de la red de estaciones.

La nueva localización de hipocentros muestra que la distribución de sismos en el período reducido de tres meses (Figura 9 y 10) se corresponden espacialmente con sismicidad histórica conocida mediante catálogos internacionales de los últimos 20 años (United States Geological Survey –USGS, National Earthquake Information Center –NEIC) (Figura 1). Las localizaciones finales muestran un patrón de sismicidad de corteza y asociada a placa subducida que manifiestan nuevos detalles de agrupamientos y lineamientos de sismos no vistos antes para la región. La sismicidad de corteza se localizó fundamentalmente dentro del terreno Cuyania o bien en el límite entre este y terrenos adyacentes. Esta evidencia es completamente consistente con la afirmación de Alvarado *et al.*, 2007 donde la máxima liberación de energía elástica se encuentra dentro de este terreno. Por otro lado, los estudios previos de localizaciones de sismos asociados a placa subducida de Nazca (Anderson *et al.*, 2006; Wagner *et al.*, 2005) muestran un patrón general de sismicidad que coincide con nuestras localizaciones. Particularmente interesante son los sismos de placa de Nazca que se muestran concentrados en grupos o lineamientos no antes conocidos (Anderson *et al.*, 2007). Sin embargo, el análisis detallado de la sismicidad a partir de las localizaciones de menor error escapa el ámbito de este trabajo.



**Figura 9.** Sismos de corteza identificados durante el experimento CHARAME y relocalizados usando el modelo mejorado de Vp.



**Figura 10.** Sismos de profundidad intermedia detectados y relocalizados usando nuevo modelo de Vp. La mayoría de estos sismos se localiza fuera del área de cobertura de la red.

## Conclusiones

Se obtuvo un nuevo y mejorado modelo de velocidades de cuatro capas a partir de nuevos datos sismológicos de una red local que constituye el único modelo unidimensional de velocidades de corteza y manto superior para la zona que fue obtenido a partir de la inversión de primeros arribos de ondas P de sismos de corteza y profundidad intermedia.

Se analizaron cuidadosamente los parámetros que controlan el proceso de inversión. Todas las determinaciones de Vp del modelo obtenido han sido validadas con antecedentes geofísicos y geológicos. La velocidad de la corteza superior mayor a la del modelo inicial sugiere una mayor participación de rocas de basamento metamórfico de altas velocidades, algunas expuestas principalmente en la sierra de Pie de Palo y otras no expuestas y desconocidas. La corteza media presenta una velocidad similar a antecedentes de velocidades promedio para toda la corteza indicando la necesidad de considerar modelos de mayor cantidad de capas en profundidad. La velocidad obtenida para la corteza inferior fue menor a la esperada y conocida dentro del terreno Cuyania lo que implica una posible segmentación de la composición

a este nivel cortical, parcialmente eclogitizada al norte de la sierra Pie de Palo pero que no parece tener las mismas características al sur. El  $V_p$  obtenido de manto superior mal condicionado fue definido al valor de 8.04km/s sin notable aumento del RMS. Las correcciones de estación demuestran la consistencia de nuestras determinaciones de subsuperficie somera en relación a las determinadas por otros experimentos sismológicos. La disminución de RMS en un 20% implica un menor error de localización y mayor adecuación de nuestro modelo de  $V_p$  de corteza y manto superior y permitirá en futuros trabajos reconocer nuevas características de la sismicidad de corteza y placa subducida.

Este mejorado modelo se propone como uno adecuado para una rápida y relativamente precisa relocalización tanto para sismos de corteza comprendidos fundamentalmente dentro de Cuyania como de profundidad intermedia asociados a la placa subducida de Nazca, en la zona de transarco andino argentino entre 31.5 y 33.5° S donde se produce la mayor actividad sísmica en niveles someros y a profundidad intermedia.

El modelo mejorado de  $V_p$  podrá ser usado como inicial para obtener otro modelo de velocidades más detallado en profundidad y que no solo sea de onda P, sino también de onda S y de relación  $V_p/V_s$ . Este conjuntamente con otros modelos tentativos iniciales podrán ser considerados para obtener un modelo mínimo unidimensional de velocidades de  $V_p$  que como tal, permita no solo obtener localizaciones más precisas de hipocentros y ser usado como modelo inicial para construcción de modelos tomográficos de sismos locales, si no también y así mismo proveer interpretaciones preliminares sobre la estructura en velocidad de los niveles profundos de la Tierra y su correspondencia con composición y petrología.

## Referencias

- Aceñolaza, F.G.; Miller, H. and Toselli, A.J., 2002. Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America, a discussion. *Tectonophysics*, 354, 121-137
- Alvarado, P.; Beck, S. and Zandt, G., 2007. Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modelling. *Geophysics. J. Int.*
- Anderson, M.; Alvarado P.; Zandt, G. and Beck, S., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 171(1), 419-434.
- Bollinger, G.A. and Langer, C.J., 1988. Development of a velocity model for locating aftershocks in the Sierra Pie de Palo region of western Argentina, *USGS Bull.* 1795
- Castro de Machuca, B. y Perarnau, M., 2012. A seismological and petrological crustal model for the Southwest of the Sierra de Pie de Palo, province of San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(2), 177-184.

- Brocher, T., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the earth's crust. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95(6), 2081-2092.
- Cahill, T. and Isacks, B., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res.*, 97, 17 503-17 529.
- Calkins, J.A.; Zandt, G.; Gilbert, H.J. and Beck, S.L., 2006. Crustal images from San Juan, Argentina, obtained using high frequency local event receiver functions, *Geophys. Res. Lett.*, 33.
- Christensen N.I. and Mooney W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view, *J. Geophys. Res.*, 100, 9761-9788,
- Eberhart-Phillips D., and Michael A.J., 1993. Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield Region, central California. *J. Geophys. Res.*, 98(B9), 15737-15758.
- Fromm, R.; Zandt, G. and Beck S.L., 2004. Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities, *Geophys. Res. Lett.*, 31.
- Gilbert, H.; Beck, S. and Zandt G., 2006. Lithospheric and upper mantle structure of Central Chile and Argentina, *Geophys. J. Int.*, vol. 165, pp. 383-398. Goldstein, P., Dodge, D.&Firpo, M., 1999.
- Gutscher, M.A., 2002. Andean Subduction Styles and their Effect on Thermal Structure and Interplate Coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 3-10.
- Heit, B.; Yuan, X.; Bianchi, M.; Sodoud, F. and Kind R., 2008. Crustal thickness estimation beneath the southern Central Andes at 30 degrees S and 36 degrees S from S wave receiver function analysis, *Geophysical Journal International*, 74(1), 249-254.
- Hildreth, W.; Singer, B.; Godoy, E. and Munizaga, F., 1998. The age and constitution of Cerro Campanario, a mafic stratovolcano in the Andes of central Chile. *Revista Geologica de Chile*, 2, 17-28.
- Husen, S.; Kissling, E. and Quintero, R., 2002. Tomographic evidence for a subducted seamount beneath the Gulf of Nicoya, Costa Rica: The cause of the 1990 Mw= 7.0 Gulf of Nicoya earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 29(8).
- Ji, S.C.; Wang, Q. and Xia, B., 2002. *Handbook of Seismic Properties of Minerals, Rocks and Ores*. Polytechnic International Press, Montreal, Polytechnic Int., Montreal, Quebec, Canada, 630 pp.
- Jordan, T.E. and Allmendinger R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *Am. J. Sci.*, 286, 737-764.
- Kay, S. Mahlburg and C. Mpodozis, 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flatslab. *Journal of South American Earth Science*, 15, 39-59.
- Kennett B.L.N., and Engdahl E. R., 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, 105, 429-466.

- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data. *Rev. Geophys.*, 26, 659-698,
- Kissling, E.; Ellsworth, W.L.; Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99.
- Kissling, E.; Kradolfer, U. and Maurer, H., 1995. *VELEST user's guide-short introduction*, Institute of Geophysics and Swiss Seismological Service, ETH, Zurich, 25 pp.
- Klein, F., 2002. User's Guide to HYPOINVERSE-2000: A Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes[R], USGS Open File Report Ver1. 0.
- McGlashan, N.; Brown, L. and Kay, S., 2008. Crustal thickness in the Central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysical Journal International*, 175(3), 1013-1022.
- Perarnau, M.; Alvarado P. and Saez, M., 2010. Estimación de la estructura cortical de velocidades sísmicas en el suroeste de la Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67.
- Pujol, J., 1992. Joint hypocentral location in media with lateral velocity variations and interpretation of the station corrections. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 75, 7-24.
- Ramos, V.A.; T.E., Jordan; R.W. Allmendinger; C., Mpodozis; S.M., Kay; J.M. Cortés, and M. Palma, 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes, *Tectonics*, 5(6), 855-880.
- Ramos, V.A.; Cristallini, E.O. and Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the central Andes. *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 59-78.
- Ramos, V.A., 2009. The Grenville-Age Basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Volponi, F., 1968. The earthquakes of Mendoza of 21 October 1968 and the structure of the earth's crust. *Acta Cuyana de Ingeniería*, 12, 95-101.
- Smalley R. Jr.; Pujol, J.; Regnier, M.; Chiu, J.M.; Chate Iain, J.L.; Isacks, B.L.; Araujo, M. and Puebla, N., 1993. Basement seismicity beneath the Andean Pre-cordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior. *Tectonics*, 12, 63-76.



# Sismicidad de interior de placa en Cuba

Mario Octavio Cotilla Rodríguez\*

*Recibido en octubre de 2013; aceptado en marzo de 2014*

## Abstract

The greatest territorial area of Cuba is related with the intraplate seismicity of the North American plate. This territory is defined in the West Neotectonic Unit with ~900 perceptible earthquakes (1492-2013). The maximum magnitude value estimated is 6.2, earthquakes of 1880 and 1914. The strongest earthquakes show a recurrence period upper 100 years. These events have some casualties and injured, but much less than of the Southeastern Cuban region (~100). Seismic activity is justified by the dynamic influence of the Caribbean-North American plate boundary on the fault zones and their intersections.

*Key words: Active faults, Caribbean, Cuba, earthquakes, seismicity.*

## Resumen

La mayor extensión superficial de Cuba está relacionada con la sismicidad interior de la placa de Norteamérica. Este territorio se define en la Unidad Neotectónica Occidental con ~900 terremotos perceptibles (1492-2013). El valor de la magnitud máxima estimada es 6.2, años 1880 y 1914. Los terremotos más fuertes demuestran un periodo de recurrencia superior a 100 años. El conjunto de todos los eventos ha producido algunos muertos y heridos, pero mucho menos que los de la región suroriental (~100). La actividad sísmica se justifica por la influencia dinámica del límite de placas Caribe-Norteamérica en las zonas de fallas y sus intersecciones.

*Palabras clave: Caribe, Cuba, fallas activas, sismicidad, terremotos.*

## Introducción

Cuba es un archipiélago (~111,000 km<sup>2</sup>) en el norte del Mar Caribe (Figura 1), desde el punto de vista físico-geográfico, está integrada en el Arco de Islas de las Antillas Mayores. El área de Cuba es mayor que la correspondiente del conjunto de las islas caribeñas del mencionado Arco (~96,000km<sup>2</sup>), es también la más larga de las islas (~1,260km) y su longitud de costa es de ~5,750km. La plataforma insular que la rodea alcanza ~68,000km<sup>2</sup> y la profundidad está en 10-55m, el talud insular es de ~5km de profundidad, en la parte suroriental se encuentra una fosa oceánica

\* Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, s/n, 28040, Madrid, correo electrónico: [macot@fisi.ucm.es](mailto:macot@fisi.ucm.es); [dcordoba@fisi.ucm.es](mailto:dcordoba@fisi.ucm.es)

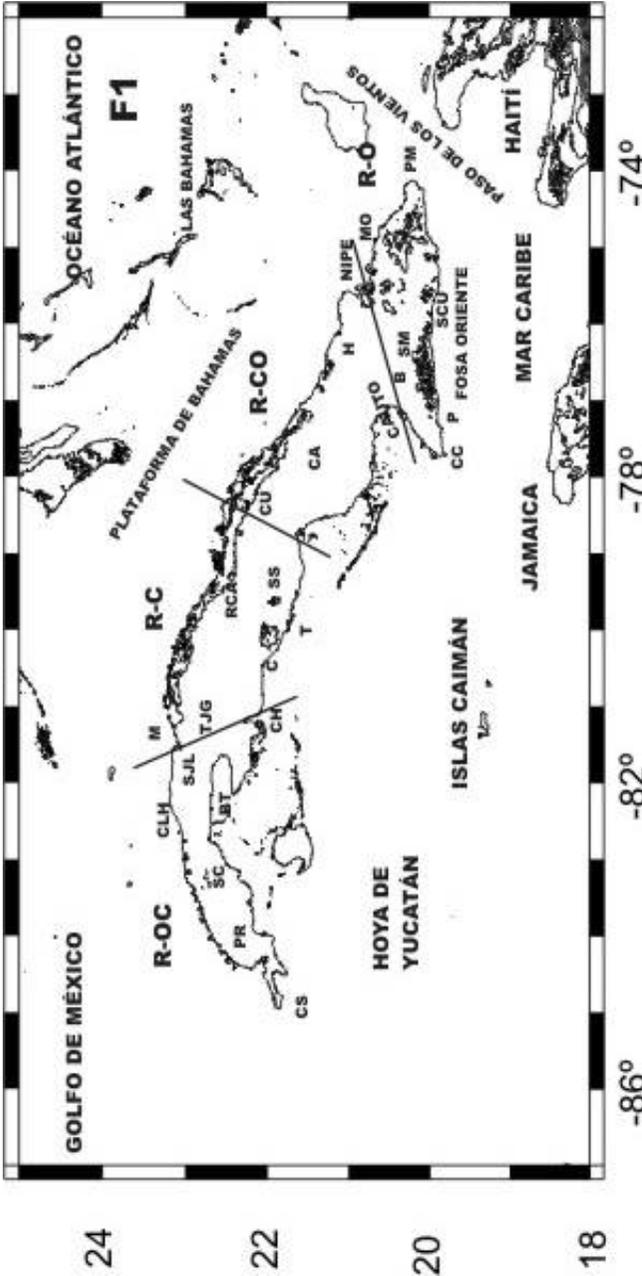


Figura 1. Cuba en el Caribe.

Aparecen: *localidades* (B= Bayamo, BT= Batabanó, C= Cienfuegos, CA= Camagüey, CC= Cabo Cruz, CH= Cochinos, CLH= Ciudad de La Habana, CU= Cubitas, CS= Cabo de San Antonio, H= Holguín, M= Matanzas, MO= Moa, P= Pílon, PM= Punta de Maisí, PR= Pinar del Río, RCA= Remedios-Caibarién, SC= San Cristóbal, SCU= Santiago de Cuba, SJL= San José de las Lajas, SM= Sierra Maestra, SS= Sancti Spiritus, T= Trinidad, y TJG= Torriente-Jagüey Grande); *Regiones* (R-C= Central, R-CO= Centro-Occidental, R-O= Oriental, y R-OC= Occidental); *límites de regiones* (líneas negras transversales).

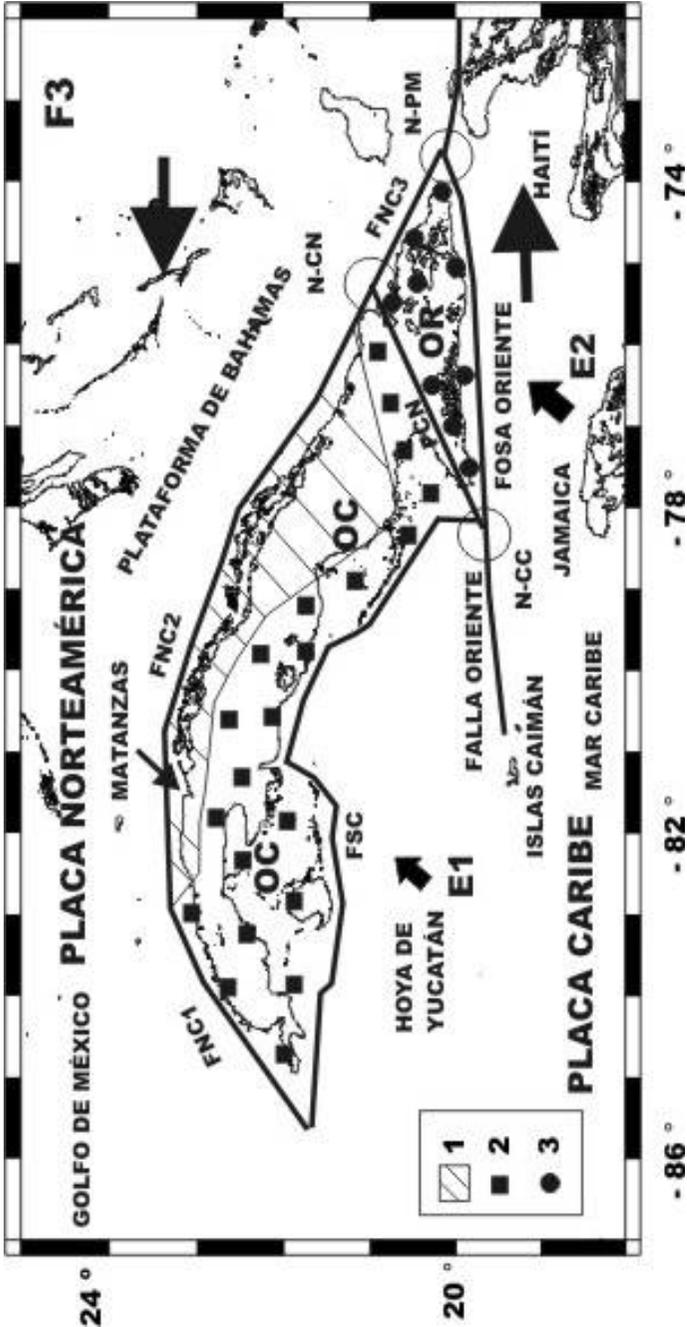
(Oriente, de ~7,680m). En esta zona se produce un contraste de ~10km de desnivel entre la Sierra Maestra (Pico Turquino,  $h= 1,974m$ ) y la fosa adyacente, en una distancia de apenas 5km.

La actividad sísmica (AS) del Caribe se ha reconocido desde la llegada de los españoles (Figura 2a). En particular destacan, por la energía y la cantidad de terremotos, los segmentos de Haití, Jamaica, República Dominicana, Puerto Rico y la parte suroriental de Cuba (Figura 2a). Para el caso de Cuba, la colonización española comenzó de oriente a occidente (Tabla 1). Y la AS fue, consecuentemente, conocida en la zona Oriental (ciudades de Baracoa, Santiago de Cuba y Bayamo, principalmente) (Figura 1). Sin embargo, hay al menos una leyenda de los pobladores nativos de entonces sobre los terremotos, pero de la parte occidental, específicamente de Cuba Occidental (CO). En ella se explica la configuración de la desembocadura del río Yumurí, una zona aledaña a la bahía de Matanzas (Figura 3), a partir de la relación amorosa de dos jóvenes nativos. En el catálogo de Poey aparece que en 1842 esta zona tuvo un maremoto. Ese evento se corresponde, muy probablemente, con el fuerte terremoto de Cabo Haitiano del 7 de mayo de 1842 (Figura 2a). Matanzas está lejos de la región suroriental; sin embargo, ha tenido reportes de algunos de los fuertes sismos que se produjeron en Santiago de Cuba. Específicamente, Matanzas se localiza en la Unidad Neotectónica Occidental (UNOC) (Figura 3) y la zona fue habitada desde 1693.

La sismicidad en Cuba tiene características muy distintas en, al menos, dos zonas: 1) suroriental (coincidente con el límite entre las placas Norteamérica y Caribe); 2) resto del territorio (incluido en la placa de Norteamérica) (Figura 2b). Es evidente que la primera de ellas es más activa y conlleva un mayor peligro. Esto fue reconocido por el Padre Benito Viñes Martorell, S.J. (Gutiérrez Lanza, 1910, 1914). También Morales y Pedroso (1931) aseguró que los terremotos de: 1) CO son de origen volcánico y tienen su hipocentro en América Central; 2) la parte Oriental de Cuba son de origen tectónico. No obstante, la mayor parte de la población, incluso en la actualidad, considera que es en Cuba Oriental, y en específico Santiago de Cuba, donde único se producen los terremotos. Así que nuestro objetivo se dirige a la sismicidad de CO.

Para el caso de CO hay documentados muchos terremotos, pero muy espaciados en tiempo, y con magnitudes relativamente bajas, en CO han ocurrido dos terremotos fuertes ( $M \geq 6$ ) en Pinar del Río y Holguín (Figura 4). La mayoría de los terremotos de la UNOC no son perceptibles, las determinaciones instrumentales son muy escasas, aunque mejoran con el incremento de estaciones sísmicas permanentes, en este sentido hay un importante contraste con las informaciones sobre los eventos sísmicos de la parte suroriental. Se define entonces la sismicidad de la primera región como de interior de placa (SIP).



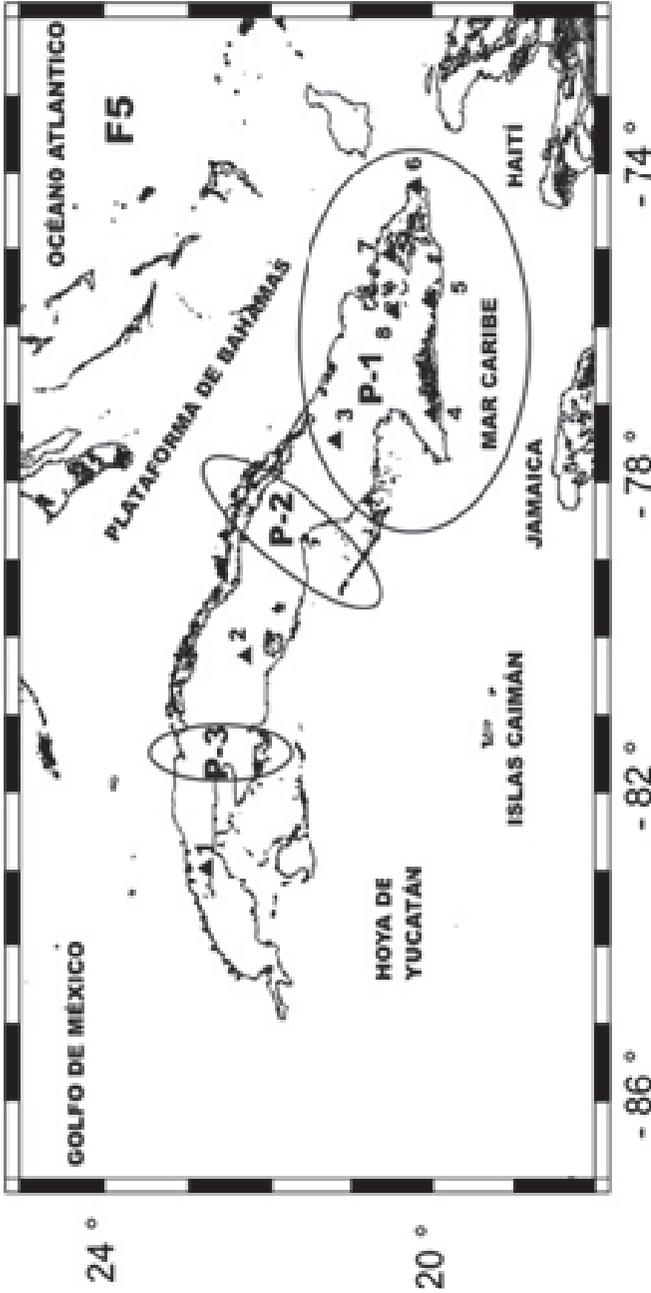


**Figura 3.** Neotectónica de Cuba. Aparecen: flechas negras: 1) grandes (sentido: del desplazamiento de las placas); 2) pequeñas gruesas (esfuerzo principal promedio, E1 y E2); unidades neotectónicas: OC= Occidental, OR= Oriental; fallas principales (líneas negras gruesas): (FCN= Cauto-Nipe, FNC1= Nortecubana Occidental, FNC2= Nortecubana Central, FNC3= Nortecubana Oriental, y FSC= Surcubana); círculos (nudos sísmoactivos principales= N-CC= Cabo Cruz, N-CN= Cauto-Nipe, N-PM= Punta de Maisí); símbolos (áreas de cortezas: 1= continental, 2= intermedia-oceánica).

**Tabla 1**  
**Datos de las primeras villas cubanas**

<i>Denominación inicial (actual)</i>	<i>Región</i>	<i>Fundado (año)</i>
Nuestra Señora de la Asunción de Baracoa (Baracoa)	Oriental	1511
San Salvador de Bayamo (Bayamo)		1513
La Habana (Batabanó)	Occidental	1514
Sancti Spiritus (Sancti Spiritus)		
La Santísima Trinidad (Trinidad)		
San Juan de los Remedios (Remedios)		1515
Nuevitas (Nuevitas)		
San Cristóbal de La Habana (Ciudad de La Habana)		1519
Santa María de Puerto Príncipe (Camagüey)		1528
Minas de Jobabo (Jobabo)		1533
Puerto Padre (Puerto Padre)		1541
Morón (Morón)		1543
Guane (Guane)		1600
Esmeralda (Esmeralda)		1628
San Diego de los Baños (San Diego de los Baños)		1632
Gloriosa Santa Clara (Santa Clara)		1689
Matanzas (Matanzas)		1693
San Cristóbal de los Pinos (San Cristóbal)		1743
Cienfuegos (Cienfuegos)		1819 (1745)
Sagua de Tanámo (Sagua de Tanámo)		1750
San Isidro de Holguín (Holguín)		1751
Tunas de Bayamo (Las Tunas)		1752
Güines (Güines)		1777
Villa Blanca de Gibara (Gibara)		1817
Santa Cruz del Sur (Santa Cruz de Sur)		1826
Caibarién (Caibarién)		1841
Jagüey Grande (Jagüey Grande)		1850
Torriente (Torriente)		1863
Ciego de Ávila (Ciego de Ávila)		1877
San José de las Lajas (San José de las Lajas)		1893
Manatí (Manatí)		1912





**Figura 5.** Red cubana de estaciones sísmicas. Aparecen: triángulo negro= *estación sísmica permanente* (1= Soroa, 2= Manicaragua, 3= Cascorro, 4= Las Mercedes, 5= Río Carpintero, 6= Punta de Maisí, 7= Pinares de Mayarí, 8= Maisí); elipses= *zonas de las determinaciones de mayor precisión* (P-1, P-2 y P-3).

## Principales características y datos tectónicos

Desde nuestro punto de vista, en el trabajo se pueden emplear las siguientes publicaciones para obtener información sobre la tectónica del Caribe: Cotilla y Udías (1999), Erickson *et al.* (1972), Man y Burke (1984), Mauffret (1996), Prol *et al.* (1993), Rosencratz (1990), y Rosencratz *et al.* (1988).

Cuba tiene el plano contemporáneo una figura geométrica de arco cóncavo en la parte norte con el punto de inflexión aproximadamente al este de la bahía de La Habana, y en la zona sur entorno a Batabanó y la bahía de Cochinos (Figura 3). Esto se debe, principalmente, a los esfuerzos paleotectónicos. Aledaño a Cuba hay varias estructuras marinas de importancia que han influido en su evolución neotectónica: Mar Caribe, Fosa de Oriente, Hoya de Yucatán, Golfo de México y Plataforma de Bahamas (Figura 3).

De acuerdo con la tectónica de placas, Cuba se localiza en la placa de Norteamérica e interacciona directamente con la zona de fallas transformantes activas de desplazamiento lateral izquierdo que la separa de la placa Caribe (Figura 2b). La estructura dominante es la fosa Bartlett-Caimán. Ésta es una estructura submarina de tipo *pull-apart* de ~1,000km de longitud a partir de un pequeño centro de generación de corteza oceánica de 110km de ancho (Islas Caimán). Ese centro se asume está activo desde el Eoceno medio (velocidad aproximada de expansión 1.5cm/año), todos estos elementos se enmarcan en una zona límite de placas (ZLP) donde son frecuentes los sismos.

En el Caribe se han producido muchos terremotos fuertes (Figura 2a), la inmensa mayoría de ellos asociados a la ZLP (Cotilla *et al.*, 1997a, b). Ellos conllevan importantes pérdidas humanas y económicas (Cotilla, 2007; Cotilla, 2011a). Consecuentemente, los mayores esfuerzos científicos se han dirigido al estudio de la sismicidad de entreplacas, de hecho la red de estaciones cubanas (Figura 5) está diseñada, fundamentalmente, para esa región (Cotilla, 1993, 2007).

## Neotectónica de Cuba Occidental

En esta parte se hará una breve exposición que se fundamenta principalmente en Cotilla y Álvarez (2001), Cotilla *et al.* (1991b, 1996, 1998), González *et al.* (2003), y Prol *et al.* (1993). Así aseguramos que Cuba es un megabloque emergido y en ascenso diferencial entre sus partes que está incorporado tectónicamente al borde meridional de la placa Norteamérica (Figura 2b). En el megabloque se tienen dos Unidades Neotectónicas (UN): 1) OC, 2) Oriental (OR) (Figura 3), el límite entre ellas es la falla Cauto-Nipe (FCN). Sus particularidades estructurales, complejas y heterogéneas, fueron adquiridas en las dos principales etapas de su desarrollo geológico: orogenia cubana del Eoceno medio y neotectónica en el poseoceno superior.

Ellas se caracterizan respectivamente por los movimientos compresivos, y los movimientos verticales oscilatorios. A partir de estos últimos se explica la diferenciación y la división en bloques, así como el desarrollo de una cobertura sedimentaria poco deformada que cubre en parte a las estructuras pre neotectónicas. Esa división en bloques se produjo a partir de los límites tectónicos longitudinales y transversales de la etapa pre Eoceno Superior, como zonas de debilidad aprovechadas por las rupturas nuevas, aunque con otro estilo y tendencia, fundamentalmente vertical. La complejidad de la estructura geológica de Cuba se evidencia en cortes geológicos y geofísicos en que aparecen apiladas, mezcladas y dislocadas diferentemente secuencias rocosas de distintas zonas estructurales.

Las principales diferencias neotectónicas entre las dos UN son: 1) altimétricas, 2) orden jerárquico de la red fluvial, 3) afectaciones en los cursos y las divisorias principales de las cuencas fluviales, 4) pendientes fluviales y del relieve, 5) tipos de ríos (encajados), 6) costas afectadas por fallas, 7) densidad de fracturas, 8) cimas puntiagudas, 9) sectores de levantamientos neotectónicos de distintos órdenes, 10) amplitud total de los levantamientos neotectónicos; 11) terrazas marinas, y 12) AS, en todos los casos los mayores valores están en la UNOR (Cotilla *et al.*, 1991b).

La FCN es el límite activo entre las UNOC y UNOR. Esta estructura tiene dos segmentos y contiene tres nudos sismoactivos: 1) Cabo Cruz, 2) San Germán; 3) Banos-Nipe. Esta falla cumple un importante papel en cuanto a geodinámica de Cuba, ya que facilita los desplazamientos laterales y verticales, así como la transmisión de los esfuerzos tectónicos. Además, las principales fallas de Cuba (FCN, falla Nortecubana (FNC) y falla Oriente (FO)) se relacionan con otras del norte del Caribe (Norte de La Española y Swan). En esas zonas se conforman nudos sismoactivos (Figuras 3 y 4).

## Sismicidad

Datos y estudios sobre la sismicidad del Caribe y de CO se localizan en: Álvarez *et al.* (1985, 1990, 1999), Chuy (1989), Chuy y Álvarez (1983), Chuy *et al.* (1980, 1983a, b, 1984, 1988), Cotilla (1993, 1998a, c, d, 1999, 2003, 2007), Cotilla y Álvarez (1999, 2001), Cotilla y Córdoba (2008, 2010a, b, c, 2011a, b, c), Cotilla *et al.* (1991a, 1997a, b, 2007), González y Chuy (1983), Frohlich (1982), González *et al.* (1995), Leroy (1998), Leroy y Mauffret (1996), Montouliou (1932, 1947, 1968), Orbera *et al.* (1990), Poey (1855a, b, 1857), Rubio (1982), Salterain y Legarra (1884), Van Dusen y Dosen (2000), Viñes y Salterain (1880).

Como primer elemento a considerar en el estudio, es la constatación de que la AS es más fuerte, frecuente y significativa en las islas de La Española (Haití y República Dominicana), Jamaica, y Puerto Rico que en Cuba (Figura 2). Cotilla (2003) y Cotilla y Córdoba (2010b, c) han demostrado con las investigaciones,

fundamentalmente, en el Archivo de Indias, Sevilla, las sobrestimaciones de la magnitud de varios terremotos históricos de Cuba.

Un resumen del contenido del catálogo de terremotos de CO aparece en la Tabla 2. Este documento lo prepararon Cotilla y Córdoba (inédito) sobre la base, fundamental, de unos primeros resultados (Cotilla, 1993, 1998a, b, c, d, 1999, 2007, 2011a; Cotilla y Álvarez, 1999, 2001; Cotilla y Córdoba, 2010, 2011a, b; Cotilla y Franzke, 1999; Cotilla *et al.*, 1997a, b). Estos se configuraron con el análisis de los trabajos de: Álvarez *et al.* (1985, 1990, 1999), Chuy (2003), Chuy *et al.* (1980, 1983, 1984), González y Chuy (1983), González *et al.* (1995), Montoulieu (1932, 1947, 1968), Poey (1855, 1855a, 1857), Rubio (1982), Salterain y Legarra (1884), y Viñes y Salterain (1880).

El análisis de completitud de nuestro catálogo (Tabla 2) muestra que: 1) de los 921 terremotos son 790 los que tienen información completa de fecha; 2) no es homogéneo en cuanto a intervalos temporales o periodos, destacando el intervalo 1990-1999 con 862 terremotos; 3) la  $M_{máx}$  es 6.2; 4) las profundidades oscilan entre 10 y 88km. En la confección se han valorado los terremotos fuertes de las zonas vecinas que han sido perceptibles en Cuba, y consecuentemente están excluidos. Evidentemente, el resultado es una etapa del proceso de confección de un mejor catálogo, pero éste con más de 900 terremotos permite asegurar la existencia de la sismicidad de interior de placa (SIP) del territorio.

**Tabla 2**  
**Resumen del catálogo de terremotos de Cuba Occidental**

<i>Periodo</i>	<i>Eventos</i>	<i>M<sub>máx</sub> / M<sub>mín</sub></i>	<i>h<sub>máx</sub> / h<sub>mín</sub> (km)</i>	<i>Con fecha completa</i>
1492-1699	3	5.0 / 2.6	30 / -	-
1700-1799	4	3.7 / 3.1	10 / -	2
1800-1899	35	6.2 / 2.5	20 / 10	24
1900-1999	862	6.2 / 0.1	88 / 12	758
2000-2013	11	4.4 / 1.9	33 / 10	6
	921			790

La red de estaciones sísmicas permanentes de Cuba aparece representada en la Figura 5. De acuerdo con la cantidad y la distribución espacial de las estaciones es evidente que, la red, aún no puede realizar una detección eficiente en todo el territorio. Así se dan tres elipses de las mejores precisiones (P-1, P-2 y P-3). Para estos estimados se empleó el SIG de Cotilla y Córdoba (2004) suponiendo la ocurrencia de terremotos de diferente magnitud (rangos 2.0-7.0) y con profundidades de 0-30km. Esto se fundamentó en los datos del periodo instrumental, de la red cuba-

na. Con esa información se prepararon las Tablas 3 y 4, donde el 75% de los terremotos tiene magnitudes  $\leq 2$  y el 64% está en profundidades de 1-10km (Tabla 4). El total de terremotos del catálogo, para el periodo instrumental, es de 498 eventos (Tabla 3) y esto significa como promedio 13 eventos al año. También de la Tabla 3 se extrae que hay dos periodos de gran AS: 1) 1985 (99 eventos); 2) 1988 (78 eventos). Sin embargo, la AS es considerablemente inferior a la existente en la ZLP.

**Tabla 3**  
**Detalle de los mejores periodos de registro sísmico (1979-1995)**

<i>Año</i>	<i>Eventos</i>	<i>Mmáx / Mmín</i>	<i>hmáx (km)</i>
1979	6	3.1	10
1980	14	3.6	50
1981	13	3.9	20
1982	16	5.0	37
1983	25	3.2	50
1984	25	3.4	27
1985	99	3.3	22
1986	42	3.5	20
1987	33	2.7	27
1988	78	3.2	42
1989	27	2.3	27
1990	21	4.5	32
1991	17	2.7	20
1992	21	4.2	40
1993	30	3.0	40
1994	14	2.3	15
1995	17	3.8	30
			498

A partir del catálogo, consideramos que los eventos sísmicos más significativos de CO son los siguientes: 23 de enero de 1880, 28 de febrero de 1914, 15 de agosto de 1939, 30 de julio de 1943, 11 de noviembre de 1970, 26 de julio de 1971, 27 de junio de 1972, 8 de abril de 1974, 16 de diciembre de 1982, 8 de octubre de 1986, 24 de septiembre de 1992, 22 de enero de 1993, y 9 de marzo de 1995 (Tablas 5a, b y Figura 4). Todos ellos están asociados a fallas e identificados como SIP (Tabla 6, Figura 4). También hay otros terremotos de Cuba Oriental que pueden incluirse en este tipo de sismicidad. Ellos son: 17 de enero de 1930, 20 de marzo de 1992, y 28

de diciembre de 1998 (16 réplicas perceptibles de 500), dos sismos el 5 de enero de 1999, 13 de septiembre de 1999 (37 réplicas perceptibles de 1,340), y 26 de noviembre de 2012.

**Tabla 4**  
**Terremotos por rangos de valores de profundidad y magnitud del periodo instrumental (1979-1995)**

<i>h</i> (km)	1-5km (117)	5-10km (82)	10-15km (47)	15-20km (30)	20-30km (21)	30-50km (12)	309
<i>M</i>	0-2 (366)	2-4 (119)	>4 (5)	490			

**Tabla 5a**  
**Datos de cinco terremotos de Cuba Occidental**

<i>Fecha</i>			<i>I</i>	<i>M / h</i>	<i>Localidad</i>	<i>Tiempo en años</i>
<i>D</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	( <i>MSK</i> )	( <i>km</i> )	( <i>fecha de fundación</i> )	<i>desde la fundación /</i> <i>ocurrencia a 2013</i>
23	enero	1880	8	(6.2) / 20	San Cristóbal, Pinar del Río (1743)	137 / 133
28	febrero	1914	7	(6.2) / 20	Gibara, Holguín (1751)	163 / 99
15	agosto	1939	7	5.6 / ?	Remedios-Caibarién, Las Villas (1515)	424 / 74
8	abril	1974	6	3.8 / 5	Esmeralda, Ciego de Ávila (1877)	97 / 39
16	diciembre	1982	6	5.0 / 20	Torriente-Jagüey Grande, Matanzas (1850)	132 / 31

**Tabla 5b**  
**Datos de cinco terremotos de Cuba Occidental**

<i>Fecha</i>			<i>Isosistas</i>	<i>Epicentro</i>	<i>Área</i>	<i>Coordenadas</i>	<i>Réplicas</i>	<i>Ruptura</i>
<i>D</i>	<i>M</i>	<i>A</i>		<i>en</i>	<i>km<sup>2</sup></i>			
23	enero	1880	Si	Tierra	40,000	22.7 N 83.0 O	65	58
28	febrero	1914	Si	Mar	25,000	21.30 N 76.20 O	9	15
15	agosto	1939	Si	Mar	19,000	22.50 N 79.25 O	24	53
8	abril	1974	Si	Tierra	8,000	21.80 N 78.05 O	10	10
16	diciembre	1982	Si	Tierra	34,000	22.61 N 81.23 O	5	41

**Tabla 6**  
**Fallas y terremotos de Cuba Occidental (véase Figura 4)**

<i>Denominación (Siglas)</i>	<i>Mmáx (Categoría/ Segmentos)</i>	<i>Terremotos Asociados (Total)</i>
Cubitas (FC)	4.1 (3 / 2)	22 de abril de 1837; 28 de abril de 1864; 25 de mayo de 1941; 29 de julio de 1943; 1948; 16 de marzo de 1952; 7 de julio de 1952; 1 de enero de 1953; 25 de marzo de 1954; 1960; 1964; 1969; 27 de junio de 1972; 8 de abril de 1974; 8 de octubre de 1986 ( <b>15</b> )
Camagüey (FCA)	3.0 (4 / 1)	1770; 12 de abril de 1776; 28 de abril de 1846; octubre de 1846; 7 de marzo de 1858; 23 de noviembre de 1949; 10 de noviembre de 1952; septiembre de 1955; diciembre de 1966; 16 de diciembre de 1954 ( <b>10</b> )
Cauto-Nipe (FCN)	6.6 (2 / 2)	18 de octubre de 1551; octubre de 1624; 26 de noviembre de 1856; 20 de enero de 1858; 3 de agosto de 1926; 16 de abril de 1987; 25 de abril de 1987; 26 de agosto de 1990; 25 de mayo de 1992; 27 de junio de 1995 ( <b>10</b> )
Cochinos (FCH)	5.0 (3 / 2)	1903; enero de 1927; 5 de junio de 1928; 27 de marzo de 1964; 1974; 16 de diciembre de 1982 ( <b>6</b> )
Guane (FG)	6.2 (2 / 3)	23 de enero de 1880; 31 de agosto de 1886; 23 de septiembre de 1921; 9 de marzo de 1936; 20 de diciembre de 1937; 15 de febrero de 1939; 24 de septiembre de 1939; 9 de marzo de 1955; 11 de septiembre de 1957; 1958; 1964; 1974; 10 de marzo de 1976; 15 de marzo de 1976; 1978; 1982; septiembre de 1988 ( <b>17</b> )
Habana-Cienfuegos (FHC)	5.0 (3 / 4)	1693; 1810; 1835; 8 de marzo de 1843; 21 de febrero de 1843; 1844; 1852; 1854; 4 de octubre de 1859; diciembre de 1862; 25 de marzo de 1868; 1880; 15 de abril de 1907; 1941; 18 de diciembre de 1942; 11 de septiembre de 1947; 10 de febrero de 1970; 16 de diciembre de 1982; 9 de marzo de 1995 ( <b>19</b> )
Hicacos (FH)	3.0 (3 / 3)	1812; 5 de marzo de 1843; 1852; 1854; 10 de septiembre de 1854; 1880; 27 de mayo de 1914; 28 de mayo de 1914; 27 de abril de 1974; 1978 ( <b>10</b> )
La Trocha (FLT)	4.6 (4 / 1)	30 de julio de 1943; 11 de noviembre de 1970; 26 de julio de 1971 ( <b>3</b> )
Las Villas (FLV)	4.5 (3 / 2)	15 de agosto de 1939; 3 de febrero de 1952; 1 de enero de 1953; 25 de mayo de 1960; 22 de enero de 1983; 4 de enero de 1988 ( <b>6</b> )
Nortecubana (FNC)	6.2 (2 / 3)	28 de febrero de 1914; 15 de agosto de 1939; 25 de mayo de 1960; 18 de diciembre de 1986; 5 de enero de 1990; (dos) 5 de enero de 1992; 20 de marzo de 1992; 24 de septiembre de 1992; 28 de diciembre de 1998 ( <b>10</b> )
Surcubana (FSC)	(5 / -)	28 de abril de 1846; 10 de septiembre de 1846; 18 de abril de 1847; 24 de enero de 1909; julio de 1943; 30 de julio de 1943; 28 de abril de 1946; 23 de noviembre de 1949 ( <b>8</b> )

Una comparación por intensidad sísmica para cuatro terremotos fuertes de CO, así como la información sobre las escasas investigaciones de campo se encuentra en la Tabla 7. En la Tabla 8 aparecen las distancias y los tiempos de ocurrencia entre los cinco terremotos de mayor magnitud de CO. De estas tablas se puede colegir que los eventos: 1) están mucho más espaciados que los de la ZLP; 2) poseen tiempos de ocurrencia mayores que los de la ZLP.

El autor ha utilizado los datos de terremotos registrados con estaciones sísmicas portátiles de tipo Tierra, de una campaña realizada por especialistas rusos en los años 1974-1975 (Sherbakova *et al.*, 1977) (Figura 6a). En este sentido hay siete epicentros en las inmediaciones de Cuba Central (Trinidad-Sancti-Spíritus-Jatibónico) y 52 en Esmeralda. En ambos entornos se han producido sismos perceptibles, entre ellos los de 1970 (M= 3.2 en Sancti Spíritus) y 1971 (M= 3.3 en Jatibónico), y en Esmeralda citamos dos: 1972 (M= 3.7) y 1974 (M= 3.8). Otros tres terremotos de la campaña Tierra se corresponden con la falla Surcubana, por lo que confirman su actividad.

**Tabla 7**  
**Datos de los cuatro terremotos más fuertes de Cuba Occidental ( $I > 5$  e  $I > 7$ , MSK)**

<i>Terremoto</i>	<i><math>I \geq 5</math> (MSK) cantidad</i>	<i><math>I \geq 7</math> (MSK) cantidad</i>	<i>hmáx (km)</i>	<i>Trabajos de campo</i>
San Cristóbal	2	2	20	SI
Gibara	1	1	10	-
Remedios-Caibarién	2	1	15	-
Torriente-Jagüey Grande	1	-	30	SI
	6	4		

**Tabla 8**  
**Distancias y tiempos entre los cuatro terremotos más fuertes de Cuba Occidental**

<i>Localidad 1 / Localidad 2</i>	<i>Distancia (km)</i>	<i>Tiempo (años)</i>
SC / G	825	34
SC / TJG	200	102
SC / RC	400	59
G / TJG	620	68
G / RC	450	25
TJG / RC	175	43

**Nota:** G: Gibara; RC: Remedios-Caibarién; SC: San Cristóbal; TJG: Torriente-Jagüey Grande.

La comparación espacial, por distancia mínima y su error asociado, calculado con el SIG de Córdoba y Cotilla (2004) y empleando las Figuras 4 y 6a para 13 terremotos de CO muestra un 78% de coincidencia. Y la comparación para el conjunto de fallas resulta ser del 71% de coincidencia.

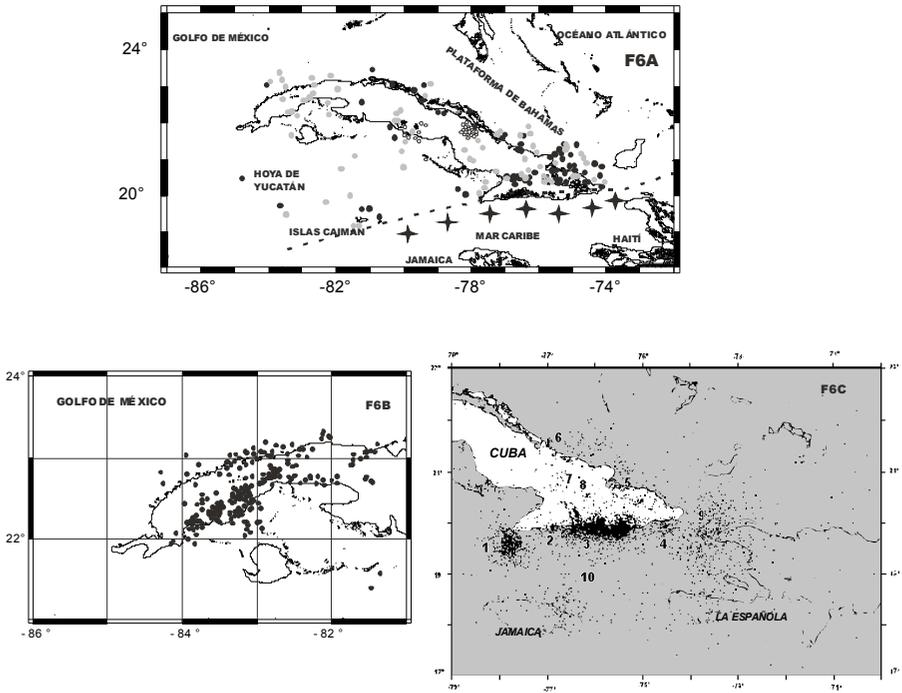
La Figura 6b tiene los epicentros determinados (1975-1990) con la estación de Soroa, Pinar del Río. Aunque es evidente que la fiabilidad es baja, es posible comprobar que esos eventos se asocian por completo al entorno de la mencionada estación y por consiguiente son de tipo interior de placas. Por otra parte, la sismicidad de Cuba Oriental y Cuba Suroriental (1979-1990) con los datos de la red de estaciones sísmicas cubanas, de entonces, aparece en la Figura 6c. En esta ocasión es factible apreciar: 1) una considerable cantidad de epicentros en todo el borde suroccidental y en particular al sur de la Sierra Maestra; 2) 10 grupos de epicentros; 3) que la sismicidad es aparentemente mayor en la parte norte-occidental (al oeste de la FCN) que en la parte norte-oriental (este de la FCN); 4) muchos epicentros en la región insular de Cuba. Con estos dos últimos puntos se puede asegurar que hay SIP.

**Tabla 9**  
**Otros terremotos de la parte Oriental de Cuba**

<i>Localidad</i>	<i>Fecha (Magnitud)</i>
Caibarién	15 de agosto de 2012 (2.4)
Centro de Oriente	Marzo de 2003 (2.1)
Cumanayagua	8 de agosto de 1996 (3.8)
Encrucijada	20 de noviembre de 2012 (3.3)
Esmeralda	26 de noviembre de 2012 (2.5)
Gibara	19 de noviembre de 2001 (4.2); febrero de 2003 (1.9); marzo de 2003 (2.2); 10 de junio de 2007 (4.0)
Moa	28 de diciembre de 1998 (5.6); 30 de diciembre de 1998 (3.6); 5 de enero de 1999 (4.7); 5 de enero de 1999 (4.5); 5 de julio de 1999 (3.7)
Nuevitas	13 de octubre de 2003 (4.4)

Retomando el punto (3) comprobamos con la Tabla 9 que algunos terremotos importantes fueron registrados, por la red cubana, durante el periodo 1988-2012 en el norte de Cuba Oriental sobre la FNC y al este de la FCN (Tabla 9). Esto fue previsto con argumentos de neotectónica y microtectónica por Cotilla (1993), entonces se aseguró, ante la Administración, que excluir esa zona del programa de investigaciones de la Central Electronuclear (1979-1989) que se planificaba en Holguín era un error de pérdida de objetivo. El autor dijo entonces que la FNC, entorno a Nipe, estaba segmentada, y que la parte oriental era la más activa. En la actualidad soste-

nemos que hay una importante influencia del tensor de esfuerzos de la interacción de placas Caribe-Norteamérica en ambos segmentos de la FNC.



**Figura 6a.** Sismicidad de Cuba a partir de la red cubana (1979-2000) y los equipos “Tierra” (1974-1975).

*Selección de epicentros:* 1) red cubana (círculos negros= 1979-1990 y círculos grises= 1990-2000; 2) “Tierra” (círculos en blanco= 1974-1975); línea negra discontinua y estrellas negras= zona no incluida.

**Figura 6b.** Sismicidad de Pinar del Río (estación Soroa).

*Selección de epicentros* (círculos negros= 1979-1990).

**Figura 6c.** Sismicidad de Cuba Oriental y Cuba Suroriental (red cubana 1979-1990).

*Selección de epicentros* (círculos negros); *Agrupaciones de epicentros* 1= Cabo Cruz, 2= Pílon, 3= Santiago-Baconao, 4= Imías-San Antonio, 5= Nipe, 6= Puerto Padre, 7= Tunas-Jobabo, 8= San Germán, 9= Maisí, 10= Jamaica.

Otras zonas aledañas a Cuba, también con SIP, son: 1) el Golfo de México: 7 de julio de 1852 (M= 7.5), 6 de mayo de 1905, 14 de diciembre de 2004, 20 de diciembre de 2004 (M= 6.6), 10 de febrero de 2006 (M= 5.2), 10 de septiembre de 2006 (M= 5.8), 29 de octubre de 2009 (M= 5.5), 8 de octubre de 2012 (M= 5.7), y 26 de abril de 2011 (M= 5.6); 2) Bahamas donde se localizan terremotos por la red

cubana (Figura 6a), por ejemplo del 22 de febrero de 1992 ( $M= 3.2$ ); 3) Hoya de Yucatán hay al menos tres terremotos registrados con la red cubana (Figura 6a); 4) el interior del Mar Caribe, como ejemplo uno del 3 de abril de 2007 ( $M= 3.6$ ).

**Tabla 10a**  
**Datos sobre algunos de los terremotos más importantes de la zona de entre placas**  
**(Cuba suroriental)**

<i>Fecha</i>	<i>M / I (MSK) / h (km)</i>	<i>Coordenadas</i>	<i>Ruptura (km)</i>
11 de junio de 1766	6.8 / 9 / 25	19.9 N / 76.1 O	85
20 de agosto de 1852	6.4 / 8 / 30	19.75 N / 75.33 O	75
03 de febrero de 1932	6.75 / 8 / 35-40	19.8 N 75.8 O	65
07 de agosto de 1947	6.7 / 7 / 30	19.54 N 75.3 O	49
19 de febrero de 1976	5.7 / 8 / 15	19.87 N 76.87 O	55
26 de agosto de 1990	5.9 / 8 / 10	19.6 N 77.87 O	60
25 de mayo de 1992	6.9 / 15 / 23	19.61 N 77.87 O	65

**Tabla 10b**  
**Datos sobre los tres terremotos más importantes de Cuba Suroriental**

<i>Parámetros</i>	<i>Terremotos</i>		
	<i>1766</i>	<i>1852</i>	<i>1932</i>
Fecha (día y mes)	11.06	20.08	03.02
Magnitud	6.8	6.4	6.75
Imáx (MSK)	9	8	8
Profundidad (km)	25	30	35-40
Coordenadas	19.9 N / 76.1 O	19.75 N / 75.32 O	19.75 N / 75.58 O
Muertos / Heridos	34-40 / 700	2 / 200	14 / 300
Área perceptibilidad ( $10^3$ km <sup>2</sup> )	~ 110	~ 80	~ 90
Epicentro en el mar	SI	SI	SI

Los siete terremotos importantes de la ZLP septentrional del Caribe (segmento de Cuba Suroriental) están en las Tablas 10a, 10b y Figura 4. Estos eventos se encuentran en la zona de mayor densidad epicentral indicada en la Figura 6c. Cotilla (2007) asegura que las cifras de fallecidos por terremotos en esta parte de Cuba (1514-2013) no alcanza el centenar (~20). Esa cifra es muy baja de compararla con

las conocidas de las islas vecinas. Como ejemplo está la Tabla 10b que recoge las cifras de muertos (~56) con sólo tres de los más fuertes terremotos de Cuba Suroccidental. Viñes y Gutiérrez Lanza, ya citados “las exageraciones en pérdidas económicas y humanas, en los casos de terremotos históricos de Cuba”, más recientemente, Montouliou (1932) expuso un punto de vista similar durante las investigaciones de campo con el terremoto de 1932. Cotilla (2003) y Cotilla y Córdoba (2008, 2010b, c) comprobaron lo anterior en las búsquedas realizadas en el Archivo de Indias, Sevilla.

Los pares de Tablas 5a, 5b, 10a y 10b muestran los datos de los terremotos más importantes de CO y Cuba Suroccidental, respectivamente. En este sentido se ve que las magnitudes, las áreas de perceptibilidad, y las dimensiones de ruptura estimadas son siempre mayores en la región Suroccidental. Esto se corresponde con lo esperado de una zona de interacción de placas.

En la zona de Islas Caimán hay varios terremotos fuertes que han afectado a Cuba, entre ellos está el del 7 de julio de 1852 ( $M_s = 7.5$ ); 14 de diciembre de 2004 ( $M = 6.8$ ). Pero estos son de límite de placas, y se relacionan directamente con una cuenca de *pull-apart* o graben con forma de rombo y estructuras de bloques tipo *horst*, están asociadas con sistemas de fallas de deslizamiento lateral, como la FO. Muchas cuencas de *pull-apart* y sistemas de bloques de presión (*pressure ridge*), con dimensiones varias, se han estudiado en diferentes zonas, pero siempre hay sismicidad asociada. Las dimensiones de estas cuencas, en el plano varían, pero las más frecuentes son: largo= 0.5m-80km, ancho= 0.2m-40km, como es el caso de Cauto.

**Tabla 11**  
**Datos del catálogo de Álvarez *et al.* (1999) ( $h \leq 30$  km;  $16^\circ$  N- $24^\circ$  O /  $67^\circ$  O- $86^\circ$  O)**

Periodo	$\geq 5$	$\geq 6$	$\geq 7$	$\geq 8$	Sin datos de		
					D	M	DM
1502-1580	7	4	2	-	4	5	4
1615-1693	13	8	4	-	6	7	6
1701-1793	22	11	3	-	8	12	8
1800-1899	36	14	7	1	27	55	27
1900-1995	163	33	12	1	82	127	82
	241	70	28	2	127	206	127

**Nota:** D= día, M= mes, DM= día y mes.

Con la Tabla 11 es posible visualizar una comparación entre los catálogos del autor (aquí empleado) y el de Álvarez *et al.* (1999), este último incluye terremotos para una región mucho mayor ( $16^\circ$  N- $24^\circ$  N,  $67^\circ$  O- $86^\circ$  O). Los rangos temporales son diferentes: 1) del autor (1492-1995); 2) Álvarez *et al.* (1999) (1502-1995). Y en

el análisis se ha acotado la comparación para profundidades focales de  $h \leq 30$  km, esto significa que nuestra elección es adecuada.

### Discusión sismotectónica

Es conocido que la Tierra está dividida en dos grandes dominios: 1) placas prácticamente rígidas; 2) zonas límites de placas con importantes deformaciones. Así, la teoría sobre la tectónica y sismicidad de zonas de interior de placas se puede localizar entre otros en: Wdowinski (1998) y Scholtz *et al.* (1986). La actividad de las fallas en las regiones de interior de placa se caracteriza por: 1) su bajo nivel de AS; 2) estar cubiertas de sedimentos; 3) la no relación directa y evidente con los límites de placas, a pesar de que muchas de ellas son antiguas estructuras de ese tipo; 4) requerir de estudios geomorfológico-estructurales para delimitar su existencia y actividad contemporánea. Un punto de vista interesante sobre la no homogeneidad de la Tectónica de Placas está en Smoot (1997), sostiene que las alineaciones de elevaciones, fracturas, etc., en zonas de subducción no se corresponden con la mencionada teoría. Sin embargo, estas apreciaciones no modifican la idea de considerar la existencia de SIP.

Es bien conocido que los terremotos son un gran peligro natural para las naciones. Muchas situaciones dramáticas se han visto en grandes e importantes ciudades como: 1) Bucarest-Rumania el 4 de marzo de 1977 ( $M=7.2$  y 1,500 muertos); 2) Campania-Italia el 23 de noviembre de 1980 ( $M=6.5$  y 3,000 muertos); 3) Atenas el 24 de febrero de 1981 ( $M=6.8$  y 16 muertos) y 7 de septiembre de 1999 ( $M=6.0$  y 143 muertos); y 4) el 17 de agosto de 1999 en Izmit-Turquía ( $M=7.6$  y ~17,000 muertos). En todas ellas las pérdidas humanas y económicas han sido muy grandes, del 3-7% del PIB. Otro ejemplo de terremoto fuerte y destructor se encuentra en el SO de Bulgaria (Meyer *et al.*, 2002). El terremoto se produjo el 4 de abril de 1904,  $M_s=7.8$ ,  $I_{m\acute{a}x}=10$  (MSK). En esta ocasión no existía un buen estimado de peligrosidad sísmica, ya que las fallas se consideraban ocultas. Aquí caben las siguientes preguntas: 1) ¿En qué tipo de zonas se produjeron todos esos terremotos, interior de placa o entreplacas?; 2) ¿Cuál fue el mecanismo predominante, interacción directa o transmisión de esfuerzos desde la ZLP? Estos son ejemplos de acción directa de las placas. También de una zona de colisión de placas, tenemos las muy importantes observaciones de Balassanian *et al.* (1995) sobre las investigaciones del terremoto de Spitak, Armenia (7 de diciembre de 1988) que se pueden extender a los terremotos mencionados. Ellas indican varias cosas de interés en Sismotectónica, entre ellas la ruptura múltiple de segmentos de fallas. Ese terremoto ( $M_s=6.9$ ,  $h=10$  km,  $I_{m\acute{a}x}=10$  MSK, área de ruptura de ~300 km<sup>2</sup>) produjo la destrucción total de tres ciudades, entre ellas Spitak. Las pérdidas humanas fueron ~25,000 y las económicas superaron los 16 billones de dólares. El terremoto y sus réplicas ocurrieron en una zona de

colisión de placas, donde la sismicidad no era desconocida, y los especialistas estimaron, para el diseño de las edificaciones, una  $I_{\text{máx}} = 7$  (MSK). Ese error por defecto, evidentemente, facilitó la catástrofe. Luego, para el caso de una zona de interior de placas resultan aún más difíciles los diagnósticos de: magnitud-intensidad, localización y tiempo.

En el Caribe también se han producido grandes pérdidas humanas por causa de terremotos de entreplacas. Entre ellos están: Jamaica: 1) 7 de junio de 1692 (2,000 muertos), 2) 14 de enero de 1907 (1,000 muertos); Guatemala: 1) 19 de abril de 1902 (2,000 muertos), 2) 4 de febrero de 1976 (23,000 muertos); Costa Rica 22 de abril de 1991 (47 muertos); y Colombia 25 de enero de 1999 (1,185 muertos). Y en particular Russo y Vilasenor (1995) observaron que la sismicidad reciente es relativamente baja y poco profunda en el entorno del área epicentral del terremoto de 4 de agosto de 1946 ( $M_s = 7.8$ ), al N de República Dominicana, Península de Samaná (Figura 4). Ese evento, de tipo entreplacas, tuvo 63 réplicas con profundidades de 70-130m, 100 muertos y un tsunami. La explicación es que la liberación energética del terremoto redujo la tensión de la región.

De otra parte, existen muchos estudios sobre la relación entre las fallas y la sismicidad (Evison, 1963; Griggs y Handin, 1960; Mogi, 1967, Orowan, 1960). Abers (1991), y Goodluck y Ferrill (1998) han propuesto que los sistemas de fallas de tipo normal, diferentemente ajustadas en su perfil por planos de deslizamiento paralelos pueden generar series de terremotos. Esos sistemas de fallas lítricas están relacionados con un campo de esfuerzos de tipo extensional, aunque el contexto regional puede ser diferente (esfuerzos compresivos o transcompresivos) (Cotilla, 1993; Cotilla y Córdoba, 2003).

Las propuestas de Wyss (1979), Wells y Coppersmith (1984), y Schwartz y Coppersmith (1986), para la relación entre longitud de las fallas y la magnitud de los terremotos, fueron aplicadas en el MS de Cuba (Cotilla, 1993). También se consideró que las fallas están segmentadas (Cotilla *et al.*, 2007).

Wallace (1984) determinó que la concentración de fallas en determinadas áreas estaba relacionada con la ocurrencia de terremotos y que éstos dependían de la taxonomía y jerarquía regionales del territorio a manera de pulsos. Esto se evidenciaba a partir del diferente comportamiento sísmico en las provincias y zonas de menor rango, pero entrelazadas por la actividad en la corteza y el manto superior. Ese fue el argumento de: 1) Cotilla *et al.* (1991a) para establecer las tres Unidades Sismotectónicas (US): Occidental (OC), Oriental (OR), y Suroriental (SOR) (Figura 4); 2) Cotilla *et al.* (1998) para considerar la división del territorio de Cuba Oriental en tres celdas geodinámicas. Es decir, que hay fragmentación de las zonas sísmicas en Cuba.

En este sentido, diversos autores han estudiado las zonas de intersección de fallas como regiones sísmicamente activas (Zhidkov *et al.*, 1975). Arsovsky y Had-

zievsky (1970) determinaron para Macedonia que: 1) los focos de terremotos fuertes están en los cruces o intersecciones de las dislocaciones; 2) las áreas de mayor sismicidad son esas intersecciones; 3) muchas áreas donde están bien expresadas las fallas demuestran AS, pero no siempre es así. Spotilla y Anderson (2004) establecieron, para una zona de California, una diferenciación de fallas activas a partir del análisis de estructuras transversales a ellas. De acuerdo con Cotilla (1993), Cotilla y Álvarez (2001), Cotilla y Franzke (1999), y Cotilla *et al.* (1991a, 1996, 2007); los terremotos en Cuba se localizan en fallas e intersecciones de fallas. Y en la Figura 6b de Moreno Toirán (2002) el terremoto de Moa (28 de diciembre de 1998) está en la intersección de las FNC y FCN. Ese es el nudo N3 de Cotilla (1993) (Figuras 4 y 6c). Además, de observar la Figura 4 se aprecia que, en la parte Oriental, hay cinco nudos sismoactivos y en CO hay dos. Ellos permiten justificar la cinemática de desplazamiento lateral de la región y la rotación de bloques a menor escala taxonómica.

Teisseyre (1970) demostró que la acumulación de esfuerzos en una determinada región conlleva a la posterior liberación energética, por lo que el estudio complejo de ese entorno puede ayudar en el pronóstico de terremotos. Así la transmisión de esfuerzos tectónicos en la litosfera ha sido analizada entre otros por Campbell (1978), Chinnery (1960), Johnston (1989), Johnston y Kanter (1990), Liu y Zoback (1977), Leroy y Machette (1996), Machette *et al.* (1991), Mackey *et al.* (1977), Stein (1999), Van de Plujim *et al.* (1997), Van Dusen y Doser (2000), y Zoback y Zoback (1981). A partir de ellos es conocido que: 1) la mayoría de los terremotos ocurren en los límites de placas; 2) no todos los sismos se producen en tales límites; 3) esos eventos, evidentemente, están en el interior de las placas; 3) la energía liberada por los primeros es muy superior a los del segundo grupo; 4) hay terremotos del interior de placa que poseen magnitudes similares a los mayores de la zona de entreplacas, pero con una frecuencia de repetición inferior. Tomando como base estos elementos se explican los terremotos de interior de placas a partir de: 1) la existencia de zonas de debilidad preneotectónicas; 2) la transmisión de los esfuerzos tectónicos desde las ZLP. Cotilla y Córdoba (2011b) explicaron así la ocurrencia del terremoto de San Cristóbal de 1880.

Los estudios sobre la sismotectónica de Cuba son diversos (Cotilla, 1993; Cotilla y Álvarez, 1999; Cotilla *et al.*, 1991a; Orbera, 1983; Orbera *et al.*, 1990). Cotilla (1998b) discute ampliamente sobre el tema. Y sobre la base de la ocurrencia de terremotos Cotilla y Franzke (1999) confirman la validez del mapa sismotectónico (MS) de Cotilla *et al.* (1991a). Este MS (Figura 4) permite la diferenciación de Cuba y su entorno inmediato. Es importante resaltar que para el caso de Cuba, nunca han sido determinadas rupturas en superficie por terremotos. También Cotilla *et al.* (1996) analizan y discuten todos los resultados publicados sobre neotectónica, sismotectónica y tectónica para Cuba, y producen un esquema similar al MS. Este

material muestra un 93% de coincidencia. Cotilla *et al.* (2007) llegan a conclusiones similares con análisis de grupo. Además, se aseguró que la principal estructura sismogeneradora de Cuba es la FO. Esta falla (Cabo Cruz-Punta de Maisí) es un segmento del sistema de interacción de las placas de Norteamérica y Caribe. Ella ha sido dividida por Cotilla (1993) y Cotilla *et al.* (1998) en dos segmentos: 1) Occidental (Cabo Cruz-Baconao); 2) Oriental (Baconao-Punta de Maisí). Esa división se realizó sobre la base de un conjunto de 13 características neotectónicas y de datos sobre la sismicidad y los mecanismos focales. Esto se sustentó también a partir del análisis de fractales para las bahías de Santiago de Cuba (1.98) y Guantánamo (1.47), localizadas en los segmentos Occidental y Oriental, respectivamente (Cotilla y Córdoba, 2010a). Esa diferenciación se ajusta a la magnitud máxima determinada en ambas partes.

Cotilla *et al.* (1997a) indican, por primera vez, la diferenciación de la sismicidad y los mecanismos asociados en Cuba en tres regiones: Occidental, Oriental y Suroccidental (Figura 4). La región Occidental corresponde a la típica SIP, en este caso de Norteamérica. La región Suroccidental se corresponde con la sismicidad característica de entreplacas (Caribe y Norteamérica). Y la región de Cuba Oriental posee características e influencias de las dos regiones anteriores. Esto último se corresponde perfectamente con la propuesta de Scholtz *et al.* (1986).

Específicamente, los terremotos de 1880 (San Cristóbal= SC), 1914 (Gibara= G), 1939 (Remedios-Caibarién), 1974 (Esmeralda) y 1982 (Torriente-Jagüey Grande) (Figura 4) permiten realizar un análisis sismotectónico para entender la ocurrencia de terremotos en la zona de interior de placas de CO. Para esto se presentan las Tablas 5a, 5b, 7 y 8 que contienen algunos elementos de interés. En este sentido se comprueba que los terremotos de SC y G son los de mayor magnitud (6.2). Ellos se asocian a estructuras activas diferentes la FG y la FNC, respectivamente. La distancia entre ambos epicentros es de ~825km. Desde el punto de vista neotectónico aunque están en la misma UNOC, el epicentro de SC está en una zona del interior de la isla y el de G en la zona marítima septentrional. El tiempo transcurrido entre ellos es de 34 años (Tabla 8).

La teoría actual de la Tectónica de Placas asegura que los eventos más fuertes se producen en las zonas de interacción y sus periodos de retorno o recurrencia son relativamente bajos. Los datos sobre los tres terremotos más fuertes de Cuba Suroccidental (1766, 1852 y 1932) están en las Tablas 10a, 10b y la Figura 4. Estos eventos son de los mejor documentados (Cotilla, 2007). Se aprecia que las magnitudes son similares, y la  $I_{m\acute{a}x}=9$  (MSK) en uno de ellos en la ciudad de Santiago de Cuba. Los epicentros están aproximadamente a 15km de esa ciudad. Los periodos de recurrencia entre ellos son de 76 y 80 años, respectivamente. El último de esos terremotos se produjo hace 81 años. Luego, desde el punto de vista estadístico un terremoto fuerte es probable ocurra en esa zona. Con todos estos elementos podemos suponer

que: 1) el periodo de recurrencia de terremotos fuertes en San Cristóbal y Gibara es de ~130 años; 2) el área de ocurrencia de terremotos fuertes en Cuba Suroriental y CO es diferente, siendo mucho menor en la primera.

Aquí retomamos el comentario realizado en el epígrafe de Sismicidad sobre la FNC. Ella es una extensa estructura submarina (> 1,000km) que ha sido identificada como el límite Septentrional de megabloque Cuba, desde el Cabo de San Antonio a la Punta de Maisí (Figura 3). Esta falla tiene tres segmentos atendiendo a la dirección y configuración: 1) Oeste= FNC1 (desde el Cabo de San Antonio hasta la Península de Hicacos); 2) Central= FNC2 (desde la Península de Hicacos hasta Cauto-Nipe); 3) Oriental= FNC3 (desde Cauto-Nipe hasta la Punta de Maisí). El segmento FNC1 es adyacente a la estructura oceánica del Golfo de México por el norte. El segmento FNC2 colinda con la parte más estrecha de la Plataforma de Bahamas. Mientras que el segmento FNC3 es aledaño a la Plataforma y al Océano Atlántico. Cada segmento está asociado con terremotos de los periodos histórico e instrumental (Occidental: serie de 1981; Central: 28 de febrero de 1914 ( $M_s= 6.2$ ), 15 de agosto de 1939 ( $M_s= 5.9$ ), 25 de mayo de 1960; 18 de diciembre de 1986; Oriental: 5 de enero de 1990, 20 de marzo de 1992, 24 de septiembre de 1992, y 28 de diciembre de 1998). La FNC tiene la AS: 1) más fuerte en el segmento FNC2 (15 de agosto de 1939,  $M_s= 5.9$  en Remedios-Caibarién; y 28 de febrero de 1914,  $M_s= 6.2$  en Gibara); 2) menor en el segmento FNC1. En este último segmento es donde se localiza el cambio de dirección de la FNC, en esa área se han definido nudos sismoactivos (Figura 4), además, la FNC entronca con las FO y del norte de La Española. Allí configura el nudo sismoactivo N3 (Cotilla, 1993; Cotilla *et al.*, 1998) con múltiples terremotos (Figura 6c).

Con independencia de que los datos sobre tsunamis en Cuba, en cuanto a localización e importancia, han tenido distorsiones significativas (Cotilla, 2011; Cotilla y Córdoba, 2011a); ellos se asocian, únicamente, a la costa norte, por ejemplo el de 1939 (Cotilla, 2011). Esto conlleva a asumir que los sistemas de fallas son de tipo normal e inverso, principalmente. Indicamos que el tsunami de 1946 en República Dominicana también se produjo en la zona norte, Península de Samaná.

Se ha determinado que la mayor parte de las fallas de la parte insular de Cuba son espacialmente análogas, en cuanto a dirección, a la FNC. Así en Pinar del Río la FG tiene dirección NE y es paralela al segmento FNC1. Las FLV y FC, que pertenecen también a la misma UN que la FG, son paralelas al segmento FNC2. Todas ellas son sísmicamente activas y responden a un mismo patrón de esfuerzos, sin embargo, en la UNOR no hay datos sobre la existencia de alguna estructura sísmicamente activa paralela a la FNC.

Por último, se presenta la Tabla 12 con un resumen de las características determinadas para las zonas de entreplacas y de interior de placa en Cuba se sostiene que Cuba es el único territorio del Caribe Septentrional con estos tipos de sismicidad.

**Tabla 12**  
**Características de las zonas sísmicas cubanas**

<i>Características</i>	<i>Sismicidad</i>	
	<i>Entreplacas</i>	<i>Interior de placa</i>
Magnitud máxima / Profundidad máxima (km)	6.8 / 60	6.2 / 20
Distancia máxima entre eventos fuertes (km)	100	825
Periodo de repetición (años)	~80	>100
Área máxima de afectación (km <sup>2</sup> )	110,000	40,000
Distancia máxima de perceptibilidad (km)	~800	~300
Epicentro	Mar	Tierra y mar
Isosistas	Medias	Completas y medias
Intensidad máxima (MSK)	9	8
Estimado de la ruptura máxima (km)	85	58
Terremotos producidos (%)	~75	<25
Rangos de magnitud / cantidad de terremotos	6.8-6.0 / 6; 5.9-5.0 / 18	6.2-6.0 / 2; 5.9-5.0 / 3
Cantidad de muertos	>100	~20

**Conclusiones**

En Cuba hay tres tipos de sismicidad: 1) entreplacas por la interacción Caribe-Norteamérica (la más fuerte, frecuente e importante). Ella se corresponde con la Unidad Sismotectónica de Cuba Suroriental; 2) interior de la placa Norteamérica (con la mayor área) que se corresponde con la Unidad Sismotectónica Occidental; 3) intermedia en la Unidad Sismotectónica de Cuba Oriental, y que espacialmente limita con las dos zonas anteriores. Ella tiene características predominantes del tipo interior de placas.

En la Unidad Neotectónica Occidental hay ~900 terremotos perceptibles (1492-2013). El valor de la  $M_{m\acute{a}x}$  estimada es 6.2, años 1880 y 1914. Los terremotos más fuertes indican un periodo de recurrencia superior a 100 años. Estos eventos han producido algunos muertos y heridos, pero mucho menos que los de la región suoriental (~100). La actividad sísmica se justifica por la influencia dinámica del límite de placas Caribe-Norteamérica en las zonas de fallas y sus intersecciones.

**Agradecimientos**

A los profesores Diego Córdoba Barba y Miguel Herraiz Sarachaga por la revisión del manuscrito original. El trabajo se realizó en el Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica 1. Amador García Sarduy preparó todas las figuras. El trabajo ha sido parcialmente financiado por cuatro proyectos: TSUJAL (CGL2011-29474-C02-01), CARIBENORTE (CTM2006-13666-C02-02), TOPOIBERIA (CSD2006/0041), y GR35/10-A/910549.

## Referencias

- Álvarez L., Cotilla M. y Chuy T., 1990. *Informe final del tema 430.03: Sismicidad de Cuba*. Archivo del Departamento de Sismología, Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.
- Álvarez L., Rubio M., Chuy T. y Cotilla M., 1985. *Informe final del tema de investigación 31001: Estudio de la sismicidad de la región del Caribe y estimación preliminar de la peligrosidad sísmica en Cuba*. Archivo del Departamento de Sismología, Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.
- Álvarez L., Chuy T., García J., Moreno B., Álvarez H., Blanco M., Expósito O., González O. y Fernández A.I., 1999. *An earthquake catalogue of Cuba and neighbouring areas*. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Miramare-Trieste, Internal Report IC/IR/99/1, 60 pp. (en inglés).
- Arsovsky M. y Hadzievsky D., 1970. Correlation between neotectonics and the seismicity of Macedonia. *Tectonophysics*, 9, 129-142 (en inglés).
- Assinovskaya B.A. y Soloviev S.L., 1994. Definition and description of the zones of potential earthquake sources in the Barents Sea. *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 29(8), 664-675 (en inglés).
- Backmanov D.M. y Rasskazov A.A., 2000. Recent faults in the junction área between the southern and central Urals. *Geotectonics*, 4, 25-31 (en inglés).
- Balassanian S.Y., Arakelian A.R., Nazaretian S.N., Avanesian A.S., Martirosian A.H., Igoummov V.A., Melkounian M.G., Manoukian A.V. y Tovnassian A.K., 1995. Retrospective analysis of the Spitak earthquake. *Annali di Geofisica*, 38(3-4), 345-373 (en inglés).
- Campbell D.L., 1978. Investigation of the stress concentration mechanism for intraplate earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 5, 477-479 (en inglés).
- Chinnery M.A., 1960. The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 53, 921-932 (en inglés).
- Chuy T., 1989. Isosistas de terremotos de Cuba. *Nuevo Atlas Nacional de Cuba*. Sección Características Geofísicas, II.3.2. Madrid.
- , 2003. Macrosísmica de Cuba: Su aplicación en los estudios de Peligrosidad Sísmica. *Minería y Geología*, 1-2, 43-50.
- Chuy T., González B. y Álvarez L., 1980. Sobre la peligrosidad sísmica en Cuba. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 4, 37-52.
- Chuy T., González B. y Escalona S., 1980. Información macrosísmica de las provincias de Villa Clara, Cienfuegos y Sancti Spíritus. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 1, 33-57.

- Chuy T., González B. y Polo B., 1988. Algunos criterios sobre la peligrosidad sísmica de la región occidental de Cuba. *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía*, 4, 19 p.
- Chuy T., González B. y Vorobiova E., 1984. Sismicidad del territorio de las provincias de Camagüey y Ciego de Ávila, Cuba. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 5, 61-94.
- Chuy T., Vorobiova E., González B., Álvarez L., Pérez E., Serrano M., Cotilla M. y Portuondo O., 1983b. El sismo del 16 de diciembre de 1982. Torriente-Jagüey Grande. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 3, 43.
- Cotilla M.O., 1999. El controvertido alineamiento Habana-Cienfuegos, Cuba. *Estudios Geológicos*, 55(1-2), 67-88.
- , 2003. The Santiago de Cuba earthquake of 11 June 1766: Some new insights. *Geofísica Internacional*, 42(4), 589-602 (en inglés).
- , 2007. Un recorrido por la Sismología de Cuba. Editorial Complutense, Madrid.
- , 2011. ¿Tsunamis en Cuba? *Revista Física de la Tierra*, 23, 173-197.
- Cotilla M., 1993. Una caracterización sismotectónica de Cuba. PhD Thesis, Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba, 200 pp.
- , 1998. Una revisión de los estudios sismotectónicos en Cuba. *Revista Estudios Geológicos*, 54(3-4), 129-145.
- , 1998a. Sismicidad y sismotectónica de Cuba. *Revista Física de la Tierra*, 10, 53-86.
- , 1998c. Terremotos de Cuba. *GEOS*, 18(3), 180-188.
- , 1998c. An overview on the seismicity of Cuba. *Journal of Seismology*, 2, 323-335 (en inglés).
- Cotilla M.O. y Álvarez J.L., 1999. Mapa de zonas sismogeneradoras de Cuba. *Geología Colombiana*, 23, 97-106.
- , 2001. Regularidades sismogénicas de la unidad neotectónica Occidental de Cuba. *Revista Geológica de Chile*, 28(1), 3-24.
- Cotilla M. y Córdoba D., 2003. Caracterización morfotectónica de Galicia, España. *Revista Geofísica*, 58, 5-56.
- , 2004. Morphotectonic of Iberian Penynsula. *Pure appl. geophys.*, 161(4), 755-815 (en inglés).
- , 2008. Notes on three earthquakes in Santiago de Cuba (14.10.1800, 18.09.1826, 07.07.1842). *Russian Geology and Geophysics*, 51, 243-251.
- , 2010a. Study of the Cuban fractures. *Geotectonics*, 44(2), 176-202 (en inglés).
- , 2010b. The Bayamo earthquake (Cuba) of the 18 October 1551. *International Journal of Geosciences*, 1, 1-13 (en inglés).

- , 2010c. The August 20, 1852 earthquake in Santiago de Cuba. *Russian Geology and Geophysics*, 51, 1,227-1,246 (en inglés).
- , 2011a. Comments about tsunami occurrences in the northern Caribbean. *Tsunamis* (en inglés).
- , 2011b. Study of the earthquake of the January 23, 1880, in San Cristóbal, Cuba and the Guane fault. *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 47(6), 496-518 (en inglés).
- Cotilla M., Bankwitz P., Franzke H.J., Álvarez L., González E., Díaz J.L., Grünthal G., Pilarski J. y Arteaga F., 1991a. Mapa sismotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía*, 23, 35 pp.
- Cotilla M.O., González E.C., Franzke H.J., Díaz J.L., Arteaga F. y Álvarez L., 1991b. Mapa neotectónico de Cuba, escala 1:1,000,000. *Comunicaciones Científicas sobre Geofísica y Astronomía*, 22, 37 pp.
- Cotilla M., Millán G., Álvarez L., González D., Pacheco M. y Arteaga F., 1996. *Esquema neotectogénico de Cuba*. Informe científico-técnico del Departamento de Geofísica del Interior. En Archivo del Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba, 100 pp.
- Cotilla M., Álvarez L. y Rubio M., 1997A. Sismicidad de tipo intermedio en Cuba. *Revista Geología Colombiana*, 22, 35-40.
- Cotilla M., Rubio M., Álvarez L. y Grünthal G., 1997b. Potenciales sísmicos del sector Centro-Occidental del arco de las Antillas Mayores. *Revista Geofísica*, 46, 129-150.
- Cotilla M. y Franzke H.J., 1999. Validación del mapa sismotectónico de Cuba. *Boletín Geológico y Minero*, 110(5), 573-580.
- Cotilla M.O. y Udías A., 1999. Geodinámica del límite Caribe-Norteamérica. *Rev. Soc. Geol. de España*, 12(2), 175-186.
- Cotilla M.O., Franzke H.J. y Córdoba D., 2007. Seismicity and seismoactive faults of Cuba. *Russian Geology and Geophysics*, 48, 505-522 (en inglés).
- Cotilla M., Bankwitz P., Álvarez L., Franzke H.J., Rubio M.F. y Pilarski J., 1998. Cinemática neotectónica de Cuba. *Rev. Soc. Geol. de España*, 11(1-2), 33-42.
- Erickson A.J., Helsley C.E. y Simmons G., 1972. Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman trough and Yucatan basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 1,241-1,260 (en inglés).
- Evison F.F., 1963. Earthquakes and faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 53, 873-891 (en inglés).
- Frohlich C., 1982. Seismicity of the Central Gulf of Mexico. *Geology*, 10, 103-106 (en inglés).
- Gianella V.P., 1957. Earthquakes and faulting, Fort Sage Mountains, California, December 1950. *Seism. Soc. Am. Bull.*, 47, 173-177 (en inglés).

- González B. y Chuy T., 1983. Actividad sísmica de la Provincia Pinar del Río. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 4, 53-68.
- González B.E., Álvarez J., Serrano M., García J., Rodríguez V., Pérez L. y Fernández E., 1995. *Informe científico-técnico del 9 de marzo de 1995: Ganuza, Municipio San José de las Lajas*. En Archivo del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Filial Occidental. Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente de Cuba, 13 pp.
- González E.C., Cotilla M.O., Cañete C.C., Díaz J.L., Carral R. y Arteaga F., 2003. Estudio morfoestructural de Cuba. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 26(1), 49-70.
- Griggs D. y Handin J., 1960. Observations on fractures and hypothesis of earthquakes. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 79, 347-364 (en inglés).
- Guelfand I.M., Guberman S.A., Keylis-Borok V.I., Knopoff L., Press F.S., Rantsman E.Y., Rotvain I.M. y Skii A.M., 1976. Condiciones para el surgimiento de terremotos fuertes (California y otras regiones). *Vichislitielnaya Seismologiya*, 9, 3-91 (en ruso).
- Gutiérrez Lanza M., 1914. Conferencias de sismología pronunciadas en la Real Academia de Ciencias de La Habana. Editorial Imprenta y Librería de Lloredo y Cña., La Habana, 178 pp.
- Gutiérrez Lanza M., 1910. Puntos de vista sobre los terremotos. Trabajo enviado al IV Congreso Científico, vol. V, 5 p., Santiago de Chile.
- Gvshiani A.D., Zelevinsky A.V., Keilis-Borok V.I. y Kosobokov V.G., 1978. Estudio de las áreas de ocurrencia de terremotos fuertes en el Cinturón del Océano Pacífico con ayuda de algoritmos de reconocimiento. *Fizika Zemli*, 9, 31-42 (en ruso).
- , 1980. Reconocimiento de las áreas donde pueden ocurrir los terremotos más fuertes ( $M_s \geq 8.2$ ). Métodos y algoritmos para la interpretación de datos sismológicos. *Vichislitielnaya Seismologiya*, 13, 30-43 (en ruso).
- Gvshiani A.D., Gorshkov A., Kosobokov V., Cisternas A., Philip H. y Weber C., 1987. Identification of seismically dangerous zones in the Pyrenees. *Annales Geophysicae*, 87, 681-690 (en inglés).
- Hadmut K.W., Sieber L. y Pacheco J., 1989. Cross-fault triggering in the November 1987. Superstition Hills earthquake sequence, southern California. *Geophys. Res. Lett.*, 16, 199-203 (en inglés).
- Johnston A.C., 1989. The seismicity of stable continental interiors. En *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: neotectonics and postglacial resound*, 229-327 (Editores: S. Gregersen y P.W. Bashau) (en inglés).
- Johnston A.C. y Kanter L.R., 1990. Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American*, 10, 42-49 (en inglés).
- Leonov Yu G., 1995. Esfuerzos en la litosfera y geodinámica de interior de placa. *Geotectonika*, 6, 3-22 (en ruso).

- Leroy S.D., 1998. Treating the Gulf of Mexico as a continental margin petroleum province. *The Leading Edge*, 209-212 (en inglés).
- Leroy S. y Mauffret A., 1996. Intraplate deformation in the Caribbean region. *J. Geodynamics*, 21(1), 113-122 (en inglés).
- Liu L. y Zoback M.D., 1977. Lithospheric strengths and intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone. *Tectonics*, 16, 585-595 (en inglés).
- Machette M., Personius S., Nelson A., Schwartz D. y Lund D., 1991. The Wasatch fault zone, Utah: segmentation and history of the Holocene earthquakes. *J. Struct. Geol.*, 13(2), 137-149 (en inglés).
- Mackey K.G., Fiyita K., Gunbina L.V., *et al.*, 1977. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for Bering block. *Geology*, 25, 979-982 (en inglés).
- Makarov G.V. y Schukin Y.K., 1976. Valoración de la actividad de las fallas ocultas. *Geotektonika*, 1, 96-109 (en ruso).
- Mann P. y Burke K., 1984. Neotectonics of the Caribbean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 22, 309-362, (en inglés).
- Meyer B., Armijo R. y Dimitrov D., 2002. Active faulting in SW Bulgaria: Possible surface rupture of the 1904 Struma earthquake. *Geophys. J. Int.*, 148, 246-255 (en inglés).
- Mogi K., 1967. Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, 5, 35-55 (en inglés).
- Montouliou E.L., 1932. El megasismo de Santiago de Cuba del 3 de febrero de 1932 bajo la luz de la Sismología Moderna, La Habana, 100 pp.
- , 1947. Aspecto geográfico del macrosismo sentido el 15 de agosto de 1939 en la región Central de Cuba. *Revista de la Sociedad Cubana de Ingenieros*, 20(1-2), La Habana.
- , 1968. *Notas y apuntes acerca de terremotos ocurridos en Cuba*. Inédito. Fondos del Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.
- Morales y Pedroso L., 1931. Los terremotos de Cuba. *Revista de la Sociedad Cubana de Ingenieros*, 5, 264-308.
- Moreno Toirán B., 2002. The new Cuban seismograph network. *Seism. Res. Lett.*, 33(4), 504-517 (en inglés).
- Moreno B., Grandison M. y Atakan K., 2002. Crustal velocity model along the southern Cuban margin: Implications for the tectonic regime at an active plate boundary. *Geophys. J. Int.*, 151, 632-645 (en inglés).
- Morgan W.J., 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, 73, 1,551-1,982 (en inglés).
- Ofoegbu G.I. y Ferrill D.A., 1998. Mechanical analysis of listric normal faulting with emphasis on seismicity assessment. *Tectonophysics*, 284, 65-77 (en inglés).
- Orbera L., 1983. *Estudio sismotectónico de la región Occidental*. En: Archivos de la Empresa Integral de Proyectos de la Industria Básica, Ministerio de la Industria Básica de Cuba, 62 pp.

- Orbera L., González B., Chuy T. y Oro J., 1990. *Investigaciones sísmicas en la región de emplazamiento del Centro de Investigaciones Nucleares*. Vol. 1. Secretaría Ejecutiva para Asuntos Nucleares de Cuba, Academia de Ciencias de Cuba. 344 pp.
- Orowan E., 1960. Mechanism of seismic faulting. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 79, 333-345 (en inglés).
- Pavlidis S.B., Zouros N.C., Zhongüng F., Shaoping C. y Chatzipetros A.A., 1999. Geometry kinematics and morphotectonics of the Yanqing-Huailai active faults (northern China). *Tectonophysics*, 308, 99-118 (en inglés).
- Poey A., 1855a. Tableau chronologique des tremblements de terre ressentis a l'île de Cuba de 1551 á 1855. *Annales des Voyages*, 6ª serie, 11, 301 p. Malte-Brun, Paris, (en francés).
- , 1855b. Supplément au tableau chronologique des tremblements de terre ressentis a l'île de Cuba de 1530 á 1855. *Annales des Voyages*, 4, 286 p. Malte-Brun, Paris, (en francés).
- , 1857. Catalogue chronologique des tremblements de terre ressentis dan les Indes Occidentales de 1530 á 1857. Accompagné d'une Revue Bibliographique Contenant Tous les Travaux Relatife aux Tremblements de Terre des Antilles. *Annuaire de la Société Météorologique de France*, 5, 75-227, Paris (en francés).
- Potilla J.A. y Anderson K.B., 2004. Fault interaction at the junction of transverse Range and Eastern California shear zone: A case study of intersecting faults. *Tectonophysics*, 379, 43-60 (en inglés).
- ProJ J., Ariaza G. y Otero R., 1993. *Sobre la confección de los mapas de profundidad del basamento y espesor de la corteza terrestre en el territorio cubano*. Informe Científico-Técnico de la Empresa Nacional de Geofísica, Ministerio de la Industria Básica de Cuba, 36 pp.
- Randall M.J., 1964. On the mechanism of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1,283-1,289 (en inglés).
- Rosencratz E., 1990. Structure and tectonic of the Yucatan basin, Caribbean Sea, as determine from seismic reflection studies. *Tectonics*, 9(5), 1,037-1,059 (en inglés).
- Rosencratz E., Ross M.I. y Selater J.G., 1988. Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.*, 93, 2,141-2,157 (en inglés).
- Rowan L.C. y Wetlaufer P.H., 1981. Relation between regional lineament systems and structural zones in Nevada. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 65(8), 1,414-1,432 (en inglés).
- Rubio M., 1982. Ocurrencia de tsunamis en el Caribe. *Revista Investigaciones Sismológicas en Cuba*, 2, 170-180.

- Russo R.M. y Vilasenor A., 1995. The 1946 Hispaniola earthquake and the tectonics of the North America-Caribbean plate boundary zone, northeastern Hispaniola. *J. Geophys. Res.*, 100, 6,265-6,280 (en inglés).
- Salterain y Legarra P., 1884. Ligera reseña de los temblores de tierra ocurridos en la Isla de Cuba. *Anales de la Academia de Ciencias Médicas, Físicas y Naturales de La Habana*, 21, 203-218.
- Scholtz C.H., Aviles C.A. y Wesnousky S.G., 1986. Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76(1), 65-70 (en inglés).
- Scwartz D.P. y Coppersmith K.J., 1986. New trends in analysis using geologic data. Chapter 14. *Active Tectonics. Studies in Geophysics*, National Academic Press, 215-230 pp. (en inglés).
- Sherbakova B.E., Bovenko V.G., Luzenko T.N., Miroschinichenko I.P., Pozniakova G.V. y Zharinova N.I., 1977. *Informe sobre los resultados de observaciones con los aparatos "Tierra" en el territorio de Cuba Oriental realizados en 1974-1975*. Archivo del Instituto de Física de la Tierra, vol. 1, Moscú (en ruso).
- Sibson R.H., 1985. A note on fault reactivation. *J. Struct. Geol.*, 7, 751-754 (en inglés).
- Sim L.A., 1991. Estudios de los esfuerzos tectónicos a partir de indicadores geológicos (métodos, resultados, y recomendaciones). *Izv. Vysch. Uchebn. Zaved, Geol. Razved*, 10, 3-23 (en ruso).
- Smith R.B. y Sbar M.L., 1974. Contemporary tectonics and seismicity of the western United States with emphasis in the intramountain seismic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1,205-1,218 (en inglés).
- Smoot N.Ch., 1997. Aligned buoyant highs, across-trench, clustered volcanoes, and deep earthquakes are not aligned with plate-tectonic theory. *Geomorphology*, 18, 199-222 (en inglés).
- Stein R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402, 605-609 (en inglés).
- Sykes L.R., 1978. Intraplate seismicity reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and tectonic postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 16(4), 621-688 (en inglés).
- Tchalenko J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1,625-1,640 (en inglés).
- Teisseyre R., 1990. Crack formation and energy release caused by the concentration of dislocations along fault planes. *Tectonophysics*, 9, 547-557 (en inglés).
- USGS, 2006. Earthquakes list of 2006.
- Van der Plujim B.A., Craddock J.P., Graham B.R. y Harris J.H., 1997. Paleostress in cratonic North-America: Implications for deformation of continental interiors. *Science*, 277, 794-796 (en inglés).

- Van Dusen S.R. y Doser D.I., 2000. Faulting process of historic (1917-1962)  $M \geq 6.0$  earthquake along the North-Central Caribbean margin. *Pure appl. geophys.*, 157, 719-736 (en inglés).
- Viñes B. y Salterain P., 1880. Excursión a Vuelta Abajo de Viñes y Salterain en ocasión de los fuertes temblores de tierra ocurridos en la noche del 22 al 23 de enero de 1880. Ediciones La Voz de Cuba, La Habana, 68 pp.
- Wallace R.E., 1984. Patterns and timing of the Late Quaternary faulting in the Great Basin Province and relation the some regional tectonic features. *J. Geophys. Res.*, 89, 5,763-5,769 (en inglés).
- Wells D.L. y Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture wide, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1,002 (en inglés).
- Wernicke B., 1995. Low-angle normal faults and seismicity: A review. *J. Geophys. Res.*, 100, 20,159-20,174 (en inglés).
- Wdowinski, 1998. A theory of intraplate tectonics. *J. Geophys. Res.*, 103, 5,037-5,059 (en inglés).
- Wyss M., 1979. Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions. *Geology*, 7, 336-340 (en inglés).
- Zhidkov M.P., Rotvain I.M. y Sadowskii A.M., 1975. Pronóstico del lugar de posible ocurrencia de terremotos fuertes. IV. Intersecciones múltiples de lineamientos de la Meseta Armeniana, los Balkanes y la Cuenca del Mar Egeo. *Vichislitel'naya Seismologiya*, 8, 53-70 (en ruso).



**Informes técnicos originales**



# DetECCIÓN DE ZONAS DE FRACTURAMIENTO EN ÁREAS URBANAS MEDIANTE EL MÉTODO CAPACITIVO DE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA

Ana Belén Olvera-Ramírez\*

René E. Chávez\*

Juan Esteban Hernández-Quintero\*

*Recibido en febrero de 2014; aceptado en octubre de 2014*

## Abstract

Within the metropolitan area of Mexico City; affectations are commonly observed in buildings structures, and in some cases fractures, subsidence and collapses have become one of the major risks in the current urban sprawl. Iztacalco municipality is located northeastward of the city. Surrounding municipalities are Venustiano Carranza and Cuauhtémoc to the north; Benito Juárez to the west; Iztapalapa to south and Nezahualcóyotl to east. Several areas are influenced of disruption in their housing units, such as Barrio de Santiago and “Infonavit” (Institute of the National Housing Fund for Workers). Damage to the units are related to the presence of fractures in the subsurface under structures, weakening or altering their basements underground and causing structural damage. In order to characterize the observed fracturing, geophysical surveys were carried out in two critical areas of these residential buildings; consisting of four surveys of Electrical Capacitive Tomography (ECT) in each site. A preferential NW-SE direction of fractures inferred in the subsurface in both study areas were found. Such directions have a remarkable correlation with previous studies near this area.

In the same manner, the acquired data using the ECT method with the Omh Mapper (Geometrics) instrument, are noisy because the shallow variations of electrical resistivity; in order to minimize such noise, the data were processed and inverted separately and display clear the resistivity anomalies observed in the profiles.

Key words: *Electrical Resistivity Tomography, subsidence, fractures.*

\* Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Circuito de la Investigación Científica, 04510 México, D.F.

## Resumen

Dentro de la zona metropolitana de la Ciudad de México; es común observar afectaciones de estructuras en los edificios, y en algunos casos fracturas, hundimientos y colapsos se han convertido en uno de los principales riesgos en las manchas urbanas actuales. La delegación Iztacalco, se encuentra en el centro-orienté del Distrito Federal, limita al norte con la delegación Venustiano Carranza y Cuauhtémoc, al poniente con Benito Juárez, al sur con Iztapalapa y al orienté con el municipio mexicano de Nezahualcóyotl, presenta en algunas zonas, afectaciones en sus unidades habitacionales, ejemplos claros son el Barrio de Santiago y la Unidad Habitacional “Infonavit” (Instituto del Fondo Nacional de la Vivienda para los Trabajadores). Los daños a las unidades se deben a la existencia de fracturas en el subsuelo que pasan por debajo de las estructuras civiles, debilitando sus cimientos o alterando el subsuelo, originando los daños estructurales que afectan estas construcciones. Para caracterizar el fracturamiento observado, se llevaron a cabo estudios geofísicos en las dos unidades habitacionales, donde se realizaron cuatro perfiles eléctricos para cada una de las unidades, mediante el método de Tomografía Eléctrica Capacitiva (TEC). Se encontró una dirección preferencial de las fracturas inferidas en el subsuelo en ambas zonas de estudio con dirección NW-SE. Esta dirección se logra correlacionar con la orientación de fracturas inferidas descritas en estudios previamente realizados en la delegación Iztacalco, que se encuentran muy cercanos a las zonas de estudio.

De igual forma los datos obtenidos mediante el método capacitivo con el instrumento Ohm-Mapper, se ven afectados por ruido cuyo origen, en su mayoría, se debe a variaciones superficiales de la resistividad, dichos datos fueron procesados de manera separada, para minimizar el efecto de ruido, y lograr visualizar de forma más clara las anomalías expuestas en los perfiles.

Palabras clave: *Tomografía de Resistividad Eléctrica, subsidencia, fracturas.*

## Introducción

Las zonas con mayor vulnerabilidad a fracturamientos y efectos de subsidencia diferencial en el subsuelo deben de ser identificadas empleando diferentes técnicas geofísicas para prevenir accidentes y eventos desastrosos, que representan un alto costo socio-económico para las autoridades responsables. Hoy en día, los métodos geofísicos se han convertido en una herramienta muy importante para caracterizar el subsuelo donde se encuentra la infraestructura urbana. Estas metodologías permiten cuantificar las propiedades del terreno para definir las características físicas del subsuelo, antes y después de la construcción de obras públicas y privadas, así como sus edificaciones.

Los métodos de prospección utilizados en la exploración del subsuelo enfrentan un importante desafío, cuando se emplean en zonas fuertemente urbanizadas como: casas, museos, escuelas, monumentos históricos, etc., representan un obstáculo para la adecuada adquisición de la información geofísica. En la mayoría de los casos, estas construcciones son el objeto de estudio, y es necesario caracterizar el subsuelo sobre el que se encuentran estas, es decir que estas edificaciones impiden el diseño de los perfiles geofísicos de forma paralela para formar redes que permitan una visualización correcta del problema a profundidad. Además, no es posible de igual forma barrenar el suelo para la colocación de detectores, debido a la cantidad de cables de luz y teléfono, tuberías de gas o drenaje, que podrían ser dañados con el estudio (Chávez *et al.*, 2014).

Por lo tanto, el objetivo principal de caracterizar el subsuelo, para detectar la anomalías que puedan afectar la estabilidad de las construcciones urbanas, principalmente cuando estos rasgos no pueden ser seguidas a través de diferentes obstáculos representados por construcciones u otro tipo de problemas de origen natural o creado por el hombre (Trogu *et al.*, 2011), conlleva al empleo de equipos y técnicas especiales que permitan de forma adecuada el reconocimiento a profundidad de este tipo de zonas.

Hoy en día se cuenta con equipos y técnicas especiales para llevar a cabo estudios geofísicos en zonas urbanas que son de gran ayuda para el reconocimiento del subsuelo y con una forma de adquisición de datos que evita dañar la zona de estudio.

Este método se le denomina Tomografía Eléctrica Capacitiva (TEC), la cual nos proporciona una interpretación del comportamiento de la resistividad eléctrica en el subsuelo, mediante la adquisición de datos con el instrumento denominado Ohm-Mapper (Geometrics Inc., Estados Unidos).

La compleja geología de la cuenca de México, ha proporcionado a lo largo de la historia abundantes recursos de agua a sus habitantes, sin embargo, la escasez de agua superficial ha propiciado la sobreexplotación de acuíferos profundos, lo que ha provocado problemas de inestabilidad en el subsuelo. Estos problemas están asociados con aspectos relacionados con la composición geológica-estructural de la misma, debido a la distribución de los materiales geológicos que la forman.

El desarrollo urbano en las ciudades modernas requiere de un conocimiento más integral del subsuelo, sobre todo en aquellas áreas, donde aumentan las concentraciones humanas. Tomando en cuenta la inadecuada forma de planeación del crecimiento poblacional y la falta de concientización acerca del uso de los recursos naturales, se ha provocado, en términos de la explotación de los acuíferos subterráneos, el descenso continuo del nivel de estos.

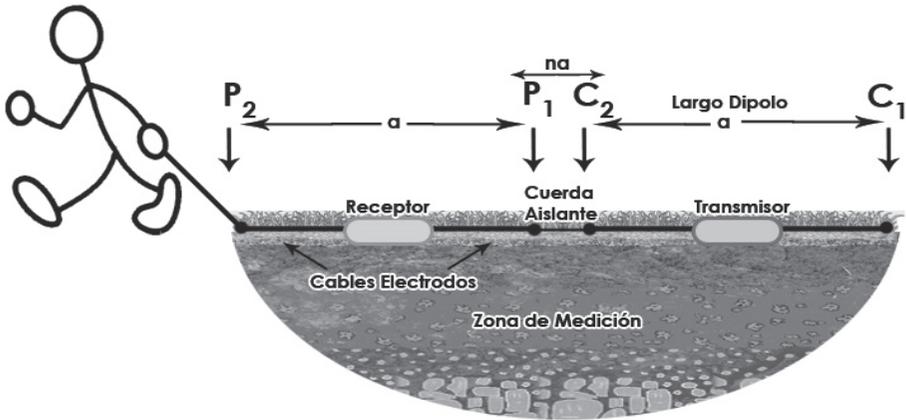
El presente trabajo, trata dos ejemplos en donde el problema de la sobreexplotación de los acuíferos y el pobre mantenimiento de la infraestructura hidráulica ha afectado la infraestructura urbana.

Se caracteriza el subsuelo de dos zonas habitacionales, un edificio perteneciente a la Unidad Habitacional Infonavit y otra al Barrio de Santiago, en la delegación Iztacalco. En ambas zonas se describen los estudios geofísicos realizados con un equipo de resistividad que utiliza el método capacitivo. Las fracturas que afectan estos sectores, se definen de forma razonable y explican el deterioro de las construcciones.

**Método capacitivo**

La aplicación geofísica de la técnica eléctrica con acoplamiento capacitivo se desarrolla a partir de la investigación realizada en la década de los cincuenta, por el Departamento de Defensa de Estados Unidos, donde el requisito era detectar grietas ocultas en Groenlandia y la Antártida. En la década de los setenta, el trabajo pionero fue llevado a cabo en Rusia por Timofeev (Kuras *et al.*, 2005).

Es una técnica geofísica emergente diseñada para extender el alcance de los métodos convencionales de resistividad de corriente continua. La técnica se basa en la naturaleza capacitiva del mecanismo de acoplamiento entre los sensores y el suelo, en contraste con otras técnicas de resistividad que se basan en el acoplamiento galvánico. La resistividad capacitiva se basa en el principio de medición bien conocida de resistividad convencional salvo que los electrodos galvánicos se sustituyen por sensores capacitivos.



**Figura 1.** Representación del arreglo dipolo-dipolo en la resistividad capacitiva. Este método consiste en utilizar dos electrodos, C1 y C2, ubicados en la superficie y conectados a una fuente de poder y la medida de diferencias de potencial entre puntos se mide con dos electrodos de potencial, P1 y P2.

El método se basa en un arreglo simple de cable coaxial con secciones de transmisor y receptor, que son deslizadas a lo largo del terreno. Una corriente es acoplada a la tierra por el transmisor y medida en el receptor, el cual basa su funcionamiento en el arreglo dipolo-dipolo, (Figura 1). Este tipo de arreglo consiste en cuatro electrodos dispuestos en forma lineal siguiendo la secuencia A B M N, el espacio entre los electrodos de corriente A B se denomina factor  $a$ , que será la misma distancia entre los electrodos de potencial M y N. Se debe hacer que el factor  $a$  se mantenga fijo y el factor  $n$  se incremente.

La profundidad a la cual los datos del Ohm-Mapper pueden ser interpretados confiablemente, depende del tamaño del dipolo y la distancia entre el dipolo transmisor y el dipolo receptor. La distancia adecuada para que el receptor pueda localizar al transmisor depende de la resistividad del subsuelo.

La expresión para el cálculo de la resistividad con el arreglo dipolo-dipolo es:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{V}{I} \left\{ \frac{1}{\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}} \right\} \quad (1)$$

Donde  $a$  es el espacio entre dipolos, y  $n$  los múltiplos enteros de  $a$ . Este método presenta buena resolución para los contrastes laterales de resistividad, define mejor los valores de resistividad aparente en niveles cercanos a la superficie, dado que conforme se incrementan los niveles a profundidad habrá pérdida de señal. Este tipo de arreglo es altamente susceptible a los cambios horizontales en la resistividad del medio y menos eficiente para detectar cambios verticales de resistividad, es mejor para encontrar estructuras verticales como diques y cavidades pero deficiente para estructuras estratificadas (Chávez *et al.*, 2009, 2010).

### Bosquejo geológico de la zona de estudio

El significado de Iztacalco viene de las palabras en náhuatl, que por su toponimia y relación con términos de geotecnia e ingeniería civil se define como: “lugar de las casas blancas o casas de la sal”, de *Iztatl*, sal, calli, casa, y *co*, lugar. Esto sugiere el tipo de terrenos en donde se encontraba asentado este lugar.

Esta zona de pequeñas islas, pantanos y cañaverales, fue transformada en fértiles campos de cultivo, mediante el avanzado sistema de chinampas. A la llegada de los españoles Iztacalco era uno de los muchos *calpullis* de Tenochtitlán conformado por diversos barrios.

Las zonas que se estudian en este artículo, se ubican en la delegación Iztacalco, la cual se localiza hacia la porción centro-oriente del Distrito Federal. Limita al norte con las delegaciones Venustiano Carranza y Cuauhtemoc, al poniente con la delegación Benito Juárez, al sur con la delegación Iztapalapa y al oriente con el municipio mexiquense de Nezahualcóyotl. Es la delegación más pequeña de 16 delegaciones que comparten el territorio capitalino, con apenas 23.3km<sup>2</sup>, y alberga una población cercana a los 400 mil habitantes.

### **Unidad Habitacional Infonavit**

La primera zona de estudio es un complejo habitacional perteneciente a la Unidad Habitacional Infonavit (Instituto del Fondo Nacional de la Vivienda para los Trabajadores), se localiza en la porción centro-suroeste de la delegación Iztacalco. La construcción de este conjunto habitacional se realizó con la finalidad de crear un proyecto de viviendas para los trabajadores, que nació durante el gobierno del presidente Adolfo López Mateos en 1962. Esta unidad ocupó una superficie de 35ha, está conformada por 5,130 viviendas con una población cercana a las 23,000 personas. En esta unidad se podían encontrar en su inauguración instalaciones de servicio como un edificio social, zonas comerciales, centros deportivos, planteles educativos y un lago artificial de 6,000m<sup>2</sup> de superficie (Figura 2).

Desafortunadamente, el mencionado lago desapareció a consecuencia de una fractura provocada por el sismo de 1985, que afectó varios edificios aledaños. Por tal motivo, se construyó un parque en el 2004 sobre el ex lago de la unidad. Sin embargo, y a pesar de esta remediación, han aparecido nuevas fracturas ocasionando fuertes daños en las construcciones, además de una serie de hundimientos en algunos de los edificios, que son parte de este conjunto.

El complejo habitacional consta de cuatro edificios de cinco pisos cada uno. La Dirección de Protección Civil de la delegación Iztacalco señala que esta estructura presenta fuertes daños en su base, fisuras y grietas significativas, además de una separación importante entre los edificios. Para el estudio del área afectada se realizaron cuatro perfiles (Figura 3), en donde se intentó rodear un edificio que presenta hundimientos y fisuras en su estructura, efectuando el levantamiento con cinco receptores, la longitud total de los perfiles fue de 380 metros.

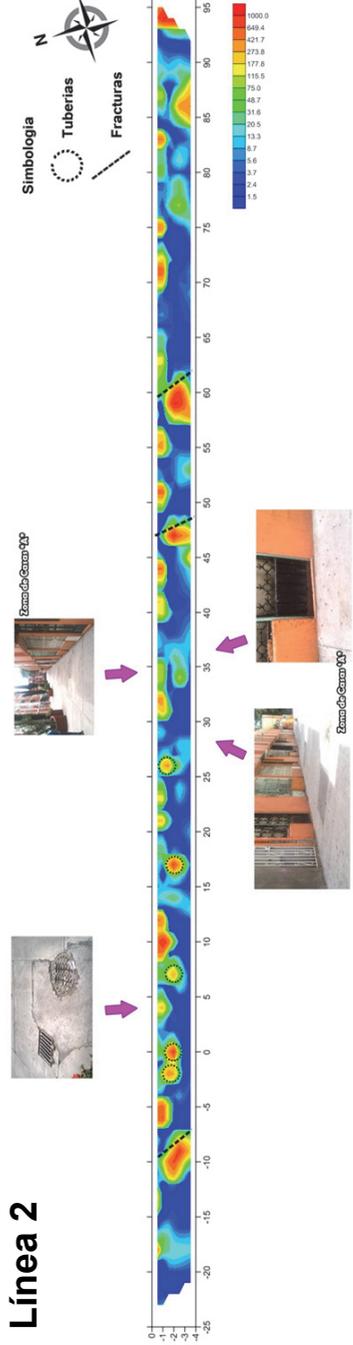
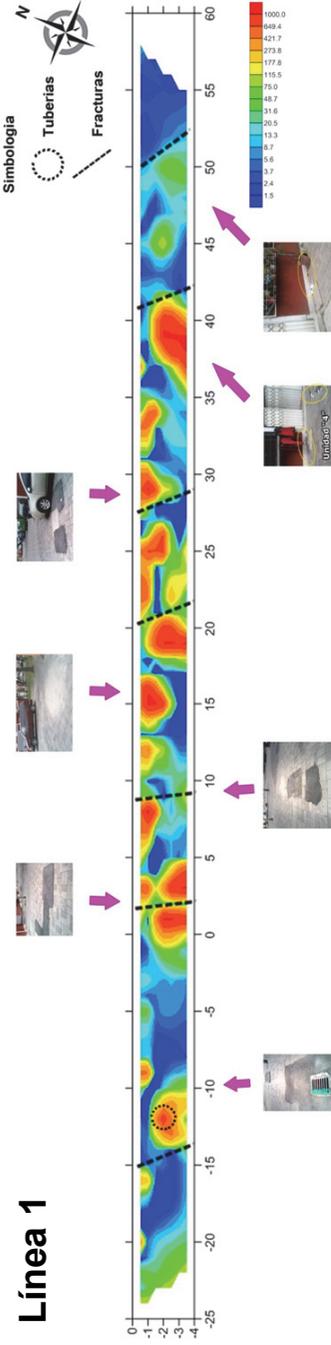
A partir de los datos obtenidos se generaron cuatro modelos bidimensionales, los cuales corresponden a cada una de las líneas de estudio. En esta zona se pueden percibir a simple vista una amplia serie de rellenos de concreto, tanto cerca como lejos de las tuberías sanitarias (atarjeas), también es apreciable que el suelo se encuentra fracturado, de igual manera es posible observar una serie de hundimientos en la parte baja de los edificios (Figuras 4 y 5). Se pretende inferir la distribución de



**Figura 2.** Comparación en vista aérea de la Unidad Habitacional Infonavit Iztacalco, mostrando el lago en el año de 1973 y su vista actual.



**Figura 3.** Localización de los perfiles en el área correspondiente a la Unidad Habitacional Infonavit.



**Figura 4.** Perfiles de Resistividad Eléctrica Capacitiva (REC) obtenidos para las Líneas 1 y 2 (correspondientes a la Figura 3). La razón de que existan altas resistividades, (colores en rojo  $\sim 10,000\text{Ohm-m}$ ), se pueden adjudicar a la presencia de atarjeas, tubos de drenaje, zonas de relleno y posiblemente a fracturamientos en el subsuelo; las bajas resistividades que se observan, (colores en azul  $\sim 1$  a  $200\text{Ohm-m}$ ), se pueden asociar a diversos hundimientos causados por filtraciones de agua.

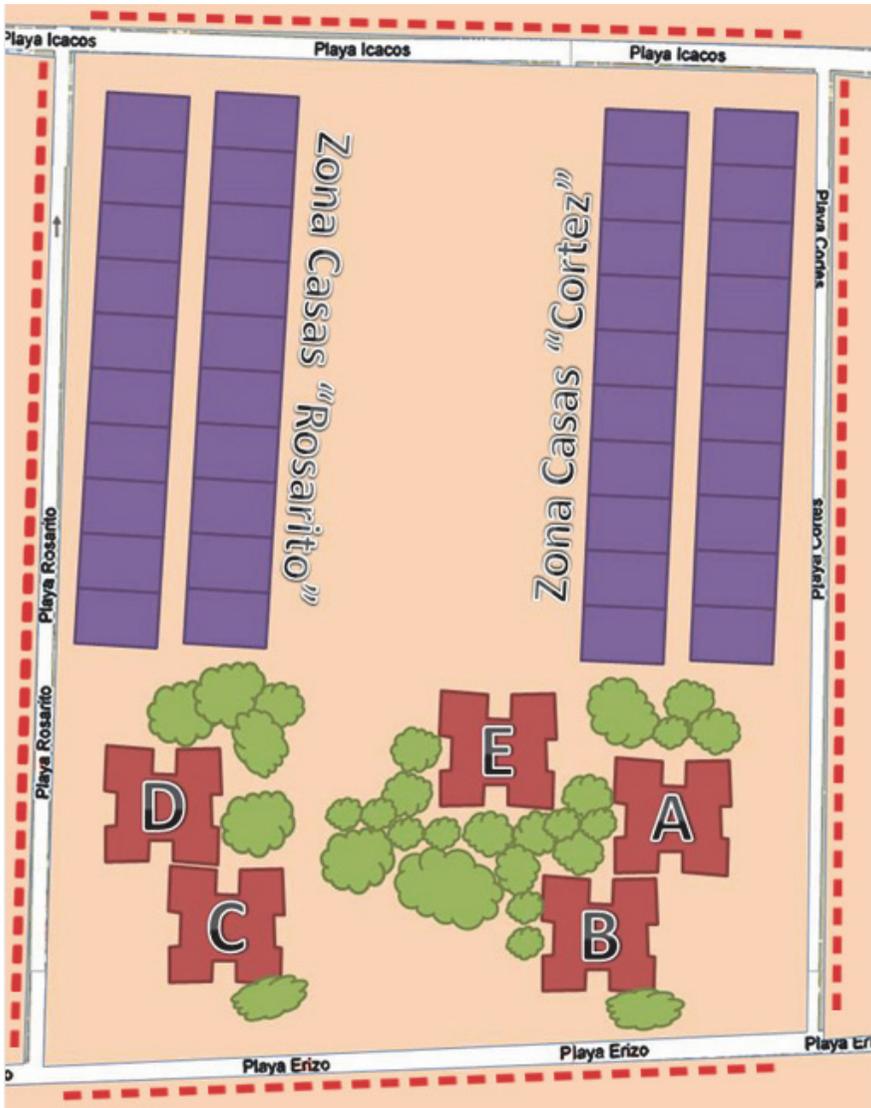
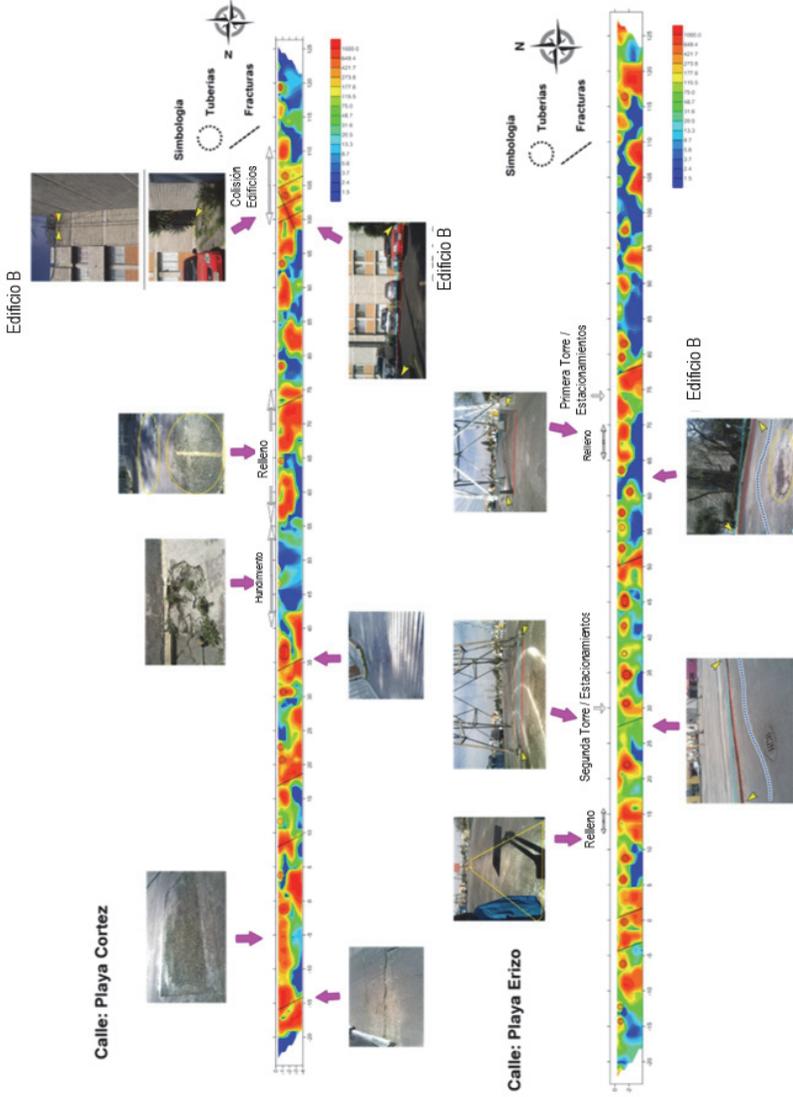


Figura 5. Localización de los perfiles en la zona de casas, correspondiente al Barrio de Santiago.

las fracturas en la zona de estudio, mediante los contrastes que representan cambios de material o discontinuidades en el medio, los valores de alta resistividad y las bajas resistividades que se observan, se pueden asociar a diversos hundimientos causados por filtraciones de agua o por altas concentraciones de este fluido en las arcillas que soportan al complejo habitacional.



**Figura 6.** Distribución de las fracturas y su correlación con los contrastes de resistividad en la zona de estudio.



**Figura 7.** Localización de los perfiles en la zona de casas, correspondiente al barrio de Santiago. En general, la dirección de las principales fracturas inferidas muestra una dirección preferencial NW-SE. Los hundimientos o zonas de subsidencia coinciden en áreas en donde se ubican edificios que pueden estar asociados al gran peso que representa cada uno de ellos, y que provoca colisiones en sus estructuras y un creciente riesgo a sus residentes.

Tras la interpretación de los cuatro perfiles, se puede correlacionar el perfil 1 y 4 donde se logró apreciar que la abertura entre los edificios es debido, muy probablemente, a que existe una alta saturación de agua, que se observa en la mayor parte de los perfiles (bajos valores de resistividad,  $>100\Omega\cdot m$ ). Las arcillas que soportan a esta estructura poseen una alta concentración de agua que provoca una fuerte inestabilidad estructural, produciendo las grietas observadas en esta construcción. Por lo que es posible que la cimentación de estos edificios posea filtraciones, provocando la inestabilidad de los mismos.

## Barrio de Santiago

Esta fue la segunda zona de estudio que pertenece en la porción centro suroeste de la delegación. Se encuentra a las orillas del canal de la Viga, que existía desde tiempos prehispánicos. En esta zona se llevaron a cabo cuatro perfiles de forma tal que pudieran rodear las construcciones que mostraron daño en su estructura. La longitud total de estos perfiles fue de 555 metros (Figura 7). Tras el procesamiento de los datos obtenidos en la zona habitacional del Barrio de Santiago, se obtuvieron cuatro modelos.

Al unir los cuatro perfiles del Barrio de Santiago se logra obtener una vista completa, que nos muestra una imagen más detallada y abre el panorama para comprender con mejor precisión lo que ocurre en el subsuelo así como la dirección preferencial de las fracturas inferidas. Para estimar la dirección de las fracturas mostradas, se tomó en cuenta la visualización superficial de las fracturas en campo, documentadas en imágenes tomadas *in situ* y colocadas en los puntos que corresponden en cada perfil.

Es importante mencionar que la estructuración civil pudiese estar conformada por cimentaciones superficiales o lozas de cimentación, dichas construcciones son aquellas que están destinadas a soportar el peso de la estructura que estará sobre ellas, así como distribuir las cargas de la edificación en un plano de apoyo horizontal, planteando un complejo problema de interacción y compatibilidad entre el terreno y la estructura, casi siempre se construyen a poca profundidad bajo la superficie, esto garantiza que la aplicación de estas cargas no provoque en el suelo asentamientos o hundimientos, que puedan ocasionar daños a la casa y a que el suelo no presente fallas por exceder la resistencia o capacidad de carga.

Sin embargo sabemos que esto no se cumplió en las zonas de estudio, notamos la gran diferencia entre dos tipos principales de estructuras, la primera de casa habitación y la segunda de edificios, también percibimos que la forma y el peso original con las que fueron diseñadas las casas se encuentran alteradas, casas que solo contemplaban un piso ahora tienen dos o más, sumado a esto la cercanía con la zona de edificios que cuentan con cinco pisos cada uno, teniendo zonas sin peso aparente como estacionamientos y áreas verdes, esto nos permite concluir que se tiene una mala distribución de peso.

Debido a lo anterior podemos notar que las fracturas más notables se localizaron en el área de estacionamientos de la unidad habitacional, contraria a la zona de casas-habitación; esto es debido a que representan comparativamente menor peso, por lo tanto no se lograron ver fracturas evidentes en la superficie, aunque esto no indique que no existan fracturas en el subsuelo que atraviesen esa zona a profundidad. De esta forma podemos inferir que en las imágenes de resistividad las fracturas pueden pertenecer a la zona de losa de cimentación, que no es muy profunda, de acuerdo al peso y el tipo de subsuelo.

Las características del terreno y el seguimiento visual en superficie sugieren que las anomalías de alta resistividad observadas se deben a los progresivos rellenos de asfalto, y a la presencia de atarjeas, tuberías de agua y de drenaje que se encuentran en el lugar; y las bajas resistividades se podrían asociar a zonas de saturación en el subsuelo. Esto ha provocado hundimientos y fracturamientos visibles a lo largo de las calles y avenidas que rodean la zona habitacional. En general, las principales fracturas inferidas muestran una dirección preferencial NW-SE. Los hundimientos o zonas de subsidencia coinciden en áreas en donde se ubican edificios que pueden estar asociados al gran peso que representa cada uno de ellos, y que provoca colisiones en sus estructuras y un creciente riesgo a sus residentes.

### **Tratamiento de los datos**

Sabemos que los datos obtenidos mediante el método capacitivo, están afectados por ruido, cuyo origen en su mayoría es producido por variaciones muy superficiales de la resistividad. Este efecto puede alterar nuestra percepción de anomalías en el perfil, por esta razón se recurrió a eliminar estas variaciones de manera manual, para controlar la manera en que se suavizan o eliminan los datos ruidosos. En los datos de la línea 2, se eliminaron manualmente los picos o los valores fuera de rango, realizando una comparación entre los valores de cada receptor.

Mediante el software comercial Earth Imager 2D del Advance Geosciences Inc. (AGI, 2009) los datos se invirtieron obteniendo los resultados mostrados en las figuras correspondientes.

### **Conclusiones**

El método capacitivo en el que está basado el equipo geofísico utilizado (Ohm- Mapper) funcionó para poder observar las fracturas y anomalías en la parte más superficial del subsuelo llegando así a profundidades no mayores de 5 metros. Lo anterior produce una buena resolución. Este método es auxiliar y brinda un buen reconocimiento de la zona de manera general, puede ser de gran ayuda para otros estudios, utilizando diversas tecnologías. El trabajo muestra que se lograron visualizar fracturas en los perfiles, que coinciden con los hundimientos y daños en las estructuras de los edificios de ambas zonas de estudio.

El tratamiento manual realizado a los datos de los perfiles, ayudaron a visualizar el cambio en los datos. Esto puede ser muy significativo en la representación de las anomalías y se debe tener cuidado con la edición de los mismos al momento de eliminarlos de manera automática. El uso indiscriminado de este tipo de programas podría hacer que mucha información útil se perdiera, lo que resultaría en una con-

cepción errónea de los datos, debido a esto es recomendable analizar los datos crudos arrojados por el equipo antes de procesarlos.

El análisis de los perfiles muestra un sistema de fracturas inferidas que siguen una dirección preferencial NW-SE en ambas zonas de estudio, lo anterior podría tener relación con estudios anteriores que se han desarrollado en zonas cercanas (Zamudio-Angeles *et al.*, 2010) y (Aguilar, 2012). Los resultados obtenidos con el equipo Ohm-Mapper fueron suficientes para determinar la existencia de fracturas así como la posibilidad de inferir su dirección y relación con los daños visibles observados en la superficie.

La parte correspondiente a la remediación del problema queda en manos de las autoridades correspondientes o ejecutoras para el monitoreo apropiado del fenómeno; de esta forma tratar de evitar un riesgo mayor a los habitantes.

## Referencias

- AGI, 2009. Instruction Manual for EarthImager 2D version 1.5.0 Resistivity Inversion Software, Austin, Texas
- Aguilar, Diego A., 2012. *Detección de fracturamiento y subsidencia en la unidad habitacional la concordia de la delegación Iztacalco mediante tomografía eléctrica 3D*, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 89 pp.
- Mooser, F., 1956. “Los ciclos del vulcanismo que forman la Cuenca de México”. *Congreso Geol. Internacional 20. Simposio sobre vulcanología del Cenozoico*, 2, 337-348
- Mooser, F., 1967. “Bosquejo geológico del extremo sur de la Cuenca de México”. *Congreso Geol. Internacional 20*, Libro-guía de la Excursión C-9, 9-16.
- Mooser, F., 1975. *Memorias de Obras del sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal*, Secciones Geológicas.
- Orellana, S.E., 1982. *Prospección geoelectrica en corriente continua*, vol. 1, Paraninfo 2a. ed., Madrid, 578 pp.
- René E. Chávez, Gerardo Cifuentes-Nava, Andrés Tejero, J. Esteban Hernández-Quintero and Diana Vargas, 2014. Spatial 3D electric resistivity tomography (ERT) array applied to detect buried fractures in urbana reas: San Antonio Tecomitl, Milpa Alta, Mexico. *Geof. Int.*, 53(4), 425-434.
- Trogu, A.; Ranieri, G.; Fischanger F., 2011. 3D electrical resistivity tomography to improve the knowledge of subsoil below existing buildings. *Enviromental Seimeiotics*, 4(4), 63-70.
- Zamudio-Ángeles, D.J.; Marín-Córdova; S. y Cambrón, R.J.F., 2010. Estudio geológico estratigráfico para definir zonas de riesgo en cinco localidades de la delegación Iztacalco. Gobierno del Distrito Federal, Delegación Iztacalco. Reporte reservado al Gobierno de la Ciudad de México.

# Construcción del Observatorio Geomagnético de Mérida, Venezuela

Edwin Camacho\*  
José Serra\*  
María Muñiz\*\*  
José Gandarilla\*\*

*Recibido en mayo de 2013; aceptado en diciembre de 2013*

## Abstract

A new geomagnetic observatory has been built on Mérida, Venezuela (8° 33' N, 71° 19' O, 1755m). The observatory consists of three wood houses free of magnetic materials, two houses of 3 by 3 meters and one of 3 by 6 meters, also has two external pillars, these facilities are already built. The observatory site is far enough from man-made disturbances and has an horizontal and vertical gradient of less than 1nT/m. the whole construction has been carried out following the recommendations stated in International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) "Guide for magnetic measurements and observatory practice". It's worthy of remark that there is 180 geomagnetic observatories worldwide of which only 15 are in Latin America.

Key words: *geomagnetism, observatory.*

## Resumen

Un nuevo observatorio geomagnético se ha construido en Mérida, Venezuela (8° 33' N, 71° 19' O, 1755m), siendo este observatorio el primero en nuestro país. El emplazamiento del observatorio se encuentra alejado de las perturbaciones provocadas por el hombre (ruido cultural), del mismo modo, se cuenta con un área apropiada para su correcto funcionamiento; obteniéndose un gradiente horizontal y vertical menor a 1nT/m, esto es excelente para la operatividad del mismo. Toda la construcción se ha llevado a cabo bajo las recomendaciones de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA, por sus siglas en inglés) mediante el libro de Jankowski y Sucksdorff (1996). El observatorio está conformado por tres casas o pabellones de madera y dos pilares externos libres de materiales magnéti-

\* Centro de Investigaciones de Astronomía "Francisco J. Duarte", Venezuela.

\*\* Instituto de Geofísica y Astronomía, Cuba.

cos. Estas casas son construidas para albergar los equipos de medición denominados “magnetómetros”, los cuales están constituidos por equipos de alta sensibilidad para las mediciones del campo geomagnético.

Palabras clave: *geomagnetismo, observatorios.*

## Introducción

Los *observatorios geomagnéticos* son centros científicos o laboratorios, encargados de registrar de manera continua y precisa como mínimo tres componentes del vector campo geomagnético “F” como una función del tiempo, con una resolución de un minuto o menos. Las componentes registradas usualmente son la declinación “D”, inclinación “I” y el módulo de “F”. Uno de los objetivos de los observatorios es proveer la información más precisa sobre la variación secular y variaciones con escalas temporales que van desde minutos y/o segundos hasta décadas. El tiempo de registro es referido al tiempo universal (UT, por sus siglas en inglés).

Un observatorio geomagnético debe poseer las siguientes características: mediciones continuas de las componentes del campo en periodos de un minuto como mínimo, se debe mantener en el mismo lugar de medición con el pasar de los años y publicar periódicamente los datos definitivos (filtrados) a la comunidad científica (St-Louis B. y Sauter E., 2004).

Actualmente existen alrededor de 180 observatorios geomagnéticos en el mundo, pero solo cerca de 15 observatorios se encuentran operativos en América Latina. En Venezuela la construcción del primer observatorio geomagnético fue realizada en el marco de los proyectos de colaboración Cuba-Venezuela, el ente ejecutor del proyecto fue el Centro de Investigaciones de Astronomía “Francisco J. Duarte” (CIDA) que tiene su sede en Mérida, Venezuela; y se contó con la asesoría del personal del Instituto de Geofísica y Astronomía (IGA) de Cuba. Este proyecto tiene como *objetivo general*:

- La construcción del primer observatorio geomagnético en la República Bolivariana de Venezuela

Pero para alcanzar dicha meta se fijaron los siguientes *objetivos específicos*:

- Determinar el emplazamiento para el observatorio geomagnético
- Comprar equipos de medición (magnetómetros)
- Diseñar y construir tres pequeños casas o pabellones que conforman el observatorio geomagnético.

El proyecto para la construcción del observatorio fue realizado siguiendo las recomendaciones de la IAGA, con el propósito de que este nuevo observatorio forme parte de la Red Internacional de Observatorios Magnéticos (INTERMAGNET).

### **Emplazamiento del observatorio geomagnético**

Cuando se planifica la construcción de un observatorio conviene tener en consideración que este debe funcionar el mayor tiempo posible en ese lugar de emplazamiento. Una de sus principales tareas es realizar un seguimiento de la variación secular del campo geomagnético, y para esto diez o incluso cien años es considerado un tiempo corto. Por otro lado, se debe tener en cuenta que el lugar seleccionado debe ser apropiado magnéticamente para realizar las mediciones del campo, es decir, en las cercanías del observatorio no debe haber fuentes de perturbaciones magnéticas naturales o artificiales, debido a que perjudica la calidad de los datos registrados. Por estas razones las propiedades magnéticas de la zona prevista para el observatorio deben ser estudiadas cuidadosamente.

Entre los requisitos que debe cumplir el emplazamiento, para la construcción de un nuevo observatorio geomagnético (Jankowski y Sucksdorff, 1996), se tienen:

- Homogeneidad magnética en los terrenos del emplazamiento, los cambios en las propiedades magnéticas en los alrededores del observatorio no son aceptables. Para esto se realiza una exploración o prospección magnética con magnetómetros en toda el área destinada para el observatorio y dicha área debe tener gradientes magnéticos horizontales y verticales menores a un nT/m (nano-Tesla sobre metro). Grandes anomalías magnéticas (cientos de nT) no debe ser aceptado cerca de la zona del observatorio.
- El subsuelo de la zona del observatorio debe tener una conductividad eléctrica homogénea, para no tener corrientes inducidas en las rocas de la corteza terrestre, que puedan afectar una o varias componentes del campo (Gubbins y Herrero, 2007). Las costas, es uno de los lugares donde mejor se pueden apreciar los cambios de la conductividad eléctrica y de hecho en los observatorios, se pueden registrar un fenómeno denominado “Efecto costa”, por esta razón se recomienda que los observatorios geomagnéticos se construyan a decenas de kilómetros lejos de las costas.
- Un espacio reservado para el observatorio, lo que significa un radio aproximado 300m medios desde la casa de mediciones absolutas.
- Alejados de centros poblados, zonas industriales, antenas de comunicación, y cualquier construcción metálica y líneas de alta tensión para evitar el ruido cultural.

Para seleccionar la ubicación del primer observatorio de Venezuela se realizaron estudios en cuatro terrenos candidatos (Camacho *et al.*, 2009) siendo el más apropiado para el emplazamiento del observatorio los terrenos del Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC) sede Jají, Estado Mérida, Venezuela. Los terrenos del IVIC-Mérida resultaron favorables para el emplazamiento del observatorio porque presentaron las siguientes características:

1. Se obtuvo que los terrenos presentan gradientes magnéticos verticales y horizontales son menores de un nano Tesla sobre metro (nT/m), y siendo su geología rocas sedimentarias de formación la Quinta. La prospección fue realizada con dos magnetómetros protónicos portátiles como es recomendado (Wienert, 1970), uno fue empleado para el levantamiento geomagnético y el otro como estación base, para posteriormente realizar la corrección por la variación diurna a los datos del levantamiento. La prospección fue realizada sobre todo el terreno destinado para el observatorio geomagnético, realizando mediciones con el magnetómetro cada 10m. En la Figura 1 se muestran los gradientes del terreno destinado para el observatorio, las “X” muestran los lugares donde fueron construidos los pabellones que conforman el observatorio.
2. Además de presentar gradientes magnéticas favorables, los terrenos del IVIC-Mérida se encuentran lo suficientemente alejados (véase Figura 2) de perturbaciones hechas por el hombre como: edificaciones, carreteras, líneas eléctricas, puentes, entre otros, y abarca un espacio lo suficientemente grande, necesario para el correcto funcionamiento del observatorio.

Aparte de los estudios habituales para la construcción de un observatorio, se hizo un estudio geotécnico en los terrenos del IVIC-Mérida, donde se realizaron exploraciones mediante perforaciones y en los cuales se reportaron los siguientes datos: longitud de perforación, columna estratigráfica, número de golpes/pies correspondientes a la prueba de penetración (STP), entre otros; de los cuales se realizaron ensayos de laboratorios como: contenido de humedad, granulometría por tamizado, límites de consistencias, entre otros. En dicho estudio fue recomendado construir fundaciones superficiales de tipo aislada considerando la topografía inclinada, la geología, la humedad del terreno sobre la que se implantarán los pabellones.

### **Equipos de medición presentes en el observatorio**

Los instrumentos de medición del campo geomagnético del observatorio de Mérida fueron escogidos con el propósito de cumplir con los estándares internacionales en cuanto a precisión (1nT), frecuencia de muestreo (cada minuto o menos), resolución

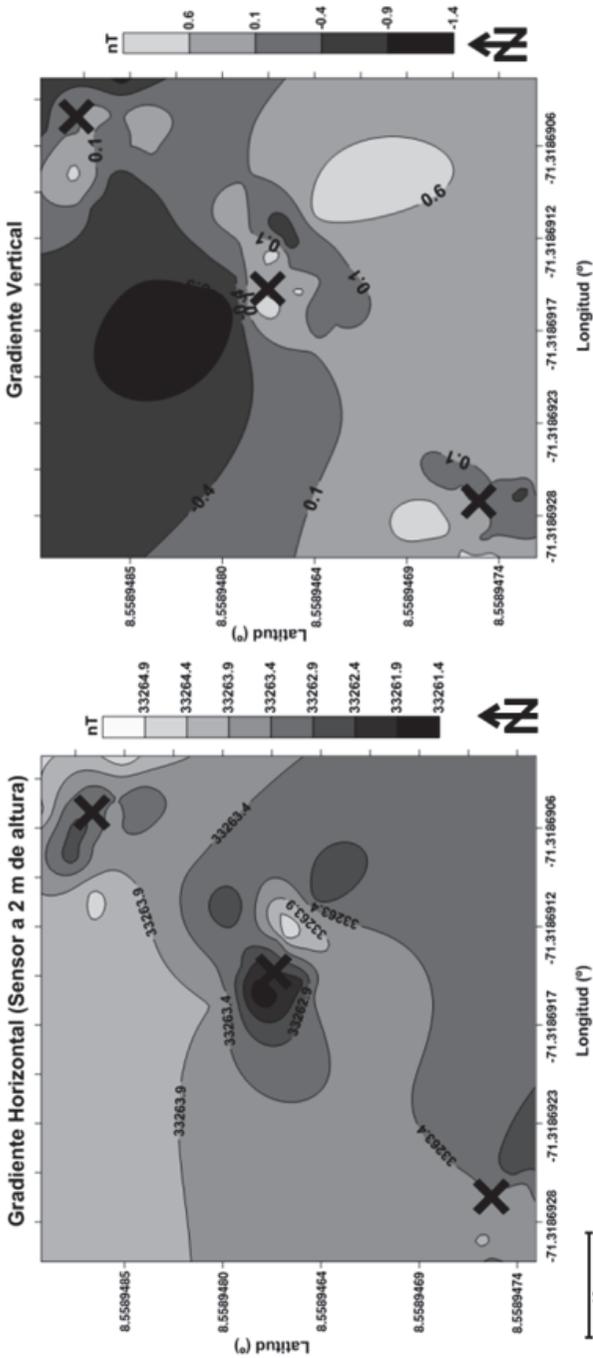


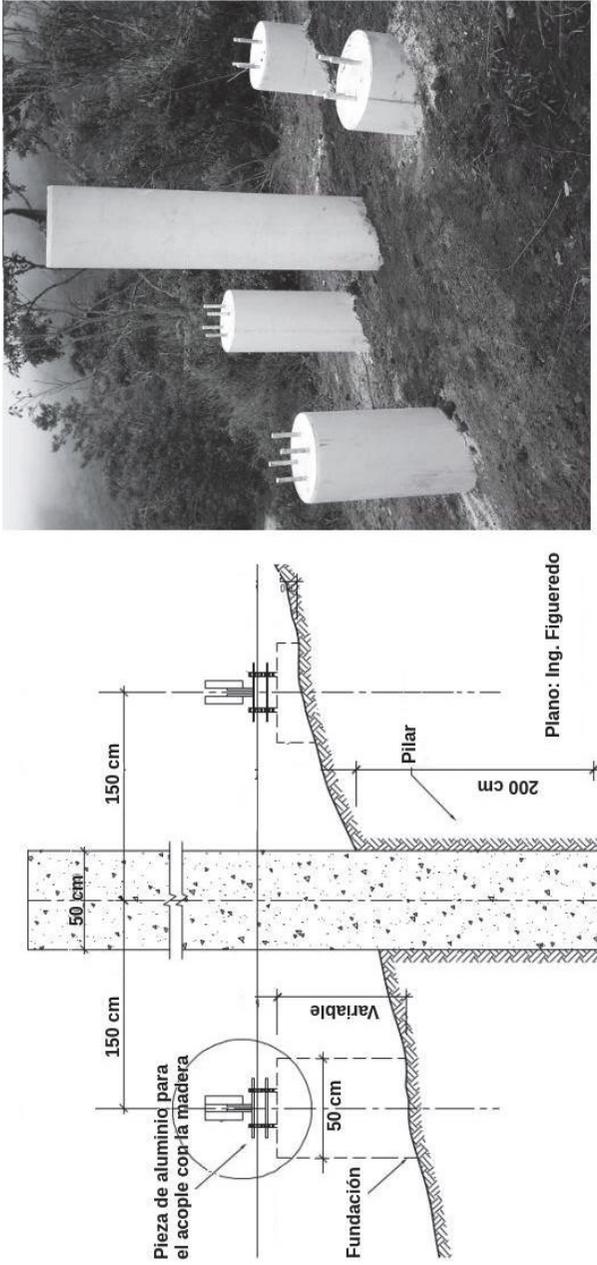
Figura 1. Izquierda: mapa de isóneas del gradiente horizontal. Derecha: mapa de isóneas de gradiente vertical.



**Figura 2.** Mapas donde se muestra los linderos de los terrenos del IVIC-Mérida, y las distancias de posibles perturbaciones magnéticas (ruido cultural) que pueden afectar los datos del observatorio geomagnético.

(0.1nT) y calidad de los datos medidos, con la finalidad que este nuevo observatorio forme parte de la red INTERMAGNET. Los magnetómetros adquiridos son:

- *Bartington Mag-01H*, consiste en un teodolito no magnético con sensor Fluxgate. Usado para medir la declinación e inclinación magnética.
- GEM Systems. GSM-90FD5, variómetro que mide fluctuaciones de las componentes: inclinación “I”, declinación “D” y la intensidad total “F” del campo geomagnético. Este equipo por si solo permite realizar observaciones de la magnitud y dirección del campo geomagnético.
- GemSystems GSM-90 EUROMAG, magnetómetro escalar de precesión de protones de efecto Overhauser. Permite obtener la intensidad total del campo geomagnético.
- GemSystems GSM-19T, magnetómetro escalar portátil, que permite realizar prospección magnética. Contiene un sistema de GPS incorporado al equipo que permite obtener las coordenadas geográficas donde son realizadas las mediciones y el tiempo en UT.



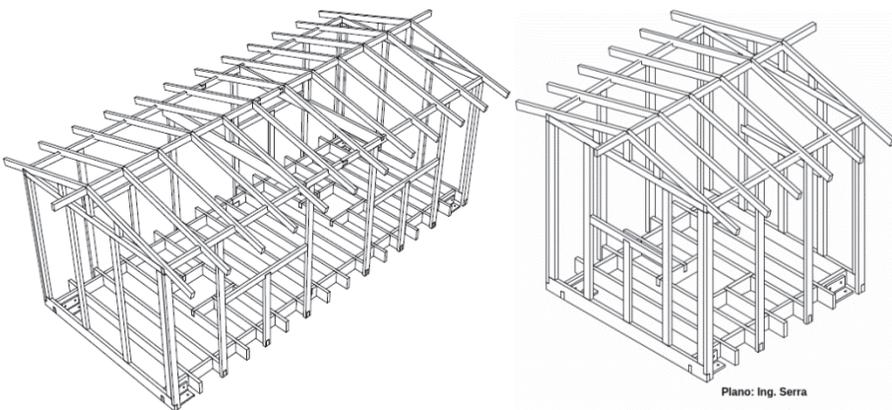
**Figura 3.** Izquierda: plano de las fundaciones y pilar. Derecha: fotografía de las fundaciones edificadas para uno los pabellones.

## Diseño y construcción del observatorio

Para este observatorio se contempló la construcción de fundaciones aisladas para cada pabellón o caseta, con un pilar en el centro, como se muestra en la Figura 3. Los pilares son estructuras verticales donde son ubicados los equipos de medición y deben ser muy estables aún y con el pasar de los años, para lo cual fueron enterradas dos metros por debajo del nivel del suelo.

Los pabellones fueron diseñados para ser construidos con madera. La madera empleada para la elaboración de los pabellones fue *Pino Caribe* y estuvo sometida a un tratamiento previo en el Laboratorio Nacional de Productos Forestales de la Universidad de los Andes, con el propósito de preservar la madera de insectos y alargar la vida útil de la misma. Para ensamblar los pabellones se propuso un método constructivo que permitiera articular los mismos con gran facilidad, en los cuales se usaron tarugos y ensambles de uniones madera-madera, por lo cual fueron empleados pocos clavos de aleación de latón y bronce. En la Figura 4 se muestran planos de dos de los pabellones de madera que conforman el observatorio de Mérida.

Todos los pabellones de madera fueron diseñados con doble techo para mantener la temperatura estable dentro de los mismos, esto es uno de los requisitos al momento de diseñar un observatorio geomagnético. Los cambios de temperatura pueden afectar la precisión de los instrumentos de medición. En la Figura 5 y la Figura 6 se muestran los tres pabellones de madera que conforman el observatorio. Cada pabellón fue diseñado para albergar un equipo de medición, por ende, cada uno tiene un equipo asignado.



**Figura 4.** Izquierda: plano de pabellón de madera de dimensiones 3x6m. Derecha: plano de pabellón de madera de dimensiones 3x3m.



**Figura 5.** Izquierda: pabellón del variómetro. Derecha: pabellón del magnetómetro escalar con efecto Overhauser. Ambos pabellones de madera son de dimensiones de 3x3m.

Uno de los pabellones pequeños alberga el variómetro GSM-90FD5, y el otro pabellón el magnetómetro escalar GSM-90 EUROMAG, esto con la finalidad de comparar las mediciones entre los equipos. El pabellón más grande (Figura 6) es el destinado para albergar y realizar mediciones absolutas con el Bartington Mag-01H, y es el único de los pabellones que cuenta con dos pilares.

Para la construcción del observatorio geomagnético de Mérida fueron usados materiales no magnéticos, esto con la finalidad de que la construcción no generara perturbación a los instrumentos de mediciones. A pesar de esto, todos los materiales usados en la construcción fueron medidos previamente con un magnetómetro protónico para comprobar su perturbación o contaminación magnética (Jankowski y Sucksdorff, 1996).

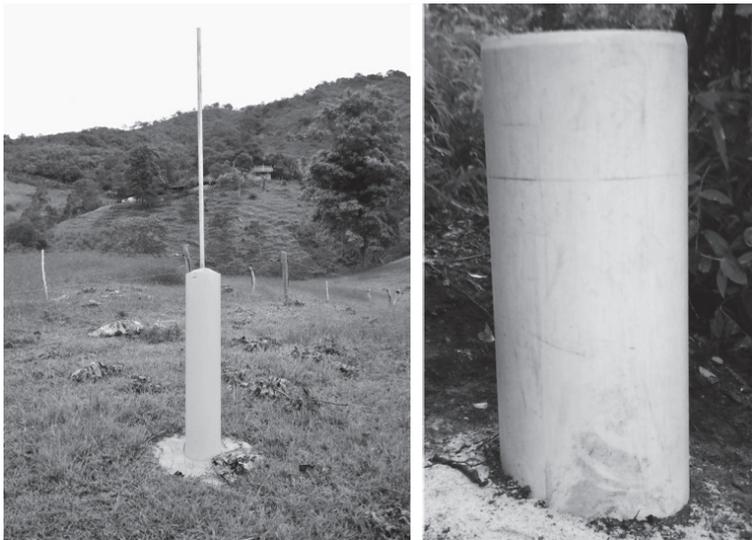
Conjuntamente se construyeron dos pilares externos que permitirán realizar mediciones absolutas de la declinación “D” e inclinación “I” magnéticas eventualmente y adicionalmente dos marcas de acimut, necesarias como referencias para realizar las mediciones. En la Figura 7 se muestra uno de los pilares externos y una de las marcas de acimut.

### **Sistema de comunicación y alimentación eléctrica del observatorio**

El sistema de alimentación eléctrica está constituido por un panel solar de 170 watt y 12V DC con dos baterías de 12V y 210Ah cada una. El panel solar y el banco de baterías fue la opción más conveniente como fuente de alimentación eléctrica para los equipos que conforman el observatorio, debido a que los pabellones se encuentran muy alejados de fuentes de energía eléctrica convencionales AC. El panel solar



**Figura 6.** Pabellón para realizar mediciones absolutas, dimensiones de 3x6m.



**Figura 7.** Izquierda: marca de acimut. Derecha: pilar externo.

y el banco de baterías fueron ubicados a una distancia de 100m del pabellón del variómetro, para evitar perturbaciones.

Debido a la distancia y la topografía existente entre los pabellones del observatorio y la casa del IVIC-Mérida (Figura 2), se implementó un sistema de comunicación con radio modem serial para la transferencia y almacenamiento de los datos.

Los datos son almacenados en una computadora que se encuentra en la casa del IVIC-Mérida. Entre las características que presenta el radio modem serial se tienen:

- Potencia: 1W
- Velocidad de transmisión: 115kbbs
- Frecuencia de transmisión: 902-928Mhz
- Interfaces: Rs-232 / Rs-485

## Conclusiones

Se logró la construcción del primer observatorio geomagnético en la República Bolivariana de Venezuela, consiguiendo alcanzar todos los objetivos planteados. El emplazamiento del mismo se encuentra en un área con gradientes magnéticos menores a 1nT/m, excelente para el funcionamiento del observatorio y favorable para el estudio del campo geomagnético, además libre de perturbaciones magnéticas tanto naturales como artificiales.

El observatorio, está conformado por instrumentos de mediciones (magnetómetros) adecuados para el estudio de campo geomagnético, y este observatorio cuenta con todos los requisitos iniciales para formar parte de la red INTERMAGNET.

El diseñado y construido de los pabellones que conforman el observatorio fueron realizados siguiendo recomendaciones internacionales. En el diseño se consideró la estabilidad de los pilares y de la temperatura (dentro de los pabellones). Ningún material empleado para la construcción del observatorio es magnético.

## Referencias

- Camacho E., Serra J., Muñoz M., Gandarrilla J. y Sira E., 2009. "Ubicación de un terreno para la construcción de un observatorio geomagnético", *Memorias de la primera reunión Bienal de LATINMAG*, Venezuela.
- Gubbins D. y Herrero, E., 2007. "Encyclopedia of Geomagnetic and Paleomagnetism", *Springer*, Vol. 70, No. 1, pp. 61-66.
- Jankowski J. y Sucksdorff C., 1996. *Guide for magnetic measurements and observatory practice*, publicado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía, Varsovia, pp. 36-50.
- St-Louis B. y Sauter E., 2004. INTERMAGNET Technical Reference Manual. (2004). Versión 4.2. Descargado de la página: <[www.intermagnet.org](http://www.intermagnet.org)>.
- Wienert K., 1970. *Notes on geomagnetic observatory and survey practice*, UNESCO, Belgium, pp. 15-23.



# Reporte técnico de los resultados del Primer Taller Panamericano de Geomagnetismo (PANGEO)

J. Esteban Hernández-Quintero\*

*Recibido en julio de 2013; aceptado en septiembre de 2013*

## Abstract

The natural expression of magnetism in our planet has been studied for hundreds of years. Since the first attempts to describe this phenomenon, found new expressions that have kept over time within the scientific scenario.

At present, the study of geomagnetism is taking great relevance. Natural disasters such as earthquakes (L'aquila, April 2009; Haití, January 2010; Chile, April 2012; Japan, March 2012; Mexicali, April 2010); volcanic eruptions such as in México (Popocatepetl 2012), Ecuador (Tungurahua 2012) or Guatemala (Pacaya 2012); landslides, flooding or Space Weather influence in human life, are issues of great impact in our contemporary society.

The aim with this paper is to report the work done during the First Panamerican Workshop on Geomagnetism (sponsored by the American Institute of Geography and History, PAIGH). The experiences of Latin American participating countries on mitigation or prevention of natural hazards were exposed during this workshop.

The potential relationship between such issues and geomagnetism and the usefulness of this discipline to support new geophysical methodologies were the driving task.

Finally, the conclusions discussed among participating countries are reported. Among others, no less important is the continuous training of specialists in the field and finding the study of natural hazards with the help of well updated and diversified technologies with emphasis on geomagnetism.

Key words: *Geomagnetism, Latin America, Geomagnetic Observatories, Geohazards.*

## Resumen

La expresión natural del magnetismo en nuestro planeta ha sido objeto de estudio desde hace cientos de años. Desde los primeros intentos de describir este fenómeno,

\* Departamento de Geomagnetismo y Exploración Geofísica, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

se han encontrado nuevas manifestaciones que lo han mantenido a través del tiempo dentro del escenario científico.

En la actualidad, el estudio del Geomagnetismo está tomando gran relevancia. Los desastres naturales tales como terremotos (L'aguila, abril 2009; Haití, enero 2010; Chile, abril 2012; Japón, marzo 2012; Mexicali, abril 2010), erupciones volcánicas como en México (Popocatépetl 2012), Ecuador (Tungurahua 2012) o Guatemala (Pacaya 2012), deslizamientos de tierra, inundaciones o la influencia del clima espacial en la vida humana, son temas de gran impacto en nuestra sociedad contemporánea. Se busca con este trabajo reportar los trabajos desarrollados durante el Primer Taller Panamericano de Geomagnetismo (auspiciado por el Instituto Panamericano de Geografía e Historia). Exponer las experiencias de los países de América que se presentaron en este taller con el objetivo de hacer una evaluación en América Latina del quehacer en esta disciplina, con fines de mitigación o prevención de riesgos naturales con el apoyo de nuevas metodologías geofísicas. Finalmente, se menciona la capacitación continua de personal altamente especializado para el estudio de los riesgos naturales con la ayuda de la tecnología bien actualizada y diversificada con énfasis en el geomagnetismo.

Palabras clave: *Geomagnetismo, Latinoamérica, observatorios geomagnéticos, riesgos geológicos.*

## **Introducción**

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) ha sido una institución pionera y protagonista en el campo que nos ocupa en este trabajo. El interés por el desarrollo panamericano de la disciplina del geomagnetismo se ha reflejado desde hace más de 20 años con proyectos desarrollados principalmente por la comunidad latinoamericana para mantener y sustentar una disciplina que debe mantenerse en el continente.

La fase principal del proyecto GEOF. 05 2012 (PANGEO) se desarrolló entre el 28 de octubre y el 2 de noviembre de 2012. Su objetivo está basado en el espíritu de cooperación entre los países miembros del IPGH y otros países invitados que desde la década de los noventa se ha venido dando: la cooperación técnica y académica para desarrollar proyectos conjuntos entre países; así como la libre circulación de las ideas y las tecnologías necesarias para un desarrollo integral del geomagnetismo en el continente americano.

El desarrollo de este Taller se llevó a cabo en Puerto Vallarta, Jalisco (México), con la valiosa colaboración y apoyo de la Unión Geofísica Mexicana, el Taller se desarrolló dentro del marco de la Reunión Anual 2012 de esta asociación civil mexicana. Esto dio oportunidad a los participantes de la PANGEO acercarse a investigadores y especialistas en las ciencias de la Tierra del continente, ya que en su

versión 2012; este evento concentró a más de novecientos participantes internacionales.

La dinámica de este taller se basó en tres modalidades de participación: las reuniones de trabajo plenarias entre los representantes de los siete países participantes (cerrado a PANGEO); las reuniones planificadas entre dos o más participantes con objeto de plantear la solución de proyectos específicos (cerrado a PANGEO); y la sesión plenaria de charlas (no se realizaron sesiones de carteles) abierta además a la comunidad de la Unión Geofísica Mexicana para difundir las actividades ligadas al geomagnetismo puro y sus aplicaciones más recientes.

La sesión de charlas se caracterizó por la nutrida asistencia a los trabajos presentados; temas clásicos del geomagnetismo como aquellos relacionados con el Electrochorro Ecuatorial de Sudamérica, la cartografía del campo magnético principal en distintos países, o el efecto lunar sobre el campo geomagnético, fueron tratados. Otras líneas muy actuales de investigación como el magnetismo asociado a volcanes activos; así como a la salud humana presentaron particular interés.

La participación de estudiantes en este tema fue muy importante ya que aquellos con avances importantes en temas de tesis de licenciatura, maestría o doctorado; fueron analizados, discutidos y calificados con apego estricto a la metodología académica que exige el foro.



Edwin Camacho (Venezuela).



#### Sesión de trabajo.

En la reunión final plenaria de este taller, se reunieron representantes de los países participantes: Brasil, Perú, Venezuela, Costa Rica, Uruguay, Cuba y México. Las conclusiones de este Taller pueden resumirse en los siguientes puntos:

- Brasil se propuso como organizador del Segundo Taller Panamericano de Geomagnetismo (PANGEO II) a realizarse en Río de Janeiro.
- El uso del correo electrónico y las redes sociales como una opción para la comunicación entre los participantes, se estableció como una actividad potencial a desarrollar.
- Se propuso continuar fomentando la participación estudiantil en el área de geomagnetismo en América Latina así como el intercambio mediante la realización de talleres o capacitación en algún tema puntual en un país de esta región.
- Permitir la libre circulación de las ideas y las tecnologías necesarias para un desarrollo integral del geomagnetismo entre los países miembros; mediante la participación en foros globales relacionados con el tema, como lo es la Asamblea Científica de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA, por sus siglas en inglés), que se llevó a cabo del 21 al 31 de agosto de 2013 en Mérida, Yucatán (México).

Varios artículos presentados en este número, corresponden con uno de los objetivos del Taller. Algunos de los proyectos que se iniciaron en este Taller como un incentivo a mediano plazo, es la realización de cursos especializados para la capacitación de los profesionales que comienzan a incurrir en la disciplina como lo es el caso de los nuevos observatorios en Uruguay y Venezuela.



Jorge Brenes (Costa Rica).



Participantes PANGEO.

Otra área por desarrollar es la actualización de la cartografía magnética en algunos países miembros como es el caso de Costa Rica; bajo la asesoría de los observatorios en México (Teoloyucan), y Perú (Huancayo).

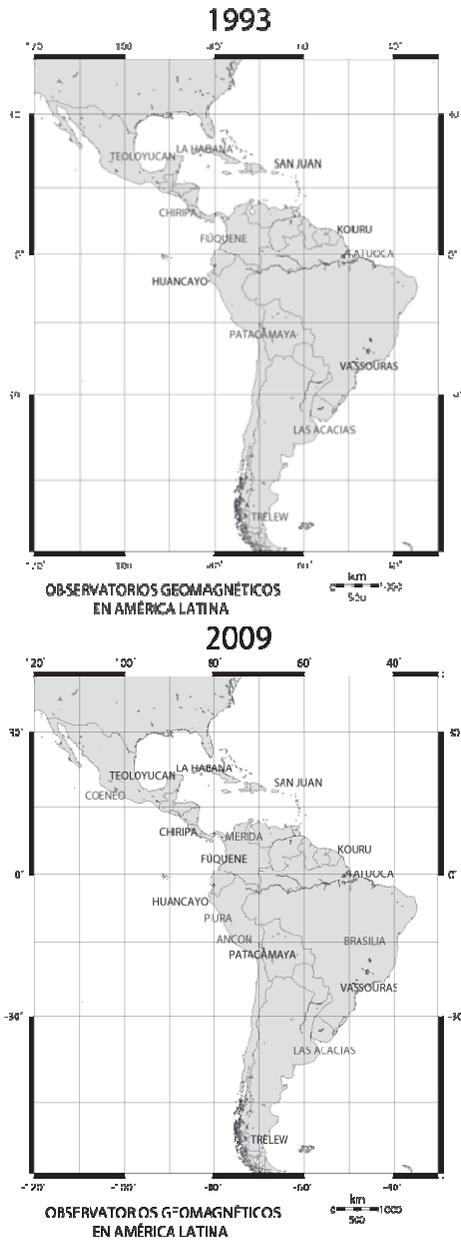
Finalmente, es de especial importancia agradecer en primer lugar al Instituto Panamericano de Geografía e Historia, así como a la Universidad Nacional Autónoma de México (a través del Instituto de Geofísica); por su interés, apoyo y sobre todo el compromiso que a través de los años han logrado consolidar mediante una actitud positiva de cooperación entre los países de las Américas. Así mismo, a la Unión Geofísica Mexicana por compartir los formatos organizativos que hicieron de este evento un éxito para todos los involucrados.

### Antecedentes de proyectos sobre geomagnetismo en América Latina

Actualmente el mecanismo más extendido para el estudio del campo magnético terrestre en su superficie son los observatorios magnéticos distribuidos en poco más de 20 millones de kilómetros cuadrados, que conforma América Latina. Aunque son insuficientes aun para estudiar esta disciplina eficientemente, en el pasado reciente, el panorama era poco menos alentador; con tan solo trece observatorios geomagnéticos en 1990 (Hernández-Quintero *et al.*, 2009). En 1993, se inicia una serie de acciones que llevaron a una integración muy importante en el geomagnetismo en América.

**Tabla 1**  
**Periodo de desarrollo (1990-2012) de proyectos de alcance latinoamericano que han determinado la evolución actual del Geomagnetismo en el área**

<i>Año</i>	<i>Eventos auspiciados por el IPGH</i>
1990	Primera Calibración de Observatorios en América Latina
1993	Primera Escuela Latinoamericana de Geomagnetismo (Fúquene, Colombia)
1994	Observaciones geomagnéticas durante eclipses solares (México-Brasil)
1995	Segunda Escuela Latinoamericana de Geomagnetismo (Taxco, México)
1996	Primer Taller Internacional de Instrumentos en Geomagnetismo (Teoloyucan, México)
1997	Tercera Escuela Latinoamericana de Geomagnetismo (Huancayo, Perú)
2000	Cuarta Escuela Latinoamericana de Geomagnetismo (Chiripa, Costa Rica)
2004	Quinta Escuela Latinoamericana de Geomagnetismo (Juriquilla, México)
2005	Primera Reunión Intermagnet (Ciudad Universitaria, México)
2007	Sexta Escuela Latinoamericana de Geomagnetismo “Luiz Muniz Barreto” (Vassouras, Brasil)
2012	Primer Taller Panamericano de Geomagnetismo (Puerto Vallarta, México)



**Figura 1.** Mapas comparativos del desarrollo de observatorios geomagnéticos en América Latina entre 1993 y 2009. Este importante incremento de estaciones muestra el impacto de las acciones tomadas desde 1990 en proyectos en donde el IPGH ha participado.

Gracias al esfuerzo de instituciones como el Instituto Panamericano de Geografía e Historia, el Observatorio Nacional de Río de Janeiro, y la Universidad Nacional Autónoma de México, fue a partir de 1990 cuando se logran identificar los problemas principales de cada uno de estos observatorios (Godoy, 1996) y se establece una estrategia para modernizar las estaciones existentes y proponer un programa de desarrollo. Este impulso inicial dio por resultado una serie de proyectos entre 1990 y 2012 en donde el IPGH participó de manera muy importante y determinante (Tabla 1).

### **América Latina y la ciencia del Geomagnetismo**

El esfuerzo sostenido durante 20 años (1993-2013) para establecer las condiciones de desarrollo de la ciencia del geomagnetismo en América Latina, han reflejado ciertas fortalezas y debilidades de aquellos países que tienen las condiciones mínimas para un potencial desarrollo.

Se tienen ejemplos en Perú, Brasil y México (los observatorios en estos países están cerca del centenario de operación) en donde han captado de manera exitosa el apoyo tecnológico del mundo desarrollado en esta disciplina mediante la capacitación de profesionales. Tomando los casos como Perú-Japón o México-Estados Unidos, la transferencia de las tecnologías han sido exitosas por el interés del mundo desarrollado en estudiar la corriente de electrochorro sobre Perú, u otros fenómenos específicos.

El análisis cuidadoso de los eventos que se han llevado a cabo a nivel latinoamericano, en este camino pretende dar énfasis a una participación de carácter panamericano bajo políticas de desarrollo tales como la presentación de resultados del Geomagnetismo asociado a la actividad volcánica (Cifuentes, 2009), en sismología (Thomas *et al.*, 2009; Cifuentes-Nava *et al.*, 2007), e incipientemente en el cambio climático (Love, 2010); esto con el fin de abrir nuevos horizontes para el estudio de las complejas expresiones de los riesgos naturales asociados.

Es necesaria la formulación de nuevas propuestas de investigación y evaluación relacionadas con el efecto del cambio climático en nuestra disciplina. La posibilidad de exponer estudios que documenten la mitigación o prevención de riesgos naturales con el apoyo de nuevas metodologías geofísicas íntimamente ligadas con el geomagnetismo, debe de tomarse con gran interés por la comunidad.

La misión de los observatorios geomagnéticos en América debe estandarizarse en la medida de los intereses nacionales de cada país miembro. Es necesario proveer registros continuos de campo magnético lo más duraderos posible, para la difusión de sus productos a entidades gubernamentales, académicas e instituciones privadas. Esto con el fin principal de desarrollar la investigación de la naturaleza de las variaciones geomagnéticas para lograr la mitigación de riesgos.

Establecer conciencia acerca de modelos teóricos del campo geomagnético global y la cooperación de la comunidad científica internacional en combinación con las distintas misiones satelitales que miden el campo geomagnético. La integración de esta comunidad a Intermagnet (un consorcio internacional de observatorios geomagnéticos) y a otras agencias con metas similares como la International Association of Geomagnetism and Aeronomy redundará en un mejor estudio y registro del campo magnético terrestre.

La comunidad internacional está especialmente interesada en la caracterización de la compleja estructura del campo magnético en el tiempo y en el espacio, recientemente se ha iniciado un nuevo ciclo de actividad solar; la tendencia en el mundo desarrollado es registrar el fenómeno con una resolución a cada segundo. Esto implica un muestreo real de al menos 20Hz para lograr tal objetivo. Sin embargo una de las grandes carencias es que casi todos los países en el área no han desarrollado la tecnología para diseñar una electrónica con este nivel.

Por otro lado, existen ejemplos de desarrollo como en el caso de Brasil, donde se están probando nuevos materiales, y diseños novedosos de magnetómetros para su uso exclusivo en latitudes de aquel país. Adicionalmente otros países como Perú o Colombia, presentan interés en la relación de los fenómenos magnéticos con erupciones volcánicas.

Para lograr un avance válido en la dirección correcta, los observatorios en América Latina lograrían un avance significativo realizando este tipo de muestreo. En la actualidad los observatorios en el área registran el campo a cada minuto (Love *et al.*, 2007).

## Metodología

Siguiendo las experiencias que se han aplicado en los talleres desde el año 1993, fue posible alcanzar los objetivos planteados mediante acciones en varios niveles:

- a) La organización de talleres y congresos a nivel panamericano.
- b) Una mayor participación de los especialistas en distintas asociaciones de geofísica y geomagnetismo fuera del ámbito latinoamericano.
- c) La promoción de proyectos conjuntos entre dos o más países del área, con énfasis en la transferencia de tecnología para la resolución de problemas comunes.
- d) La incorporación de las nuevas generaciones de especialistas en el área en este tipo de proyectos, congresos e intercambios.

En la Primera PANGEO, se aplicaron este tipo de políticas. Dado que el desarrollo del taller se hizo dentro del seno de la reunión de la Unión Geofísica Mexicana-

na, que a su vez, cuenta con la participación de especialistas no solo de México sino de países desarrollados.

La participación eficiente en charlas invitadas, conferencias y presentación de posters; dio como resultado un proceso de enseñanza-aprendizaje tanto en el plano académico, como en la práctica cotidiana de los especialistas responsables de programas de trabajo en sus respectivos países.

La participación de estudiantes de distintas entidades académicas como la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, el Instituto Tecnológico de Morelos, el Centro de Geociencias de Juriquilla entre otras; permitió que aquellos estudiantes en proceso de formación en licenciatura, maestría y doctorado; pudiesen conocer las alternativas de desarrollo profesional dentro de esta rama.

## Productos

Al momento los productos en desarrollo del Primer Taller Panamericano de Geomagnetismo han sido en dos líneas principales:

- a) El presente número de la *Revista Geofísica*, publica un compendio de varios de los trabajos presentados durante este Taller, se agruparon los trabajos bajo el rubro de “Artículos PANGEO”, que suman un total de seis.
- b) Como resultado del espíritu de cooperación entre los países participantes, se encuentran en desarrollo como mínimo, dos proyectos binacionales como lo es el caso de la Carta Magnética de Costa Rica; y la puesta en operación del Observatorio Magnético de Mérida (entre México y Venezuela).
- c) Con el fin de dar continuidad a los proyectos en el área de geomagnetismo, Brasil se ha interesado en la organización del Segundo Taller Panamericano de Geomagnetismo que tendrá lugar en ese país.

## Conclusiones

La Figura y la Tabla 1 son un reflejo de los logros y beneficios que se han alcanzado gracias a las acciones emprendidas en el pasado. En 2012 se obtuvo una declaración conjunta de los siete países participantes haciendo énfasis en el desarrollo necesario de la disciplina del geomagnetismo.

Es necesario continuar con este tipo de talleres que en mayor o menor grado tienen sus efectos benéficos en la comunidad latinoamericana, dado que pueden iniciarse proyectos locales o binacionales para el análisis y solución de problemas de diversa índole.

En este tenor, y de acuerdo con la evolución de los grupos de trabajo, los logros se pueden resumir en los siguientes puntos:

- a) La concientización de los profesionales relacionados con el Geomagnetismo acerca de la necesidad de incorporar nuevas herramientas a esta disciplina y además, buscar su aplicación a los riesgos naturales que afectan a la sociedad contemporánea.
- b) Atraer la atención de las nuevas generaciones con una mentalidad interdisciplinaria para la mitigación de riesgos y resolución de problemas contemporáneos bajo este esquema.
- c) La divulgación del trabajo de aquellos grupos que han aplicado nuevas técnicas de exploración adicionales al Geomagnetismo para el planteamiento y resolución de problemas más locales como los mencionados en el planteamiento del problema.

## Referencias

- Arango Galván, Claudia, 2001. *Análisis temporal del campo magnético y deformación en el volcán Popocatepetl*, Ingeniería-Geofísica, UNAM.
- Cifuentes-Nava Gerardo, 2009. *Monitoreo geomagnético del volcán Popocatepetl*, tesis para obtener el grado de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, 77 pp.
- Cifuentes-Nava, G.; Cabral-Cano, E., Hernández-Quintero, J.E.; Hrvoic, I.; Wilson M. y Hoyller G., 2007. "Installation of a high resolution potassium magnetometer in the coast of Oaxaca", *Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, 398, 2007.
- Godoy de Carvalho, Rogerio, 1996. "Report on the Calibration of Latin American Geomagnetic Observatories", *Revista de Geofísica*, núm. 44, Instituto Panamericano de Geografía e Historia.
- Hernández Ordóñez, R. y Lora de la Fuente, C., 2003. *Estudio preliminar para la instalación de un observatorio magnético en Juriquilla, Querétaro*, tesis para obtener el grado de Ingeniero Geofísico, Facultad de Ingeniería, UNAM, 110 pp.
- Hernández-Quintero, J.E., 2009. "Evolución del Geomagnetismo en América Latina (1990-2009)", *Memorias de la 11a. Reunión de Consulta de la Comisión de Geofísica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, Quito, Ecuador, 26-30 de octubre de 2009.
- , 2002. *Interpretación global de anomalías corticales satelitales sobre la República Mexicana*, tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, 164 pp.
- Hernández-Quintero, J.E.; Cifuentes-Nava, G.; Caccavari-Garza A. y Flores-Soto X., 2009. "Some Considerations on Secular Variation of the Magnetic Field in Mexico", *Open File Report 2009-1226*, Proceedings of the XIIIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition, and Processing, US Geological Survey, pp. 108-115.

- Nava Flores, M., 2005. *Análisis armónico en la detección de fenómenos geomagnéticos*, tesis para obtener el grado de Ingeniero Geofísico, Facultad de Ingeniería, UNAM, pp. 89.
- Love, J.J., Applegate, D. y Townshend, J.B., 2008. *Monitoring the Earth's Dynamic Magnetic Field*, USGS Fact Sheet, pp. 2007-3092.
- Love, J. y Gannon, J.L., 2010. "Movie maps of low latitude magnetic storm disturbance", *Space Weather*, Vol. 8.
- Thomas, Jeremy N.; Love, Jeffrey J. and Johnston, Malcolm, J.S., 2009. *On the reported magnetic precursor of the 1989 Loma Prieta earthquake*, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 173, pp. 207-215.

**Reseña**



## *Handbook of Geomathematics*. Freedem, W.; Zuhair Nashed y M. Sonar T. (eds.)

Ana Caccavari Garza\*

*Recibido en septiembre de 2014; aceptado en octubre 2014*

Durante las últimas tres décadas, las geociencias y la geoingeniería han sido influenciadas por dos escenarios esenciales: primero, el progreso tecnológico ha cambiado completamente las técnicas de observación y de medición; modernas computadoras de alta velocidad y satélites basados en estas tecnologías que están siendo utilizados cada vez más en todas las geodisciplinas; segundo, hay un público creciente interesado del futuro de nuestro planeta, su clima y su medio ambiente. Las matemáticas concernientes a los problemas geofísicos, las geomatemáticas, tienen cada vez mayor importancia. Respondiendo a estos cambios, surge el *Handbook of Geomathematics* de los editores Willi Freedem, M. Zuhair Nashed y Thomas Sonar.

El *Handbook of Geomathematics* es un libro de acercamiento a las matemáticas con enfoque en el área de las geociencias, busca introducirse como referencia central en esta área, los editores realizaron una compilación de un gran número de artículos, que sirve como base para guiar estudios e investigaciones más avanzadas. El enfoque principal es el de proveer una colección de investigación especializada, investigación de exposición y artículos de levantamientos en varios temas dentro de las ciencias geomatemáticas, con una extensiva lista de referencias actualizadas. Los artículos que integran este trabajo fueron escritos por conocidos expertos que han realizado contribuciones importantes en esta área y se escribieron pensando en un lector general, normalmente de áreas ajenas a este campo de investigación en particular.

Los campos científicos comprendidos en la obra son: I) tecnologías clave de observación y de medición; II) modelación del sistema Tierra (geosfera, criosfera, hidrosfera, atmósfera, biosfera); III) métodos analíticos, algebraicos y de teoría de operación; IV) métodos estadísticos y estocásticos; V) métodos de análisis computacional y numérico; VI) antecedentes históricos y perspectivas a futuro.

El libro llena el vacío existente de referencia básica en esta área de trabajo, así mismo, consolida el conocimiento actual en geomatemáticas proveyendo recopilaciones concisas de conceptos y teorías, definiciones de términos, bibliografía de

\* Instituto de Geofísica, UNAM, México.

partida, perfiles organizacionales, una guía de las fuentes de información y una revisión de los panoramas y contornos de las geomatemáticas.

Nivel de contenido: investigación.

Palabras clave: *aproximación constructiva, ecuaciones diferenciales, geomatemáticas, problemas de inversión, modelación matemática, teoría de números, métodos numéricos, teoría del potencial.*

## Descripción de la Revista Geofísica

La *Revista Geofísica* es una publicación científica de periodicidad anual que contiene artículos originales principalmente de interés para la comunidad especializada en el área de geofísica. La Revista publica artículos de investigación, reportes técnicos de alta calidad, reseñas de libros acerca de Sismología, Vulcanología, Ciencias Espaciales, Hidrología y Exploración Peleomagnetismo y Tectónicas, Oceanografía Física.

### Sistema de arbitraje

Los manuscritos recibidos por el editor en jefe de la *Revista Geofísica* son evaluados por dos miembros de Comité Editorial, pudiendo requerirse la opinión de un tercer miembro si es el caso. En una segunda evaluación académica más rigurosa se utiliza el método de doble-ciego para la aceptación definitiva del artículo.

### Instructivo para autores

Los lineamientos generales para presentar trabajos para su publicación, son los siguientes:

- Todo artículo sometido debe ser **original**, y no publicado, ni considerado para publicación en otra revista.
- La **extensión máxima** de los artículos debe ser de 50 páginas formadas y las llamadas de nota de 10 páginas.
- Los artículos podrán ser escritos en cualquiera de los cuatro idiomas oficiales del Instituto: **español, inglés, francés y portugués**. En el caso de artículos escritos en inglés, francés o portugués, evitar corte de palabras.
- El nombre de los autores, la institución a la que pertenecen, sus direcciones postal y electrónica se incluirán a pie de página al inicio del artículo.
- Cada artículo debe ser precedido por un **resumen** corto (máximo 110 palabras), el cual debe permitir al lector tener una idea de la importancia y campo que abarca el artículo, debe presentarse al menos en español e inglés.
- Inmediatamente después del resumen, se escribirán no más de seis **palabras clave** representativas del contenido general del artículo y características de la terminología usada dentro de un campo de estudio.
- Dentro del texto, si se trata de una cita textual que abarque como máximo dos líneas, se citará el autor, se transcribirá entre comillas y enseguida entre paréntesis se apuntará el año y número de página(s). Si la cita abarca más líneas, se transcribirá el párrafo o párrafos con una sangría, según se indica en la plantilla, sin encomillar.
- Las fotografías, figuras, gráficas, cuadros y tablas deberán ser presentadas listas para ser reproducidas y su colocación dentro del texto se indicará claramente.

- Los artículos deben ser colocados en la **plantilla** correspondiente la cual debe ser solicitada al editor responsable o al Departamento de Publicaciones en la Secretaría General.
- Se incluirá la **Bibliografía** consultada al final del artículo respetando el siguiente formato:

Apellido e inicial(es) del Nombre(s) de autor(es), año. Título del artículo. *Título del libro completo o de la revista abreviado*, vol. (núm.), páginas consultadas, en el caso de tesis o libros colocar aquí Editorial, Ciudad y el número de páginas total, para revistas las páginas consultadas incluirlas separadas por un guión. La etiqueta se denomina “Bibliografía”.

Ejemplo:

Kikuchi M. and Kanamori H., 1982. Inversions of complex body waves. *Bull.*

Smith N. and Kowada A., 1999. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seis. Reis. Lett.*, 70(1), 59-79.

Yépez E., Pineda, J.G., Peralta, J.A., Porta, A.V., Pavía-Millerm C.G. and Angulo-Brown, F., 1999. *Spectral Analysis of ULF Electric Signals Possibly Associated to Earthquakes. Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, Ed. M. Hayakawa (TERRAPUB), Tokyo, 115-121.

- Todos los autores deberán atenerse a estos lineamientos.
- Los artículos deben enviarse al Editor de la *Revista Geofísica*, quien los someterá a dictamen anónimo de dos especialistas e informará el resultado a los autores en un plazo no mayor de un año:

M.Sc. J. Esteban Hernández-Quintero  
 Jefe del Servicio Geomagnético  
 Editor *Revista Geofísica*  
 Instituto de Geofísica  
 Universidad Nacional Autónoma de México  
 Ciudad Universitaria  
 Coyoacán, 04360, México, D.F.  
 E-mail: [geofisica\\_editor@ipgh.org](mailto:geofisica_editor@ipgh.org)  
 Tel (+52-55) 5622-4149  
 Fax (+52-55) 5550-2486

- No se devolverá el material enviado.

## **Función editorial del Instituto Panamericano de Geografía e Historia**

El IPGH publica seis revistas, impresas y distribuidas desde México. Estas son: *Revista Cartográfica*, *Revista Geográfica*, *Revista de Historia de América*, *Boletín de Antropología Americana*, *Revista de Arqueología Americana* y *Revista Geofísica*.

La Secretaría General invita a todos los estudiosos y profesionales de las áreas de interés del IPGH: cartografía, geografía, historia, geofísica y ciencias afines, a que presenten trabajos de investigación para publicarlos en nuestras revistas periódicas.

Si requiere mayor información, favor de comunicarse con:

Mtra. Julieta García Castelo  
Departamento de Publicaciones  
Secretaría General del IPGH

Ex-Arzobispado 29 / Colonia Observatorio / 11860 México, D. F. México

Tels.: (+52-55) 5277-5888 / (+52-55) 5277-5791 / (+52-55) 5515-1910

Fax: (+52-55) 5271-6172 / Correo electrónico: [publicaciones@ipgh.org](mailto:publicaciones@ipgh.org)

Edición del  
Instituto Panamericano de Geografía e Historia  
realizada en su Centro de Reproducción  
Impreso en **CARGRAPHICS**  
**RED DE IMPRESION DIGITAL**  
Calle Aztecas núm. 27  
Col. Santa Cruz Acatlán  
Naucalpan, C.P. 53150  
Edo. de México  
Tels: 5363-0090 5373-5529  
2015

**ESTADOS MIEMBROS  
DEL  
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA**

**EL IPGH, SUS FUNCIONES Y SU ORGANIZACIÓN**

**Argentina**

**Belice**

**Bolivia**

**Brasil**

**Chile**

**Colombia**

**Costa Rica**

**Ecuador**

**El Salvador**

**Estados Unidos  
de América**

**Guatemala**

**Haití**

**Honduras**

**México**

**Nicaragua**

**Panamá**

**Paraguay**

**Perú**

**República  
Dominicana**

**Uruguay**

**Venezuela**

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) 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.

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.

El Estatuto del IPGH cita en su artículo 1o. sus fines:

- 1) Fomentar, coordinar y difundir los estudios cartográficos, geofísicos, geográficos e históricos, y los relativos a las ciencias afines de interés para América.
- 2) Promover y realizar estudios, trabajos y capacitaciones en esas disciplinas.
- 3) Promover la cooperación entre los Institutos de sus disciplinas en América y con las organizaciones internacionales afines.

Solamente los Estados Americanos pueden ser miembros del IPGH. Existe también la categoría de Observador Permanente, actualmente se encuentran bajo esta condición: España, Francia, Israel y Jamaica.

El IPGH se compone de los siguientes órganos panamericanos:

- 1) Asamblea General
- 2) Consejo Directivo
- 3) Comisión de:

Cartografía	(Uruguay)
Geografía	(EUA)
Historia	(México)
Geofísica	(Costa Rica)

- 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.



Evaluación del riesgo volcánico ante una posible erupción del Volcán Callaqui, Chile *Manuel Araneda C. y María Soledad Avendaño R.* • Variaciones geomagnéticas diarias debido al efecto lunar: estudio basado en datos del Observatorio Geomagnético de Huancayo *Domingo Rosales y Erick Vidal* • Geomagnetic Field Variations at the South America Equatorial Electrojet *L. Benyosef, L. Piaulino y M. Lopes* • Magnetic susceptibility, magnetization, magnetic moment and characterization of Carancas meteorite *Domingo Rosales y Erick Vidal* • Magnetometers for a Geomagnetic and Seismic Combined Survey *L. Benyosef, A. Wiermann y J. R. Carvalho* • Modelo mejorado de velocidades unidimensional de corteza y manto superior en el transarco andino argentino entre latitudes 31.5° y 33.5° S *Renzo Furlani, Enrique G. Triep y Silvina Nacif Suvire* • Sismicidad de interior de placa en Cuba *Mario Octavio Cotilla Rodríguez* • Detección de zonas de fracturamiento en áreas urbanas mediante el método capacitivo de tomografía eléctrica *Ana Belén Olvera-Ramírez, René E. Chávez y Juan Esteban Hernández-Quintero* • Construcción del Observatorio Geomagnético de Mérida, Venezuela *Edwin Camacho, José Serra, María Muñiz y José Gandarilla* • Reporte técnico de los resultados del Primer Taller Panamericano de Geomagnetismo (PANGEO) *J. Esteban Hernández-Quintero* • Handbook of Geomathematics *Ana Caccavari Garza*