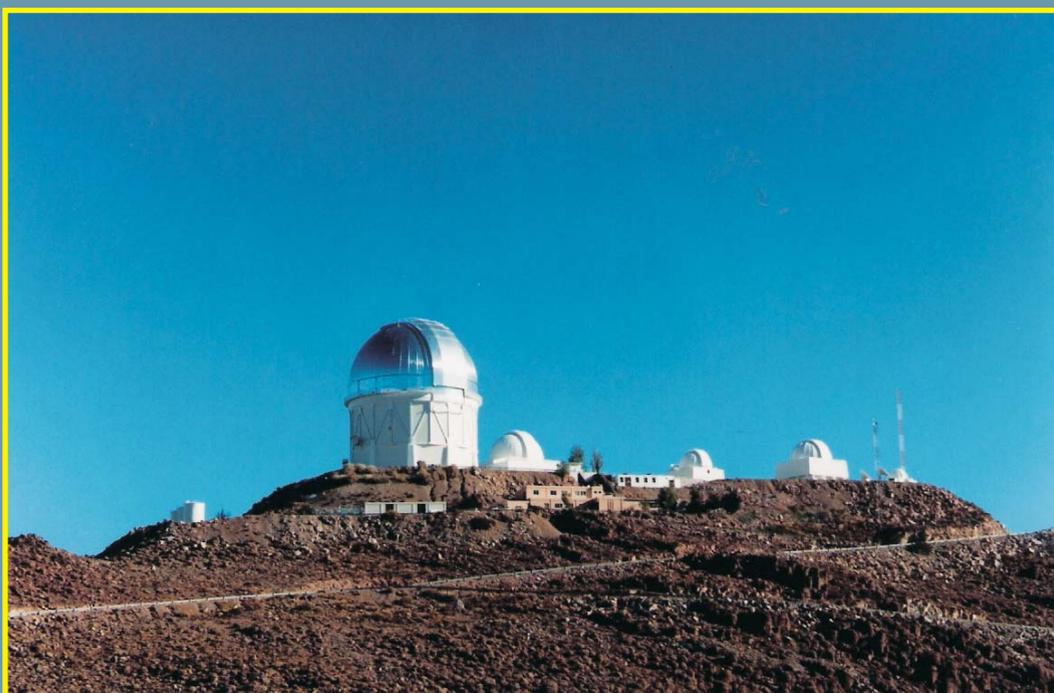


REVISTA



# GEOFÍSICA



INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

NÚMERO 60

ENERO-DICIEMBRE 2004

# INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

**PRESIDENTE**

Dr. Oscar Aguilar Bulgarelli

Costa Rica

**VICEPRESIDENTE**

Dr. Leonel Vivas Jerez

Venezuela

## SECRETARIO GENERAL

M. Sc. Santiago Borrero Mutis

Colombia

### COMISIÓN DE CARTOGRAFÍA

Presidenta:

Cart. Alejandra Coll Escanilla

Vicepresidente:

CrnI. Rodrigo Maturana Nadal  
(Chile)

### COMISIÓN DE GEOGRAFÍA

Presidente:

Ing. Mario Alberto Reyes Ibarra

Vicepresidente:

Ing. Antonio Hernández Navarro  
(México)

### COMISIÓN DE HISTORIA

Presidenta:

Dra. Maria Cristina Mineiro Scatamacchia

Vicepresidente:

Dr. Fernando da Silva Camargo  
(Brasil)

### COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Presidente:

Dr. Carlos Mendoza

Vicepresidente:

M. Sc. Bruce W. Presgrave  
(EUA)

### MIEMBROS NACIONALES DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Argentina

Ing. Alejandro Próspero Guiliano

Belice

Mr. Stanislaus Martinez

Bolivia

Dra. Estela Minaya

Brasil

Dr. Sergio Luis Fontes

Chile

Dr. Edgar Kausel Vecchiola

Colombia

Ing. Wilson Quintero

Costa Rica

Ecuador

Ing. Fernando Robalino Vargas

El Salvador

Ing. José Antonio González Magaña

Estados Unidos

Mr. Tomas J. Casadevall

Guatemala

Sr. Eddy Hardie Sánchez Bennet

Haití

Honduras

Ing. Manrique Yu Way

México

Dr. José Francisco Valdés Galicia

Nicaragua

M.Sc. Fabio Segura

Panamá

Magis. Eduardo Camacho

Paraguay

Prof. Genaro Coronel

Perú

Dr. Ronald Woodman Pollitt

Rep. Dominicana

Lic. Juan Payero

Uruguay

Tte. Cnel. Héctor C. Rovera

Venezuela

Ing. Nuris Orihuela

### PRESIDENTES DE COMITÉS DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Geomagnetismo y Aeronomía

Sismología y Vulcanología

Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo

(México)

Oceanografía Física

Meteorología y Física Atmosférica

Gravimetría

Dra. Ma. Inés Pastorino

(Argentina)

Geofísica Ambiental

Dr. Manuel Araneda

(Chile)

**INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA**

# **REVISTA GEOFÍSICA**



**NÚMERO 60**

**ENERO-DICIEMBRE 2004**

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

**Presidente:** Dr. Carlos Mendoza  
**Vicepresidente:** M.Sc. Bruce W. Presgrave

**REVISTA GEOFÍSICA**

Publicación semestral fundada en 1974  
Indizada en PERIÓDICA

Es distribuida en canje a las instituciones científicas y culturales

La preparación de la *Revista Geofísica* está a cargo del Comité Editorial que preside el Prof. V. Manuel Araneda C. Los miembros del Comité Editorial son:

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

Para correspondencia científica y técnica dirigirse a:

Editor de la *Revista Geofísica*  
Prof. V. Manuel Araneda C.

SEGMI

San Sebastián 2750, Of. 704, Las Condes  
Santiago, Chile

Tel. (56-2) 234-5529 Fax (56-2) 362-0218

Correo electrónico: revgeofisica.ipgh@gmail.com

En la edición del presente número colaboraron los siguientes evaluadores:

Isidro Salas García, María Eugenia Hernández Cerda, Omar Concepción García,  
Raúl Castro, Javier Lermo, Juan Manuel Espíndola, Sergey Pulnits, Tomás González y René Chávez

Canje, venta y distribución de publicaciones, escribir a:

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

Secretaría General

Apartado Postal 18879

11870 México, D.F.

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

Fax: (5255) 5271-6172

Correo electrónico: secretariageneral@ipgh.org

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.

---

**Foto portada:** Observatorio astronómico Cerro Tololo (Chile).

*Fotografía:* Prof. V. Manuel Araneda C.

**Front cover:** Astronomical Observatory Cerro Tololo (Chile).

*Photography:* Prof. V. Manuel Araneda C.

D.R. © Año 2007 Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

# REVISTA GEOFÍSICA

NÚMERO 60

ENERO-DICIEMBRE 2004

---

## Sumario

- Nota Editorial 5
- El pronóstico de la trayectoria del huracán Alma de 1996 producida por un modelo numérico  
*Enrique Buendía C.*  
*Francisco Villicaña C.*  
*Enrique Azpra R.*  
*Orlando Delgado D.*  
*Angel Meulenert P.* 7
- ¿Por qué estudiar señales electromagnéticas durante sismos?  
*J.A.L. Cruz-Abeyro*  
*R. Pérez Enríquez*  
*R. Zúñiga*  
*A. Kotsarenko* 21
- Prospecciones geofísicas y arqueológicas para la recuperación de la traza urbana de Panamá La Vieja: el caso de la calle Santo Domingo  
*Orlando Caballero*  
*Alexis Mojica*  
*Juan Martín-Rincón* 43
- Remoción del ruido dispersivo asociado a la rigidez topográfica presente en los registros sísmicos  
*Luis Montes*  
*Robinson Quintana*  
*Sandra Céspedes*  
*Alfredo Ghisays*  
*Nancy Espíndola*  
*Gabriel Pérez* 65
- Punctual Thermal Study of the Water Column on the Continental Shelf in the North Part of Yucatan  
*Javier Aldeco Ramírez*  
*David Alberto Salas de León*  
*José Hernández Téllez* 79



## Nota Editorial

El Editor a través de esta nota quiere agradecer a la Editora saliente doctora Ana Lillian Martin Del Pozo y al selecto grupo de profesores y académicos que la acompañaron en el Comité Editorial, al mismo tiempo agradecer a los árbitros que desinteresadamente colaboraron con la *Revista Geofísica*.

He querido aprovechar la experiencia y buena voluntad del Comité Editorial saliente solicitando a parte importante de él a colaborar en esta nueva etapa, invitación que ha tenido una muy buena acogida por lo cual se les agradece.

Por otro lado se comunica que nuestra publicación en principio semestral se ha visto reducida a un solo número anual, sin embargo la calidad de los artículos está mejorando, lo cual es nuestra meta en las futuras publicaciones de la *Revista Geofísica*.

*Manuel Araneda Cabrera*  
Editor



# El pronóstico de la trayectoria del huracán Alma de 1996 producida por un modelo numérico

Enrique Buendía C.\*  
Francisco Villicaña C.\*\*  
Enrique Azpra R.\*\*  
Orlando Delgado D.\*\*  
Ángel Meulenert P.\*\*\*

## Abstract

In this paper, the ability of the two parameters baroclinic model is proven to predict the trajectory of the hurricane Alma 1996. This tropical system appeared over the Northeastern Pacific Ocean and it was characterized by having binary interaction with a Mesoscale Convective Vortex (VCM), with which it merged according to Fujiwhara effect.

To detect the interaction among meteorological systems of minor scale, the used methodology consisted on using three meshes on the fourth meteorological region whose distances among the reticular points were of 432, 108 and 27 km. When using a refinement of the meshes, the forecast of binary systems trajectory is improved because the dynamics of these phenomena is perceived by the equations of the model and the errors generated when not considering this type of systems in the initial field are avoided.

## Resumen

En este artículo, se prueba la habilidad del modelo baroclínico de dos parámetros para pronosticar la trayectoria del huracán Alma de 1996. Este sistema tropical aconteció en el Océano Pacífico Nororiental y se caracterizó por haber tenido una interacción binaria con un Vórtice Convectivo de Mesoescala (VCM), con el cual

\* Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, Circuito Exterior, CU, 04510, México, D.F., México e Instituto de Astronomía y Meteorología U. de G., Guadalajara, Jalisco, México.

\*\* Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, Circuito Exterior, CU, 04510, México, D.F., México.

\*\*\* Instituto de Astronomía y Meteorología U. de G., Guadalajara, Jalisco, México.

se fusionó de acuerdo con el efecto Fujiwhara. Para detectar la interacción entre sistemas meteorológicos de escala menor, la metodología empleada, consistió en usar tres mallas sobre la cuarta región meteorológica, cuyas distancias entre los puntos reticulares fueron de 432, 108 y 27 km. Al usarse el refinamiento de las mallas, el pronóstico de la trayectoria de los sistemas binarios mejora porque la dinámica de estos fenómenos es percibida por las ecuaciones del modelo y se evitan los errores que se generan al no considerarse este tipo de sistemas en el campo inicial.

## **Introducción**

Al conjunto de dos vórtices que interactúan entre sí, se les llama vórtices binarios o sistema binario. Fujiwhara (1921, 1923 y 1931) observó que dos vórtices ciclónicos tienden a atraerse mientras giran ciclónicamente entre sí alrededor de su centro común, hasta que se unen en un ciclón más grande e intenso que cualquiera de los iniciales.

En el océano Pacífico Noroccidental, Sadler (1976) sostiene que el monzón y la vaguada troposférica superior favorecen la interacción entre los Vórtices Convectivos de Mesoescala (VCM) con las tormentas tropicales de esa región.

Brand (1970) propuso que cuando el efecto Fujiwhara está presente en un sistema binario la distancia entre ambos ciclones no debe de ser mayor que 1450 km y su intensidad debe ser al menos de tormenta tropical. Bajo estas condiciones Dong y Neumann (1983) encontraron que en el periodo 1949-1978 existieron en promedio 1.5 ciclones binarios por año.

En un estudio más completo (cien años), Holland (1993) estableció que anualmente el promedio de ciclones binarios es de 3.1, 1.8 y 0.5 para los océanos Pacífico Noroccidental, Pacífico Nororiental y Atlántico Norte, respectivamente. Posiblemente estos promedios se deban a que en el océano Atlántico Norte existe una cantidad menor de ciclones tropicales nombrados que en los otros dos.

Dong y Neumann (1983), de sus análisis sinópticos notaron que el efecto Fujiwhara no siempre es discernible en un sistema binario, ellos hallaron que cuando el sistema binario se encuentra dentro de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) giran ciclónicamente. En cambio, cuando el sistema binario está fuera de esta región, existen más posibilidades: (a) los vórtices se atraen, (b) la distancia que exista entre ellos permanece constante y (c) los vórtices se separan; y el giro en cualquier caso puede ser ciclónico o anticiclónico.

Esta variedad de comportamientos observados se debe a la influencia que ejercen los sistemas sinópticos de la región; por ejemplo, las altas subtropicales y las vaguadas localizadas en el lado oriental de los vórtices.

Tomando en cuenta los resultados del efecto Fujiwhara, los estudios de Dong y Neumann (1983), así como la interacción de los ciclones binarios con el continente, Lander y Holland (1993) propusieron un nuevo modelo de interacción entre los ciclones tropicales binarios, que puede resumirse de la siguiente manera: los ciclones, que formaran el sistema binario, se desarrollan lejos uno del otro y se acercan, sin la evidencia de una interacción mutua, a menudo con rotación anticiclónica o sin giro entre ellos. Ocurre entonces la captura en unas cuantas horas.

Durante este periodo de interacción el sistema se caracteriza por una rotación ciclónica durante la cual generalmente convergen, pero pueden mantener su distancia de separación constante o incluso escapar.

Esta interacción puede terminar con la fusión del par de vórtices o, en su caso, por la separación de ellos debida a la influencia de otros sistemas meteorológicos de mayor escala que los afectan o bien, por el debilitamiento de uno o ambos vórtices al moverse al menos uno sobre el continente.

La motivación del trabajo consiste en mejorar el pronóstico del huracán Alma considerándolo binario y detectar el rizo que tuvo su trayectoria, el cual no fue manifestado por los modelos en tiempo real, Avila (1996).

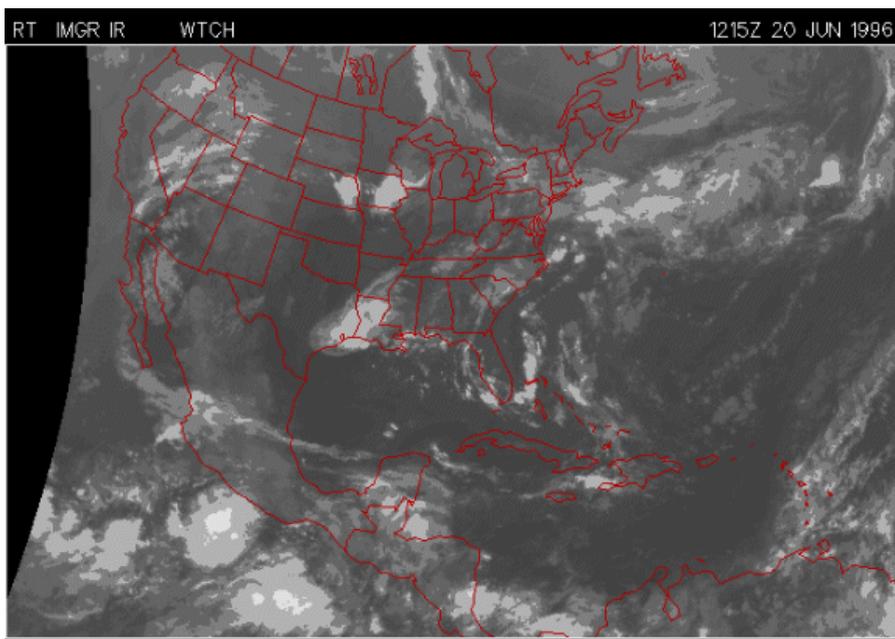
## **El huracán Alma**

Alma se formó cerca de la costa sur mexicana en la ZITC por la interacción de ésta con una onda tropical que cruzó el continente proveniente del Suroeste del Mar Caribe.

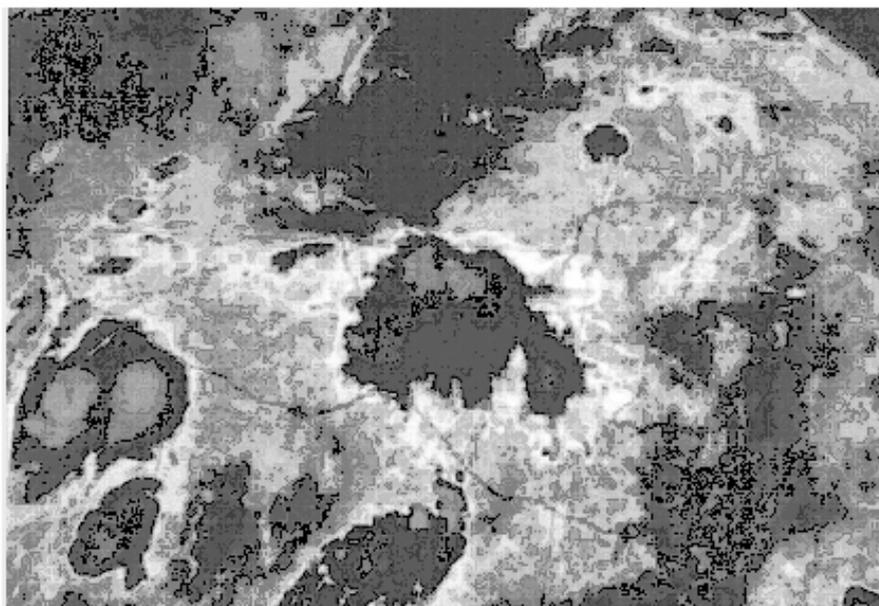
Por medio de las imágenes de los satélites GOES 8/9 de las 00:00 UTC, el 20 de junio de 1996 Alma fue identificada como una depresión tropical localizada aproximadamente a 400 km al Sursureste de Acapulco, Avila (1996).

También se percibió un VCM aproximadamente a 630 km al Sureste de la depresión (Figura 1), con el cual horas antes había iniciado una interacción, reflejada en la atracción, que disminuyó la distancia de separación.

La distancia continuó disminuyendo y se presentó el giro característico del sistema binario, Lander y Holland, (1993), intensificándose Alma y alcanzando la categoría de tormenta tropical el 20/18.00UTC en  $14.40^{\circ}$  N y  $100.30^{\circ}$  W con una intensidad de  $17 \text{ m s}^{-1}$  y una presión central de 1005 hPa, posteriormente el eje del sistema tenía una orientación zonal (Figura 2). Continuando con este proceso, Alma fue declarado como huracán el 22/00:00 UTC con presión central de 987 hPa y rapidez en sus vientos de  $32.5 \text{ m s}^{-1}$ .

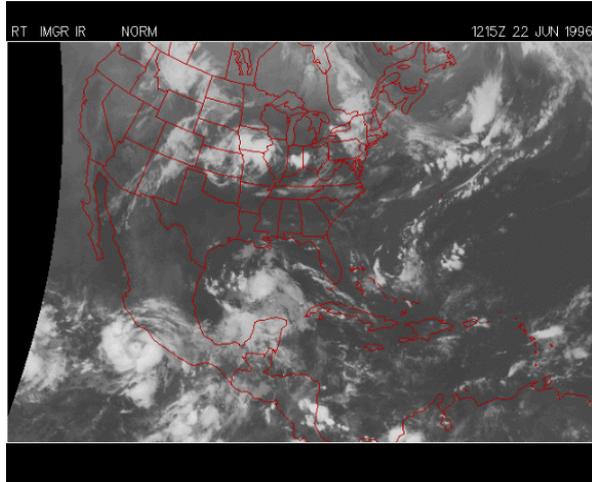


**Figura 1.** Imagen infrarroja del día 20 de junio de 1996 de las 12:00 UTC.



**Figura 2.** Imagen infrarroja del día 21 de junio de 1996 a las 00:00 UTC.

La interacción binaria continuó y la fusión se consuma, cuando el VCM se incorpora a las bandas nubosas de la circulación de Alma, incrementando las dimensiones de ésta; afectando la costa de México (en Lázaro Cárdenas, Michoacán) produciendo lluvias intensas y tres pérdidas de vida. A pesar de la interacción del sistema binario con el continente e incluso con la Sierra Madre del Sur, Alma siguió incrementándose hasta alcanzar una presión mínima de 969 hPa e intensidad del viento de  $45 \text{ m s}^{-1}$  el 23/ 12:00 UTC, Figuras 3a y 3b.



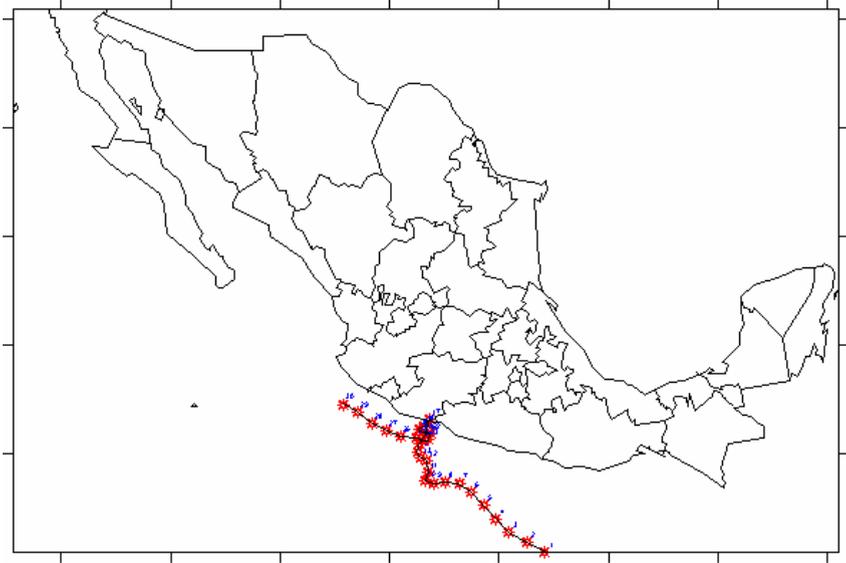
(a)



(b)

**Figura 3.** Imágenes infrarrojas (a) 22 y (b) 23 de junio de 1996 a las 1200 UTC.

Alma se mantuvo desplazándose paralelo al continente y debilitándose, el día 24/18:00 fue degradado a tormenta tropical y veinticuatro horas más tarde a depresión tropical, el último aviso fue emitido el 27/ 12:00 UTC. La Figura 4, muestra la trayectoria de Alma donde sobresale un rizo frente a las costas de Michoacán y Guerrero, México.



**Figura 4.** Trayectoria observada del huracán Alma del 20 de junio (00:00Z) hasta el 27 de junio (06:00Z).

### El modelo

Se corre el modelo baroclínico de dos parámetros, Buendía *et al.* (1984, 1993, 2002), el cual se usa en el Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) para pronosticar la trayectoria de ciclones tropicales en tiempo real. Se integra en un área limitada con fronteras Oeste-Este cíclicas y Norte-Sur de canal. La proyección utilizada es cónica de Lambert secante a  $30^{\circ}$  N y  $60^{\circ}$  N, donde el eje X es perpendicular al meridiano  $111^{\circ}$  W aproximadamente y contiene a la región cuarta meteorológica. Se emplea la ecuación de vorticidad en 250 y 750 hPa y la ecuación de energía termodinámica en 500 hPa. El sistema se resuelve con diferencias finitas centradas en la parte espacial y temporal ( $\Delta t = 1800$  segundos), a excepción del primer paso de tiempo que es adelantado.

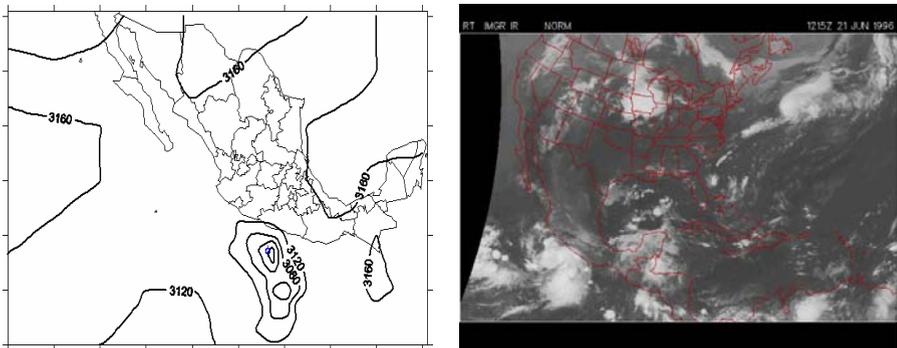
Basado en la información meteorológica de altura e imágenes de satélite, se realiza un análisis subjetivo en una malla homogénea de 19 x 22 puntos separados 432 km. Con el objetivo de detectar la presencia de ciclones tropicales es necesario mayor refinamiento de la malla, por lo cual se hace más densa (73 x 85 nodos), por medio de una función bilineal de interpolación, con separación de 108 km.

El análisis de las cartas de presión constante contienen las características meteorológicas que se desean pronosticar; sin embargo es necesario resaltar la presencia de sistemas tropicales que tienen menores dimensiones. En el caso de ciclones tropicales se introducen valores de altura geopotencial que detecten más adecuadamente la presencia del sistema de baja presión de acuerdo con la imagen del satélite, para lo cual se modifica el resultado de la interpolación sobre la región donde se encuentra el sistema o sistemas de interés. Esta área puede ser de 9 x 9 ó 10 x 10 ó 11 x 11 nodos etc., dependiendo de las dimensiones del vórtice ciclónico o del número de vórtices ciclónicos presentes.

### Resultados

Las condiciones iniciales para realizar el pronóstico corresponden a junio 21/12:00 UTC de 1996, con los campos isohépticos de 700 y 250 hPa de la cuarta región.

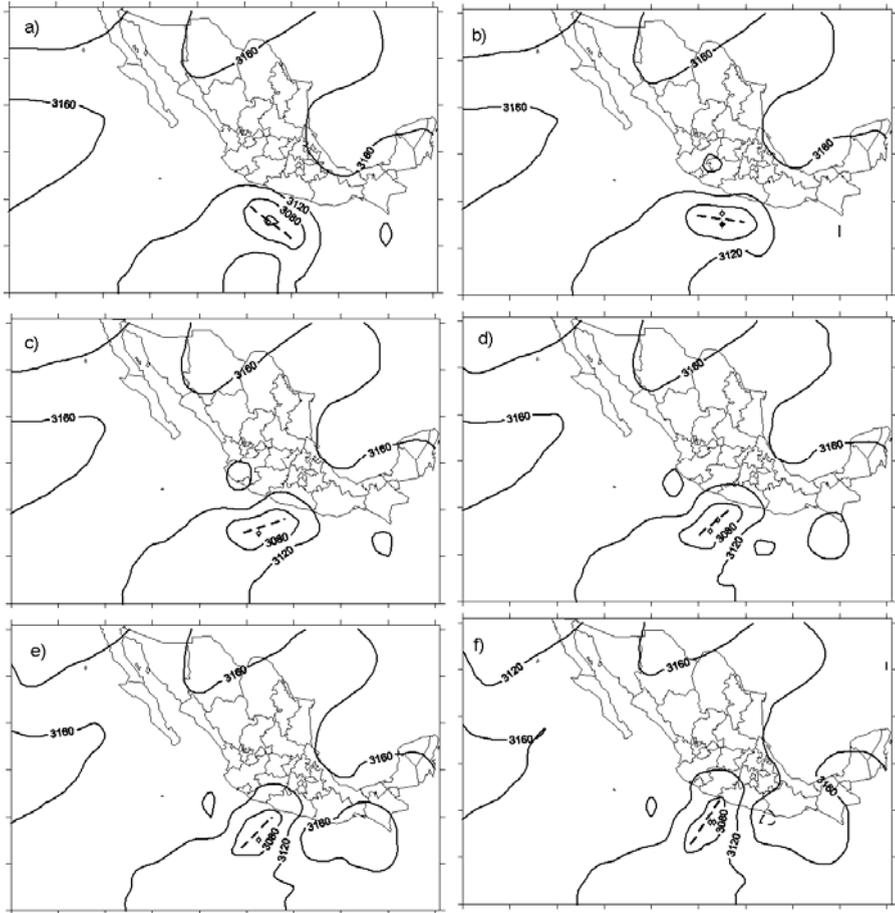
En la Figura 5a se muestra el análisis sobre México, que refleja la presencia de Alma y el VCM en concordancia con la imagen satelital (Figura 5b). En este análisis ya se ha enfatizado la presencia del sistema binario.



**Figura 5.** a) Campo geopotencial de 700 hPa observado (cotas en metros geopotenciales) e imagen de satélite (b) a las 12:00 UTC para el 21 de junio de 1996.

En los resultados de las primeras dieciocho horas (Figuras 6a-6f), es evidente que el sistema binario gira en sentido contrario a las manecillas del reloj, al

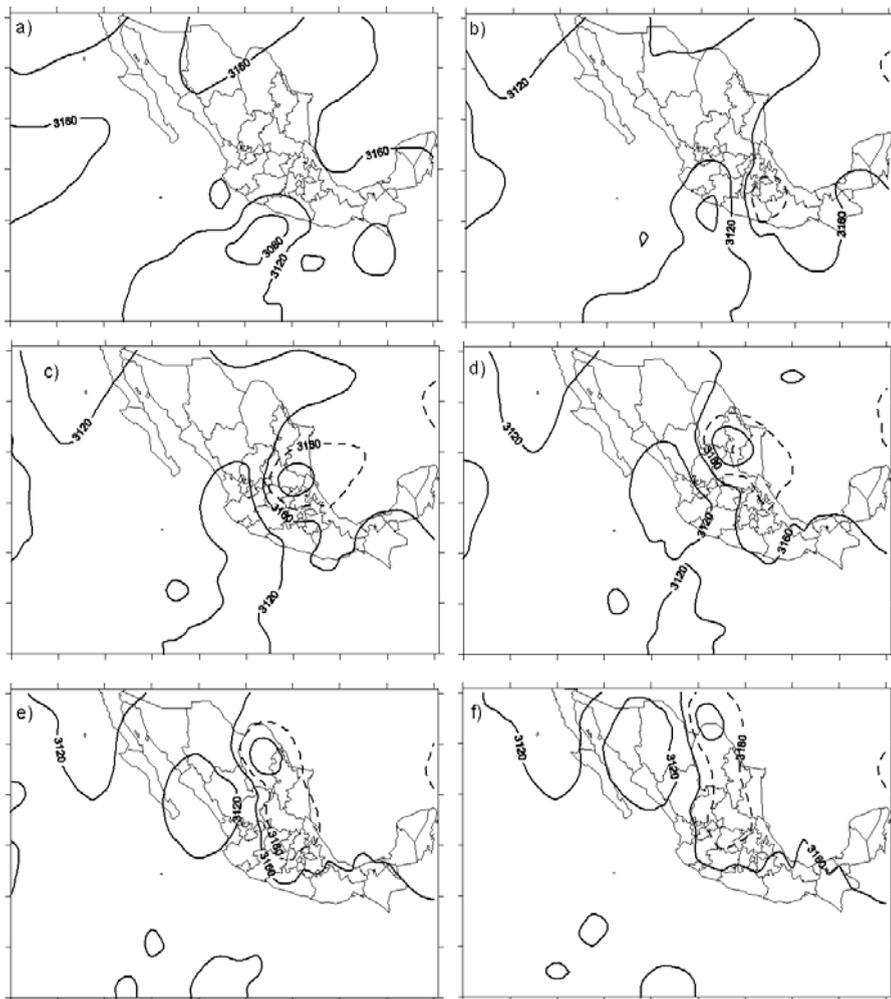
observar que el eje mayor de la envolvente gira ciclónicamente, de tal forma que seis horas después de iniciada la integración del modelo (18:00 UTC) este eje tiene una orientación aproximadamente zonal (Figura 6b), lo cual es consistente con la imagen satelital de la Figura 2. La interacción binaria continuó y la envolvente hace contacto con las costas de Michoacán y Guerrero (Figura 6f).



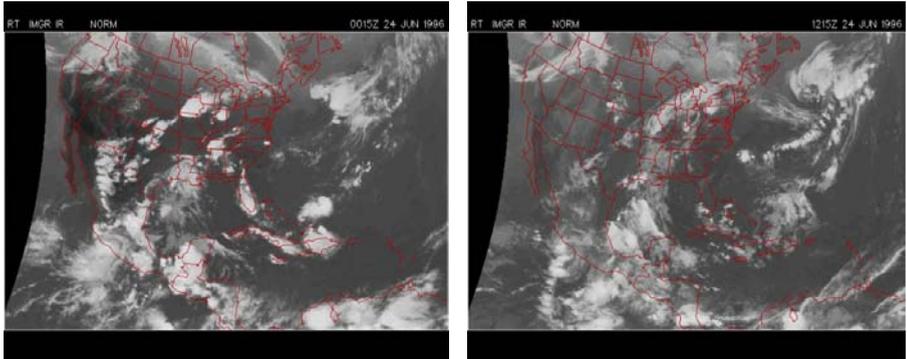
**Figura 6.** Pronósticos del campo geopotencial en 700 hPa: a) 3 h; b) 6 h; c) 9 h; d) 12 h; e) 15 h y f) 18 h iniciando el día 21 de junio a las 12:00 UTC. Las cotas se dan en metros geopotenciales.

El proceso binario continuó y la fusión fue detectada por el modelo en los resultados de 24 h, tal y como se ve en la Figura 7b, además de encontrarse parte

del sistema sobre el Estado de Michoacán y su centro sobre el océano, lo que se confirma con las imágenes satelitales correspondientes a junio 24/00:00 y 24/12:00 UTC (Figura 8a y 8b respectivamente).

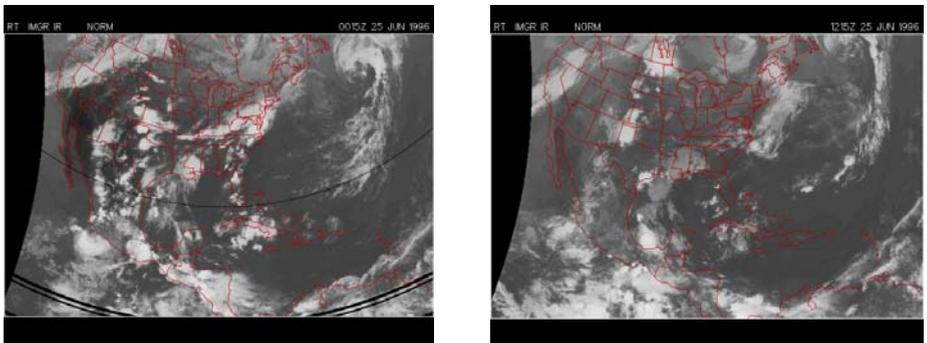


**Figura 7.** Pronósticos del campo geopotencial en 700 hPa desde el 21 de junio a 12:00 UTC: a) 12 h; b) 24 h; c) 36 h; d) 48 h; e) 60 h y f) 72 h.



**Figura 8.** Fotografías satelitales del día 24 de junio a las 00:00 (a) UTC y 12:00 UTC (b).

También es notable, que el pronóstico a treinta y seis horas ya no detecta la presencia de Alma, ni como depresión tropical y para las predicciones a 48, 60 y 72 h (Figuras 7d, 7e y 7f respectivamente) se observa que el modelo desplaza a los remanentes del huracán Alma sobre los estados de Nayarit, Sinaloa y Sonora, dejando su huella sobre Puerto Libertad, Sonora, asentamiento humano que tenía casi dos lustros sin haberse presentado lluvia, tales efectos los muestra las imágenes satelitales del día 25 de junio de 1996 cuando Alma se degradó a depresión tropical (Figuras 9a y 9b).

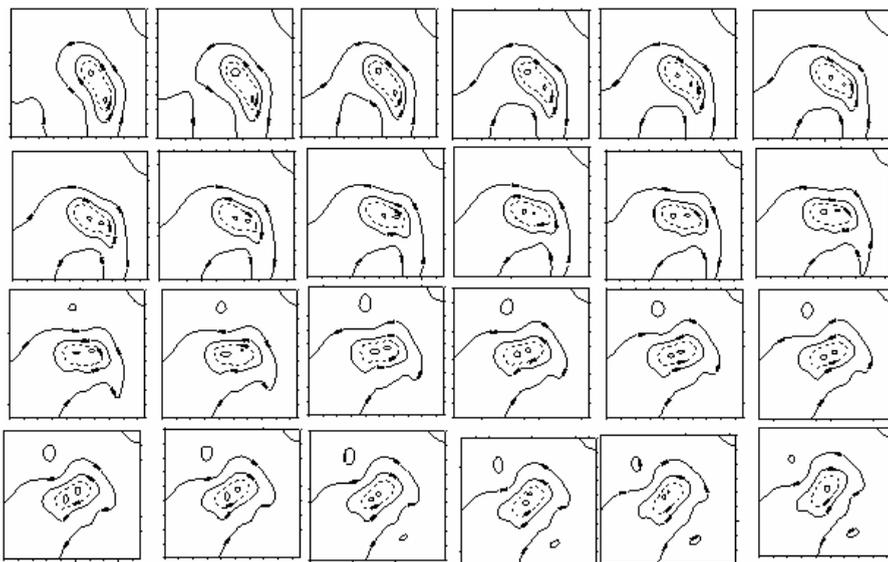


**Figura 9.** Imágenes satelitales del día 25 de junio a las 00:00 (a) y 12:00 UTC (b).

Pasch y Avila (1999), manifestaron que ningún modelo fue capaz de detectar el rizo que realizó Alma (Figura 4), sin embargo, cuando se reanalizó el campo inicial para introducir al sistema binario se observa en el proceso de la integración

como se va produciendo el rizo, por lo cual se deduce que esta interacción es la responsable de este comportamiento.

En la Figura 10, se disminuyó el tamaño de malla a 27 km entre los nodos y un paso de tiempo de trescientos segundos, con el objeto de definir más claramente la interacción binaria. En ella se aprecia el giro ciclónico del eje de la envolvente del sistema en forma similar a la obtenida por Holland y Dietachmayer (1993) con ciclones binarios teóricos. En nuestro caso, el eje de la envolvente inicialmente se encuentra orientado Noroeste-Sureste (cuadro superior izquierdo) y doce horas después termina con una orientación Suroeste-Noreste (cuadro inferior derecho).



**Figura 10.** Pronóstico numérico cada media hora hasta 12 h en los alrededores inmediatos del huracán Alma. El tiempo se incrementa de arriba hacia abajo y de izquierda a derecha.

### Conclusiones

Los resultados de este artículo muestran que es posible realizar el pronóstico numérico de ciclones tropicales binarios con un modelo simple que no requiere de mucho tiempo de máquina, tal y como lo es el modelo baroclínico filtrado que fue capaz de:

- a) Reproducir la interacción binaria de ciclones tropicales adecuadamente por el hecho de simular en su campo inicial al VCM, a pesar de que el modelo mueve más rápido a los sistemas.
- b) Verificar que en el océano Pacífico Nororiental, así como en el Noroccidental, los ciclones binarios que se encuentran en la (ZITC), su interacción se realiza tal y como se ha descrito.
- c) Dar una explicación a la generación de los rizos en la trayectoria de un ciclón, al proponer una situación razonablemente aproximada a la realidad.
- d) Estos resultados muestran la necesidad de considerar a la atmósfera en más detalle con el fin de optimizar los pronósticos.

## Reconocimientos

Los autores expresan su gratitud a Rafael Patiño Mercado, Alfonso Salas Cruz, Igor Yuri Buendía Beltrán y Delibes Flores Román por su cooperación en este trabajo.

## Referencias

- Avila, L., 1996. Hurricane Alma 20-27 June 1996, *Preliminary Report TPCNHC*, Microsoft Internet, 2-7.
- Brand, S., 1970. Interaction of binary tropical cyclones of the western North Pacific, *Ocean J. Appl. Meteor.*, 9, 433-441.
- Buendía, E., Delgado, O., Villicaña, F., Del Valle, E., Patiño, R. y Gallegos, A., 1984. El modelo baroclínico simple y su resolución en la Cuarta Región, *Rev. Geofísica*, IPGH, No. 21, 125-145.
- Buendía, E., Delgado, O., Villicaña, F., Del Valle, E., and Gómez, F., 1993. On the trajectory of cyclones likely to affect the Mexican Republic, *Atmósfera*, 5, 21-30.
- Buendía, E., Delgado, O., Villicaña, F., Azpra, E. y Meulenert A., 2003. Sobre el comportamiento de los huracanes binarios en el Océano Pacífico Nororiental, *OMMAC*, Número especial 1, 01-32.
- Dong, K. and Neumann, C. 1983. On the relative motion of binary tropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 945-953.
- Fujiwhara, S., 1921. The natural tendency towards symmetry, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 47, 287-293.
- , S., 1923. On the growth and decay of vortical systems, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 49, 75-104.

- , S., 1931. Short note on the behavior of two vortices, *Proc. Phys. Math. Soc. Japan, Ser.*, 13, 106-110.
- Holland, G., 1993. Tropical Cyclone Motion. Global guide to tropical cyclone forecasting WMO/TD-No. 560, *Report No. TCP 31*, Chap. 3, 3.1-3.48.
- Holland, G. J. and Dietachmayer, G. S., 1993. On the interaction of tropical-cyclone-scale vortices, III: Continuous barotropic vortices, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 1381-1389.
- Lander, M. and Holland, G. J., 1993. On the interaction of tropical-cyclone-scale vortices. Observations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 1347-1361.
- Pasch, R., Avila, J., Lixion, A., 1999. Atlantic Hurricane Season of 1996, *Monthly Weather Review*, Vol.127, No. 5, pp. 581-610.
- Ritchie, E. A., and Holland, G. J., 1993. On the interaction of tropical-cyclone-scale vortices. II: Discrete vortex patches, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 1363-1379.
- Sadler, J. L., 1976. A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1044-1056.



# ¿Por qué estudiar señales electromagnéticas durante sismos?

J.A.L. Cruz-Abeyro\*  
R. Pérez Enríquez\*  
R. Zúñiga\*  
A. Kotsarenko\*

## **Abstract**

We make a review of the investigations that have been carried out in order to study the diverse manifestations of seismic activity to look for a better understanding of this phenomenon in a general way. To do that we describe the associate phenomenology, that means the seismic phenomena that take place in the lithosphere, atmosphere and ionosphere/magnetosphere and the related events. We show some important observations of different investigators as well as some micropulsations and seismic activity recorded in Mexico.

## **Resumen**

Hacemos una revisión de las investigaciones que se han desarrollado para estudiar diversas manifestaciones de actividad sísmica con el fin de buscar un mejor entendimiento de este fenómeno en un contexto general. Para ello se hace una descripción de la fenomenología asociada, esto es el fenómeno sísmico que toma lugar en la litosfera, atmósfera e ionosfera/magnetosfera y sus eventos relacionados. Se presentan algunas observaciones importantes de diferentes investigadores así como algunas observaciones de pulsaciones geomagnéticas y actividad sísmica en México.

## **Introducción**

A través de más una década de estudios se ha visto que el método electromagnético (EM) es prometedor en la investigación de la predicción de terremotos.

\* Centro de Geociencias, UNAM, Campus UNAM-Juriquilla, Juriquilla, 76230, Qro., correos electrónicos: lcabeyro@geociencias.unam.mx; roman@geociencias.unam.mx; ramon@geociencias.unam.mx y kotsarenko@geociencias.unam.mx

Organizaciones como la “frontera internacional sobre investigación en terremotos” (Internacional Frontier Research on Earthquakes IFREQ (1996)) han contribuido a la ciencia de la predicción de terremotos, a través del estudio de los fenómenos electromagnéticos EM asociados a ellos.

El fenómeno EM asociado con terremotos ocurre en un amplio rango de bandas de frecuencia desde DC hasta VHF y están clasificadas en dos tipos: emisiones desde el origen del terremoto y transmisión de ondas electromagnéticas. Los investigadores asociados al tema se han enfocado a la emisión de señales de más baja frecuencia; este es el caso del registro en los cambios en DC (llamado el método VAN) y la emisión en la banda de las ondas ULF del campo geomagnético.

Los resultados más importantes en las medidas de DC (tipo VAN) han sido: la observación de cambios en los niveles de DC en la superficie de la tierra antes de los terremotos. Estos cambios en DC surgen antes de la ocurrencia de terremotos con magnitudes de Ms 5 dentro de los 20 km a la redonda donde se tiene las estaciones testigos. Se han detectado cambios también a mayores distancias epicéntricas (hasta 75 km) por el Internacional Frontier Research on Earthquakes IFREQ (1996). Se han observado señales que no empiezan al mismo tiempo en que se originan los terremotos, pero sí al tiempo de llegada de las ondas sísmicas. Quizás ellas son causadas por efectos electrocinéticos cerca de los electrodos de medición.

Por otro lado, se han llevado a cabo observaciones conjuntas de científicos japoneses, rusos y ucranianos en la banda ULF, quienes también han desarrollado hardware y software. Hay varios ejemplos de señales geomagnéticas ULF presísmicas que se han observado y con ello se han desarrollado modelos teóricos. Estos grupos de investigación cuentan con sistemas de redes de observación, de donde se han obtenido algunos resultados importantes: Por ejemplo, donde hubo una evidencia positiva de cambios ULF presísmicos fue en los terremotos de 1996 con Ms6.5, 6.3 de Kagoshima y en el terremoto de 1998 Ms6 de Iwate-san, donde hubo una correlación entre el nivel de anomalía magnética ULF y el de la actividad sísmica regional (Reporte de la Riken, 1996).

### **¿Qué significa la predicción de terremotos?**

Qué podamos decir de antemano en cuanto a ¿cuándo? y ¿dónde? ocurrirá un terremoto y ¿qué tan grande puede ser? A estas tres incógnitas se le suele llamar elementos de la predicción de un terremoto. La predicción de un terremoto se puede clasificar en tres categorías: predicciones a largo, intermedio y corto plazo. Para el caso de corto plazo, es necesario tomar algún fenómeno natural observable como precursor y su asociación con el terremoto, lo cual se debe establecer científicamente. Una vez que esto es hecho, podemos decir con certeza que la “predicción científica del terremoto” se puede considerar y los resultados se pueden usar.

## Historia

Desde el inicio de la sismología, uno de los principales objetivos ha sido la predicción de la ocurrencia de un terremoto (John Milne, 1986). J. Milne fue fundador de la Sociedad Sismológica Japonesa. Al poco tiempo de este acontecimiento sobrevino el terremoto de Noubi en 1891 de magnitud Ms8.0, y ocasionó la muerte de más de 7000 gentes. Al año siguiente se estableció el comité imperial de la investigación de terremotos y uno de sus fundadores fue Dairoku Kikuchi, quien dijo: “Uno de nuestros objetivos es averiguar si hay un método para predecir la ocurrencia de un terremoto, pero otro es buscar un plan racional para mitigar el desastre ocasionado por el terremoto”. Vemos pues que ya desde cien años atrás se visualizaba como hoy en día que los principales objetivos son la predicción del terremoto y la prevención del desastre.

Incidentalmente, con el gran terremoto de Kanto de 1923 de magnitud Ms7.9, el Comité Imperial en la Investigación de Terremotos se disolvió y se creó el Instituto de Investigación de Terremotos de la Universidad de Tokio. Cuando el nuevo Instituto se inició, el Dr. Torahiko Terada, el cual estaba muy involucrado en el nuevo Instituto, mencionaba que cuando un esfuerzo, tensión o fatiga estaba siendo aplicado a una estructura tan complicada como la corteza terrestre, es demasiado difícil prever o anticipar dónde ocurrirá la concentración de esfuerzos y dónde empezará la ruptura. Dijo además que un terremoto es un fenómeno en el cual aun una causa infinitesimalmente pequeña puede traer grandes efectos finitos. Esta visión se asemeja la idea de hoy en día de un “caos determinístico” o “un sistema auto organizado críticamente (*Self-Organized Criticality*)”. Terada menciona que un terremoto no es un problema meramente sismológico sino un problema de la física de la Tierra y que debe estudiarse en todos sus aspectos fenomenológicos.

Sin embargo la importancia que merecía la predicción de terremotos fue apreciada sólo por unos pocos investigadores pioneros, y el progreso en tales estudios se estancó. Por desgracia el desarrollo de la sismología ha girado alrededor de la teoría y medida de la propagación de ondas sísmicas. Pero poco después de la segunda guerra mundial, Japón fue embestido por dos grandes terremotos: el de Nankai de 1946 de magnitud Ms8.1 y el de Fukui de 1948 de magnitud Ms7.3, fue entonces que se intentó abordar de nuevo el problema de la predicción de terremotos pero aun así se tomó como algo raro y no se apreció.

Pero por ahí de los años 1960s tres sismólogos: K. Wadachi, C. Tsuboi y T. Hagiwara propusieron un plan de predicción de terremotos tomando en cuenta el status presente y los planes futuros para 1962 y públicamente mencionaron que el progreso de la ciencia terrestre pronto podría hacer posible la predicción de terremotos. El documento escrito por estos autores no solo sirvió como guía para los esfuerzos en la predicción de terremotos en Japón, sino también dio un fuerte impacto sobre los programas de predicción de terremotos en China, Estados Unidos y otros países.

En Japón, el programa nacional actual de predicción de terremotos comenzó en 1965. Desde entonces, el proyecto de 5 años se ha repetido hasta ahora. Pero durante el séptimo proyecto, 30 años después de iniciado, ocurrió el trágico terremoto de Hanshin-Awaji (Kobe EQ) en 1995 de una magnitud de Ms7.2, sin tener, por desgracia, predicción alguna a corto plazo.

### **Predicción de terremotos: la nueva ciencia**

¿Es difícil la predicción de terremotos?... ¡¡¡Es ciertamente difícil mientras el punto de vista con el que se estudia tiene un marco de visión muy angosto como es la sismología ordinaria!!!. Sin embargo; si se le mira por encima, desde un punto de vista amplio, la situación es diferente. Por aproximación amplia queremos significar considerar ramas de la ciencia tales como el geoelectromagnetismo, la geoquímica y la hidrológica subterránea. El significado de tales campos de la ciencia sobre la predicción de terremotos no está necesariamente bien entendida entre los científicos así como con la sociedad en general.

El fenómeno de la ocurrencia de un terremoto corresponde a una fractura de gran escala de la corteza sólida terrestre. Aparentemente es un fenómeno natural que cubre un amplio panorama y no solamente la dinámica de un cuerpo elástico lineal. Por otra parte, lo que más preocupa a la comunidad científica es el estado de “pre-terremoto”, en el cual se genera una onda sísmica debido a la fractura. En otras palabras, lo que necesitamos es de conocimientos sobre una sismología de “prefractura”.

En un futuro quizás cercano, habrá una tecnología avanzada que nos podrá permitir ver con mayor detalle hacia el interior de la Tierra. El tiempo dirá, más pronto de lo que esperamos, cuando podamos monitorear visualmente en tiempo real la deformación de la superficie y el cambio de estado en el interior de la Tierra.

Los diferentes programas de investigación internacional se enfocan principalmente a los aspectos electromagnéticos (EM) como el método VAN (que es la medida del geopotencial de la tierra) desarrollado en Grecia, así como todas las posibles señales electromagnéticas en un amplio rango de frecuencias desde la banda ULF (*Ultra Low Frequencies*) hasta la banda VHF (*Very High Frequencies*).

El propósito de los programas de investigación en predicción de terremotos es lograr un entendimiento comprensible de los fenómenos electromagnéticos relacionados con terremotos. Por esta razón es necesario aportar conocimientos para el establecimiento de una ciencia de su predicción. En este sentido, la meta es establecer qué es lo que ocurre realmente, a través de las observaciones, y así clarificar sus mecanismos físicos y geolo-geofísicos, a través de experimentos, estudios teóricos y de campo.

## **Eventos M en rangos de frecuencias de DC a VHF asociados a terremotos**

El estudio de fenómenos EM relacionados a la predicción de terremotos se remontan a Rikitake (1987). Desde entonces se han manejado dos grandes corrientes. Una es encontrar algunos cambios presísmicos en las propiedades de la Tierra, tales como la resistividad eléctrica y la magnetización. La otra, es detectar señales electromagnéticas precursoras. A ambas corrientes se les ha dado un seguimiento. A la fecha, la gran mayoría de los científicos dedicados al tema consideran válida la primera corriente pero, sin embargo, se han enfocado más a la segunda corriente, el de la detección de radiación EM, como son los trabajos pioneros de Sobolev (1975), Miyakoshi (1985), así como de Warwick *et al.* (1982), Gokhberg *et al.* (1982). Desafortunadamente, estos trabajos no fueron tomados en serio realmente por la comunidad geofísica por esa época.

El método VAN, que tuvo un gran impacto al principio de los años 80s, no fue aceptado en forma general, pero por lo menos ha creado controversias interesantes Geller, ed. (1996); Lighthill, ed. (1996). Al inicio de los años 90s. algunos resultados convincentes fueron reportados en ULF, Fraser-Smith *et al.* (1990); Kopytenko *et al.* (1993); Hayakawa *et al.* (1996). Motivados por estos, varios científicos empezaron a hacer mediciones EM a diferentes frecuencias, así como realizar estudios teóricos al respecto, ver Surkov and Pilipenko (1999); Surkov (1999). Así mismo, se ha intentado correlacionar los eventos sísmicos con observaciones que se llevan a cabo desde sondas y satélites que están muestreando regiones de la ionosfera en busca de ondas de plasma asociadas con las ondas sísmicas, ver por ejemplo Afonin *et al.* (1999); Sinelnikov and Chmyrev (1999).

Es importante hacer notar la presentación de trabajos respecto a predicción sísmica en la reunión anual de la Sociedad Geofísica Europea llevada a cabo en Niza en abril de 2002, EGS (2002), en la cual se considera con bastante aceptación el uso de señales ULF como precursores de terremotos.

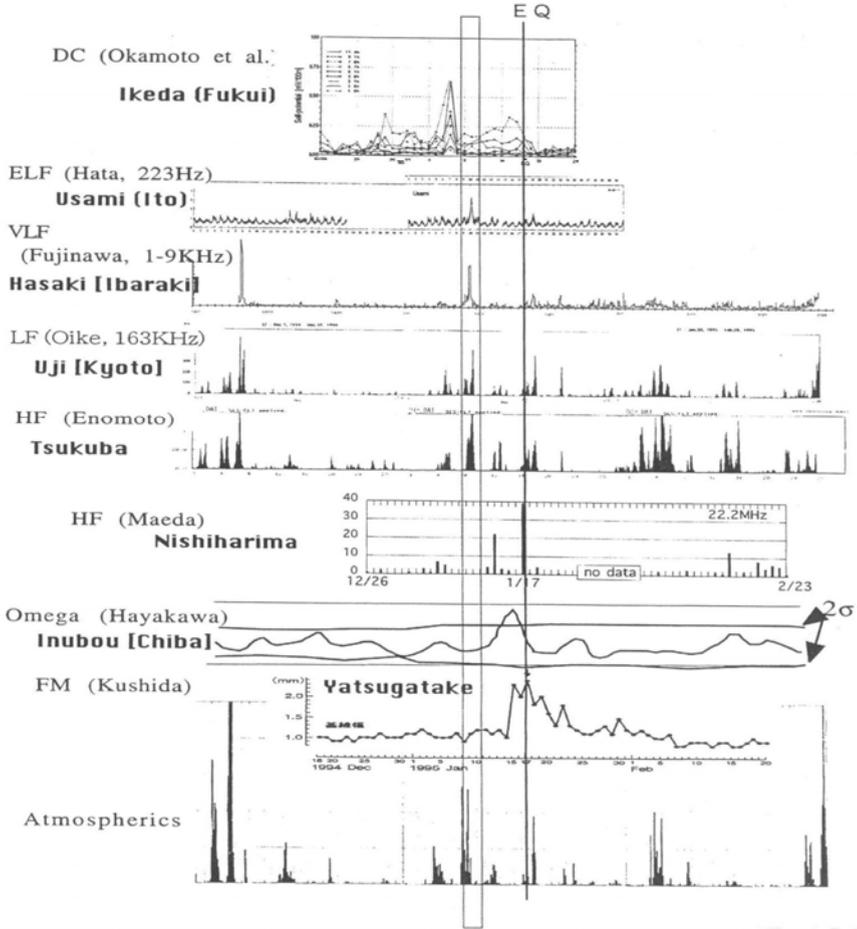
### **El sismo de Kobe 1995**

El sismo de Kobe de 1995 fue de gran impacto, ya que se observaron cambios electromagnéticos pre-sísmicos en diferentes rangos de frecuencias, los cuales fueron detectados por científicos que trabajaron ardua e independientemente en el problema, Fujinawa and Takahashi (1995); Hayakawa *et al.* (1996); Maeda (1996); Okamoto *et al.* (1996); Yamada and Oike (1996); Kushida y Cusida (1997).

La Figura 1 muestra los resultados obtenidos por los diferentes investigadores. Este es quizás el primer caso donde múltiples métodos detectaron posibles precursores para un terremoto, donde algunas estaciones estaban a cientos de kilómetros de distancia del epicentro.

# Electro-magnetic anomalies before the Kobe EQ

(December 1, 1994 to February 28, 1995, 90 days)



**Figura 1.** Sismo de Kobe de 1995, donde se aprecian los diferentes precursores EM.

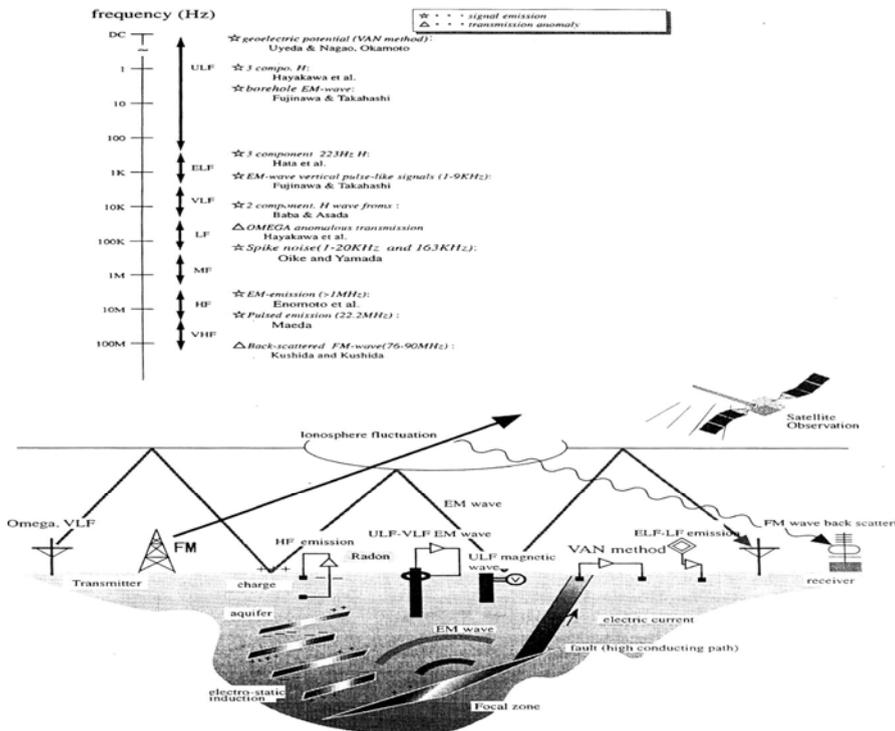
Los datos presentados en la Figura 1 corresponden a: cambios en el geopotencial DC, Okamoto *et al.* (1996); máximos de señales de pulsos de radio ondas en la banda VLF (1-9 kHz), Fujinawa and Takahashi (1995); máximos en el número de espigas de ruido en la banda LF (163 kHz), Yamada and Oike (1996); emisiones en la banda 22.2MHz, Maeda (1996); comportamiento anormal en la banda VLF transmisión de onda Omega (ca. 10kHz), Hayakawa *et al.* (1996); dispersión de retroceso de onda en FM en la banda VHF (77.1 MHz) y medidas de atmosféricas por las compañías eléctricas, Kushida y Cusida (1997).

Los registros muestran señales simultáneas anómalas en las bandas ELF, VLF, LF, HF y se llevan a cabo 7 días antes del terremoto y normalmente las señales con altas frecuencias ocurren muy cerca de la ocurrencia del evento. Ellos aconsejan tener cuidado con el ruido producido por los relámpagos ya que generan señales similares.

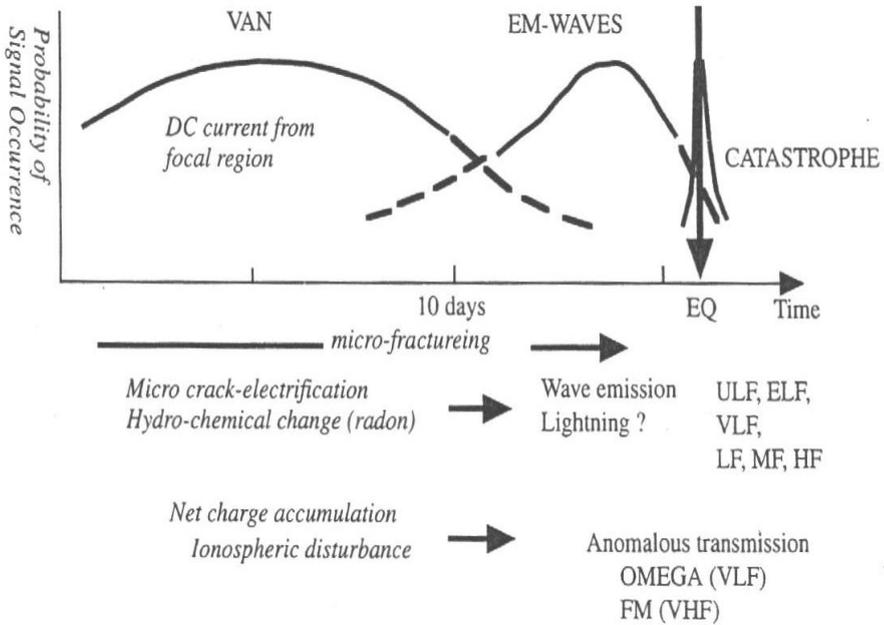
Los métodos y la instrumentación usada por los científicos involucrados en este estudio, así como las bandas de frecuencias medidas se muestra en la Figura 2.

Las señales fueron clasificadas en dos grupos: en el primer grupo las señales supuestamente emitidas desde la fuente del terremoto como es el del caso VAN (se representan con una estrella) y las otras transmisiones anómalas de ondas electromagnéticas (se representan con un triángulo).

Basado en el evento de Kobe y otros datos, proponen la hipótesis de que generalmente los precusores de altas frecuencias ocurren cerca del choque principal como se muestra en el esquema de la Figura 3.



**Figura 2.** Esquema que muestra la instrumentación utilizada y las frecuencias EM involucradas.



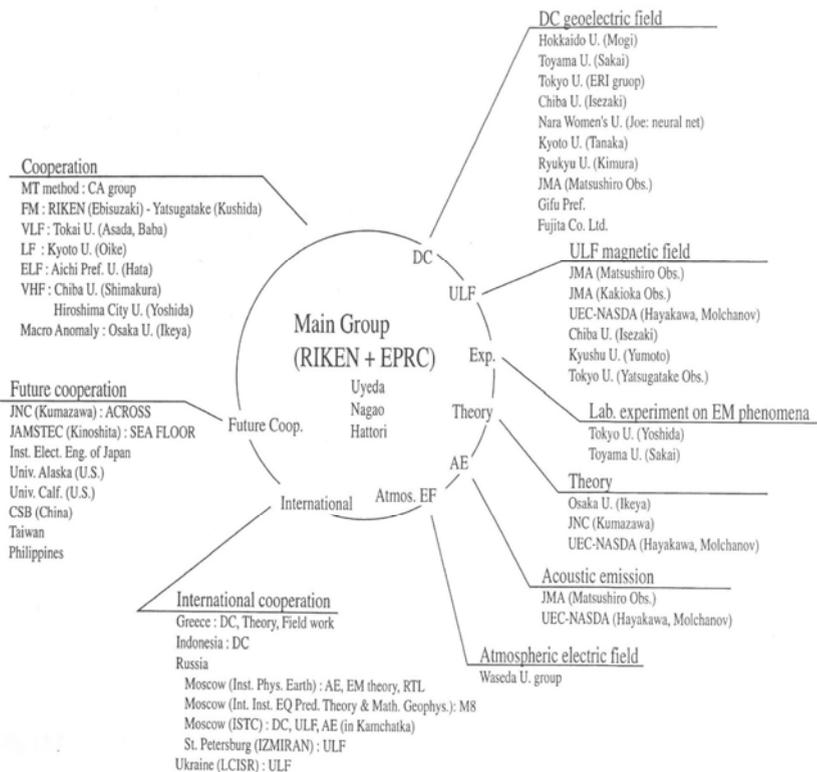
**Figura 3.** Esquema de ocurrencia de los precursores electromagnéticos.

Los resultados anteriores nos muestran la necesidad de llevar a cabo investigaciones posteriores serias del fenómeno electromagnético asociado a terremotos. Por otro lado los estudios en DC y ULF requieren estaciones localizadas en áreas amplias donde pueden participar diferentes universidades.

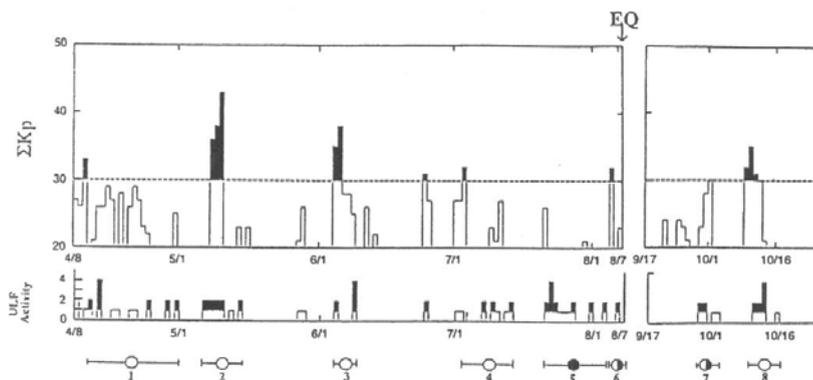
Existe actualmente un programa de cooperación internacional, en el cual los científicos están involucrados en los diferentes sistemas de registro de señales electromagnéticas. Cada grupo se encarga de la instalación y mantenimiento de sus estaciones, así como de la adquisición y análisis de los datos, por ejemplo el Dr. T. Nagao asesora en los registros en DC y el Dr. K. Hattori en la banda ULF como se muestra en el esquema de la Figura 4.

***Terremoto de UAM de magnitud Ms. 7.1. ocurrido el 08 de agosto de 1993***

La Figura 5 muestra la evolución temporal de la actividad ULF y la actividad geomagnética. Se muestran 8 intervalos donde los círculos blancos están relacionados con la actividad geomagnética, los círculos negros no están relacionados con la actividad geomagnética (posiblemente relacionado con el terremoto) y los medios círculos representan casos dudosos.



**Figura 4.** Esquema que muestra los diferentes participantes internacionales en la búsqueda de precursores electromagnéticos sísmicos.



**Figura 5.** Evolución temporal de la actividad geomagnética y ULF previas al sismo de Guam.

Por otro lado, la Figura 6 nos muestra la evolución temporal del coeficiente de polarización ( $Z/H$ ) sobre todo en el periodo de observación, esto es, 5 días. Este parámetro es muy importante para distinguir entre las pulsaciones geomagnéticas y otras emisiones. En esta Figura podemos ver un incremento gradual en el índice de polarización antes del sismo.

Terremoto de Spitak Armenia magnitud Ms 6.9, ocurrido el 8 de diciembre de 1988, datos del observatorio de Dusheti a 200 km del epicentro.

Los Registros en Dusheti de emisiones ULF del 7 y 8 de diciembre de 1988 antes del sismo, se muestran en la Figura 7, los cuales muestran una gran actividad antes del evento.

La Figura 8 muestra las variaciones de los valores medios diarios de la amplitud de la componente horizontal de las emisiones ULF registradas en dusheti en el rango de 0.1 a 1.0 Hz, durante el periodo de noviembre 14 de 1988 a marzo 5 de 1989. Notamos en esta gráfica un incremento en los valores medios antes del sismo y un decremento posterior después del mismo. El índice Kp muestra que la actividad geomagnética no varía antes, durante, y después del sismo.

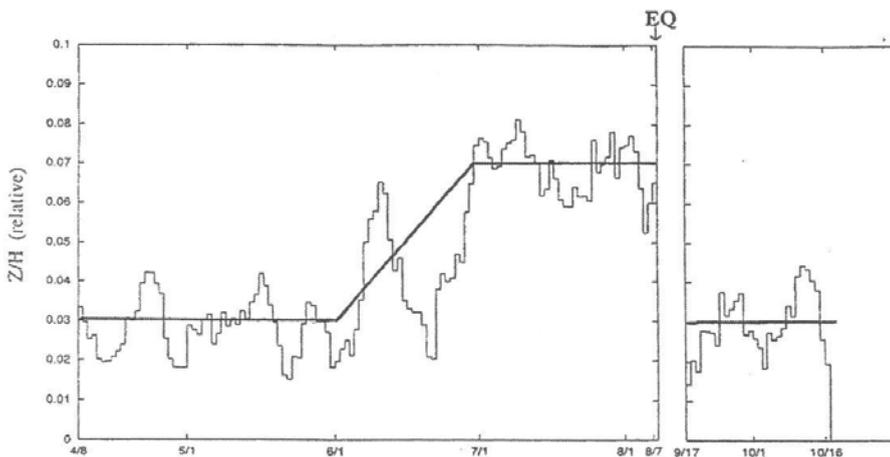
### **Terremoto de Loma Prieta de magnitud M7.1 ocurrido el 17 de octubre de 1989**

Las emisiones ULF mostradas en la Figura 9 se registraron con un magnetómetro de inducción de una componente, registrando en la banda de frecuencia entre 0.01 – 10 Hz. A continuación se describen las características observadas más importantes:

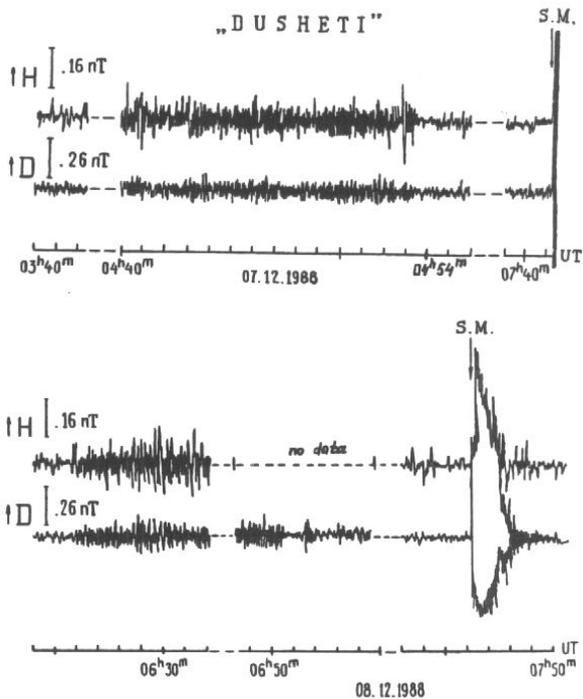
- a) Un incremento en la amplitud en una banda amplia de la emisión en las más bajas frecuencias, alrededor de 0.01 Hz, 12 días antes del choque principal.
- b) Tres horas antes del choque principal persiste un considerable incremento, alrededor de 5 veces.
- c) El nivel de amplitud en las más bajas frecuencias permanece muy alto por varios días después del choque principal y gradualmente va decreciendo al nivel de fondo en un intervalo de varios meses.

### **Trabajos anteriores en México**

Varios trabajos se han realizado hasta la fecha para tratar de correlacionar sismos con señales electromagnéticas; como es el caso del trabajo de Yépez *et al.* (1999) con investigadores del Instituto Politécnico Nacional (IPN), de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y de la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM), en el que hicieron un estudio de las variaciones en el campo eléctrico en la región de las ULF en seis estaciones en la costa del pacífico



**Figura 6.** Gráfico que muestra la evolución temporal de la razón de polarización (Z/H) previo al sismo de Guam.



**Figura 7.** Registro de ondas ULF antes del sismo de Spitak, en el observatorio de Dusheti.

mexicano, analizaron el espectro de potencia de las señales buscando algún indicio precursor de la señal eléctrica antes de un sismo y notaron que en varios sismos con magnitud  $M > 6$  se establecen cambios notables en el campo eléctrico medido varios meses antes del terremoto.

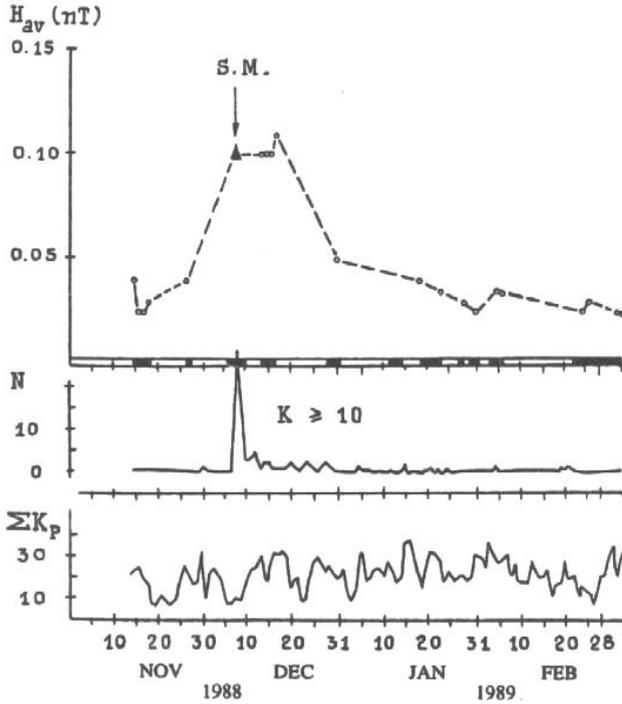
### ***Self-Organized-Criticality (SOC) aplicado a sismos***

Es importante hacer notar que el concepto de SOC (*Self-Organized-Criticality*) es actualmente usado ampliamente para la interpretación del comportamiento de sistemas naturales peligrosos que incluye el sistema tectónico de los terremotos, Smirnova, Hayakawa and Itoh (2000). Sabiendo que el principal aspecto del estado de SOC es una organización fractal de los parámetros de salida, ambos en espacio (escala invariante de la estructura) y en tiempo (ruido fluctuante  $1/f$ ), se pueden usar métodos fractales para investigar el proceso dinámico a diferentes etapas de la preparación del evento catastrófico.

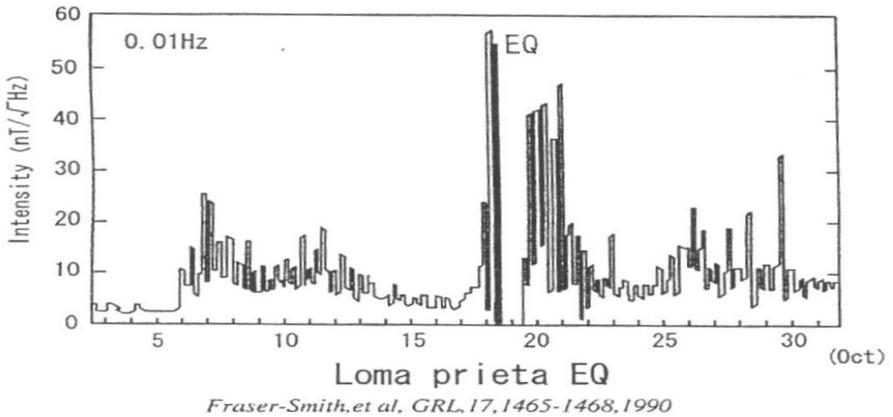
Smirnova, Hayakawa e Itoh (2000), han aplicado los métodos de fractales en el análisis de series de tiempo para buscar firmas precursoras de terremotos, con los datos ULF obtenidos en regiones sismo activas durante los terremotos de Guam en agosto 8 de 1993 (Ms8) y el terremoto de Biak de febrero 17 de 1996 (Ms8). Los sitios de observación estuvieron localizados a 65 km y 100 km, respectivamente, de los epicentros. La razón de muestreo de las señales fue de un segundo, lo cual permite analizar la densidad de potencia espectral de las señales ULF en el rango de frecuencia donde se encuentran las pulsaciones geomagnéticas ( $f = 0.002 - 0.3$  Hz).

El periodo que escogieron cubre unos pocos meses antes y después de los terremotos, lo que les permitió dar a conocer la dinámica de gran escala de las características de escalamiento de las emisiones ULF (pendiente del espectro, dimensión fractal de las series de tiempo, etc.). Para excluir el efecto del tiempo local, los autores hicieron un análisis separado para los sectores del mediodía y noche.

Encontraron que el espectro de las emisiones exhiben, en promedio, un comportamiento de ley de potencia  $f^\beta$ , el cual es típico para la dinámica SOC. Para el terremoto de Guam las pendientes del espectro  $\beta$  y las dimensiones fractal  $D$  de las series de tiempo ULF manifestaron fluctuaciones estocásticas entre valores  $\beta = 2.5 - 0.7$  y  $D = 0.2 - 2.1$  con una pronunciada tendencia de la pendiente a decrecer, y para la dimensión fractal a crecer en el proceso de preparación del terremoto. Tomando en cuenta ciertos valores de la pendiente crítica  $\beta_c$  y la dimensión fractal crítica  $D_c$ , ellos sugirieron que el incremento gradual en los intervalos de tiempo de los valores en  $\beta$  disminuyendo y  $D$  incrementándose antes del terremoto se pueden considerar como firmas precursoras en lugar de los mismos valores críticos.



**Figura 8.** Variaciones de los valores medios diarios de la amplitud de la componente horizontal de las emisiones ULF registradas en Dusheti.

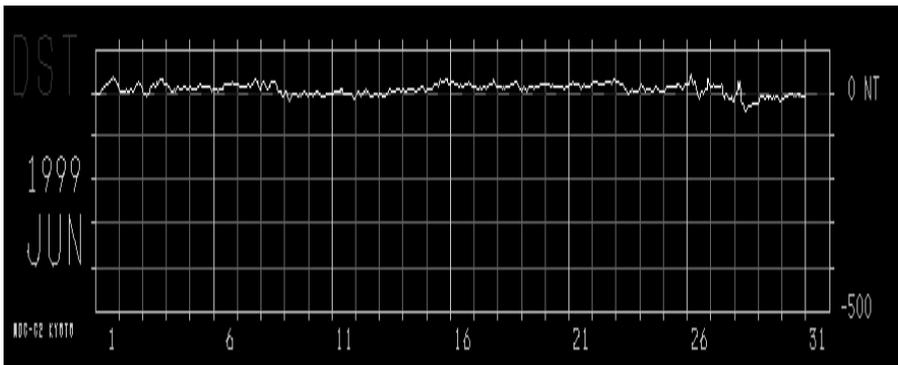


**Figura 9.** Emisiones ULF registradas con un magnetómetro de inducción de una componente previas al sismo de Loma Prieta.

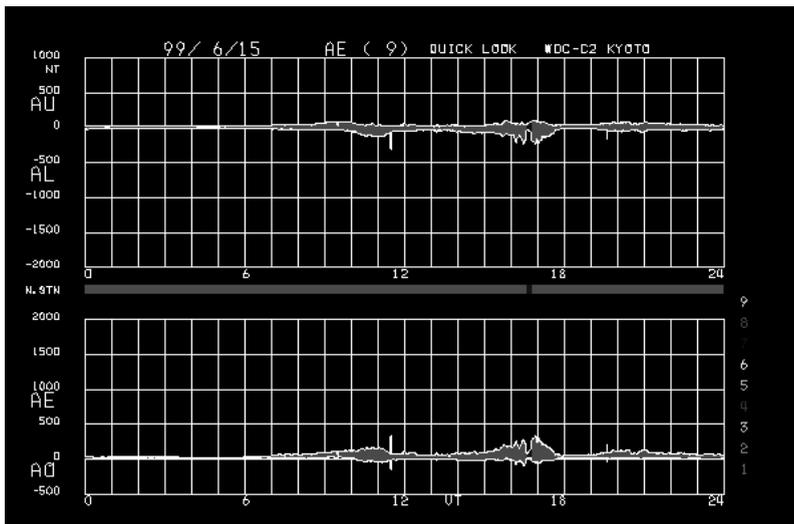
Smirnova, Hayakawa e Itoh (2000), hacen notar también que los valores de  $\beta$  y  $D$  ponen al descubierto el efecto de la actividad geomagnética. Esto es, se ponen de manifiesto las variaciones que hay cada 27 días en la pendiente del espectro de las emisiones ULF. Estas oscilaciones muestran que están en fase con las variaciones de 27 días en el índice  $K_p$  de actividad geomagnética. Este mismo análisis se llevó a cabo con el terremoto de Biak encontrándose las mismas características. Las propiedades fractales de las emisiones ULF en regiones sísmo activas fueron comparadas con las correspondientes características de emisiones ULF obtenidas en regiones sísmicamente quietas. Y la interpretación física de las propiedades fractales reveladas en las series de tiempo ULF geomagnéticas se hizo sobre la base de considerar el concepto SOC.

### **Micropulsaciones en el observatorio magnético de Teoloyucan antes, durante y después del sismo de junio de 1999, de magnitud $M_s7.0$ a las 20:42 GMT con epicentro ( $-97.5^\circ, 18.18^\circ$ ) a una profundidad de 69 km en México**

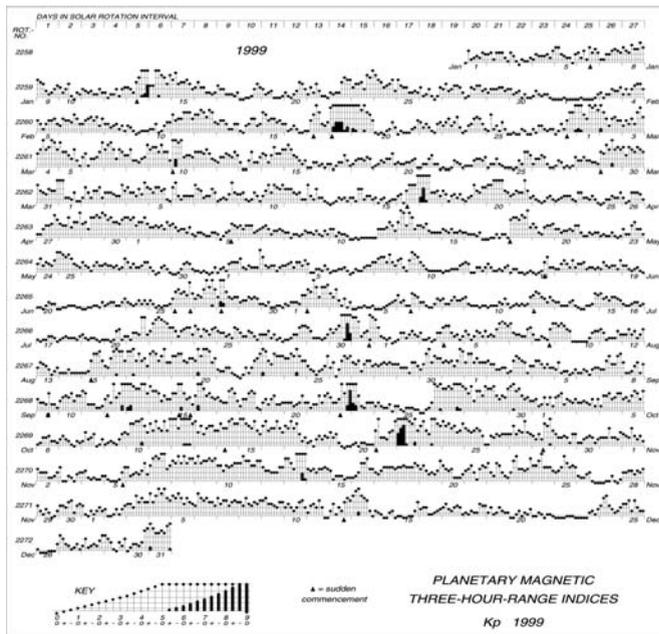
La actividad geomagnética dada por el índice Dst durante el mes de junio de 1999 se muestra en la Figura 10. Se puede apreciar que no hay tormentas magnéticas y notamos además que casi todo el mes es calmado magnéticamente, en particular los días antes y después del 15. Por otro lado la actividad dada por el índice AE muestra muy poca o nula actividad magnética unas horas antes, durante, y después del sismo (Figura 11). Finalmente, usando el índice planetario  $K_p$  vemos que también corresponde a una actividad magnética baja antes del sismo, con un poco de actividad durante el periodo del 15 al 18 de junio, como se muestra en la Figura 12.



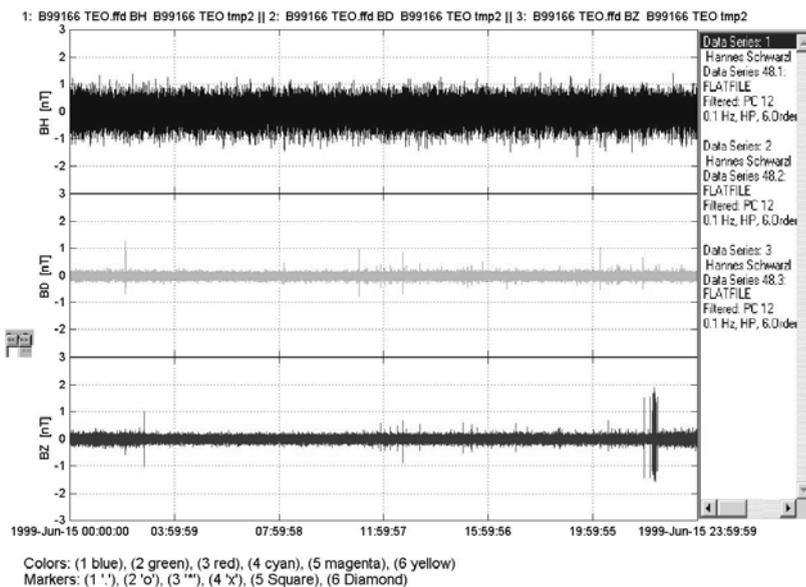
**Figura 10.** Actividad geomagnética dada por el índice Dst durante el mes de junio de 1999.



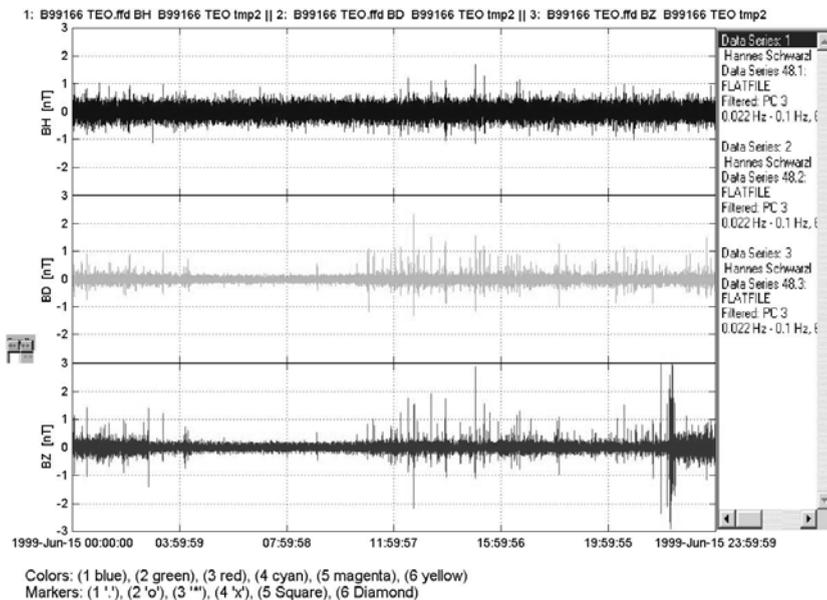
**Figura 11.** Actividad geomagnética dada por el índice AE mostrando muy poca o nula actividad magnética unas horas antes durante y después del sismo.



**Figura 12.** Comportamiento geomagnético dado por el índice planetario Kp vemos que corresponde a una actividad magnética baja antes del sismo y un poco de actividad durante el 15 al 18 de junio.



**Figura 13.** Ondas ULF en la banda Pc1-2.



**Figura 14.** Ondas ULF en la banda Pc3.

Las Figuras de la 13 a la 18 muestran los datos ULF del día 15 de junio de 1999. Se puede apreciar una actividad que es a corto plazo, ya que los datos fueron escogidos tomando en cuenta una actividad geomagnética muy baja. Los datos de micropulsaciones corresponden a las bandas Pc1-2 (0.1Hz-2.0Hz), Pc3 (0.022Hz-0.1Hz), Pc4(0.007Hz-0.022Hz), Pc5(0.002Hz-0.007Hz), Pi1(0.025Hz-2.0Hz), Pi2(0.0067Hz-0.025Hz), y muestran las siguientes características:

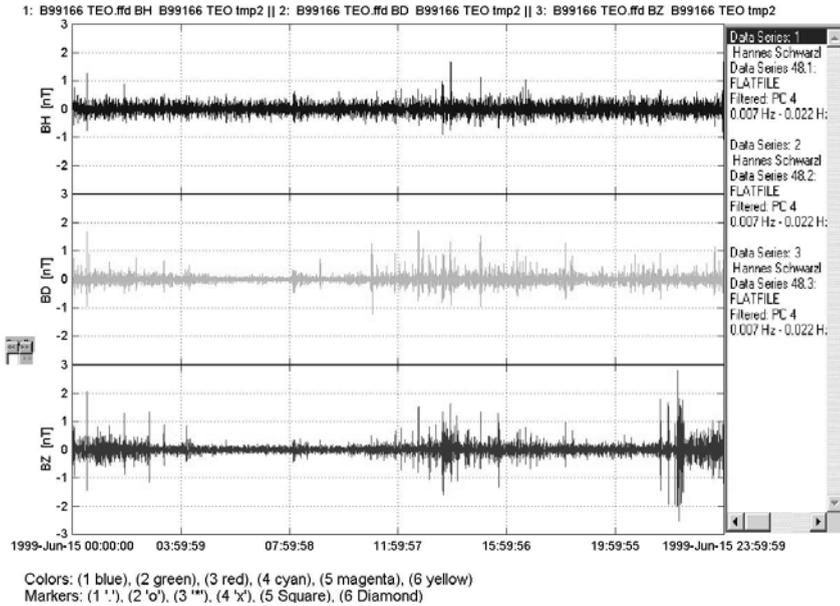
- En la banda Pc1-2 y Pc3 no hay actividad durante el día 15 junio. Tan solo una hora y media después del sismo hay una gran amplitud de cerca de dos nanoteslas en la componente Bz que dura 30 minutos, y un evento parecido en las primeras horas de la mañana del día 14 de junio, pero durante el día 18, es decir, tres días después, no hay actividad. Hay que hacer notar que no se tuvieron datos de los días 16 y 17 de junio.
- En la banda Pc4 se tiene un poco de actividad en la componente Bz, aproximadamente siete horas antes del sismo que dura alrededor de una hora y, de manera similar a las bandas anteriores, hay actividad en Bz alrededor de hora y media después de ocurrido el sismo, así como también el día 14 a las primeras horas de la mañana. El día 18 fue calmado.
- En la banda Pc5 hay actividad en las tres componentes, ocho horas antes del sismo, que dura más de 5 horas e, igual que las bandas anteriores, hay actividad en la componente Bz después del sismo. El día 18 hay un poco de ruido en Pc5.
- En la banda Pi1 el comportamiento es similar al de las primeras tres bandas. Pero en la banda Pi2, además del mismo comportamiento que la banda Pi1, hay un poco de actividad 6 horas antes del sismo, como en la componente Bz, que dura una hora.

## Discusiones y conclusiones

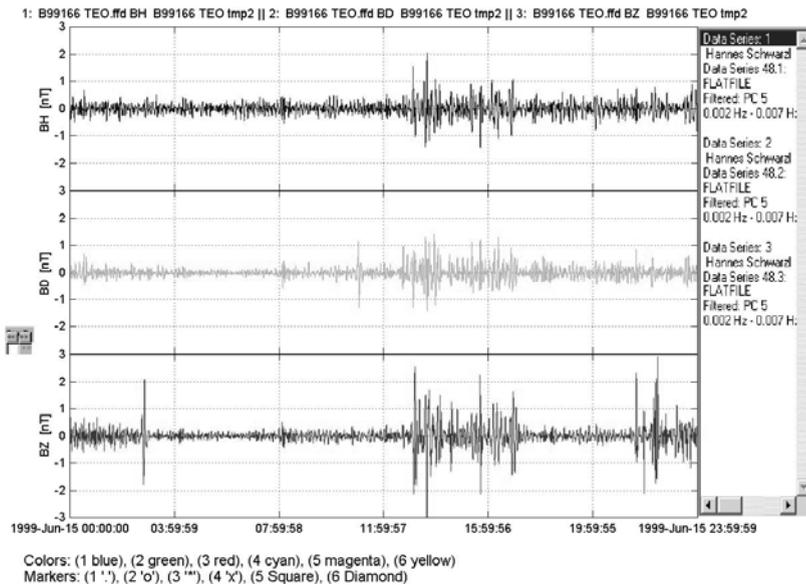
Es importante reconocer que a medida que avanzamos en los estudios de eventos electromagnéticos antes, durante, y después de un terremoto, nos acercamos más a la posibilidad de predicción del mismo. Es pues sólo cuestión de tiempo el que se puedan prever o mitigar daños al tener conocimiento de la posible ocurrencia de un terremoto.

Es también importante hacer notar que todas las bandas en el espectro electromagnético están involucradas en la manifestación de un terremoto por una u otra causa física. Pero para poder cuantificar los posible mecanismos físicos de la manifestación electromagnética en un terremoto es necesario contar con una red de estaciones electromagnéticas que cubran un área grande alrededor del epicentro.

Se ha visto que el método de registro de señales ULF es el más prometedor debido a que es un posible predictor de terremotos a corto plazo. Varios grupos entre ellos Japón, Rusia, Ucrania y China están poniendo todos sus esfuerzos en continuar con una investigación a fondo en el problema de la predicción de terremotos usando este método.



**Figura 15.** Ondas ULF en la banda Pc4.



**Figura 16.** Ondas ULF en la banda Pc5.

Se han obtenido resultados convincentes en los terremoto de Kagoshima, Iwate, Izu y Matsushiro, de la presencia de anomalías magnéticas en la banda ULF pre-sísmicas. Esto es:

- Un incremento en la polarización (la razón de la intensidad entre las componentes vertical y horizontal) pocas semanas antes del choque principal.
- Parece haber una tendencia hacia un incremento de las componentes horizontales justo antes del terremoto.
- Parece existir una persistencia de la componente Bz incrementarse.

Es importante buscar la limpieza de los datos, tales como el ruido y los efectos globales, como son las pulsaciones geomagnéticas de origen magnetosférico. En estos casos es importante usar datos de referencia como, por ejemplo, el índice Dst de subtormentas magnetosféricas en las zonas aurorales, el índice AE en puntos conjugados, así como el índice de actividad geomagnética global o planetaria, Kp, que nos dan indicaciones de la ocurrencia de tormentas geomagnéticas, que son, a final de cuentas, los fenómenos causantes de la mayoría de las pulsaciones geomagnéticas.

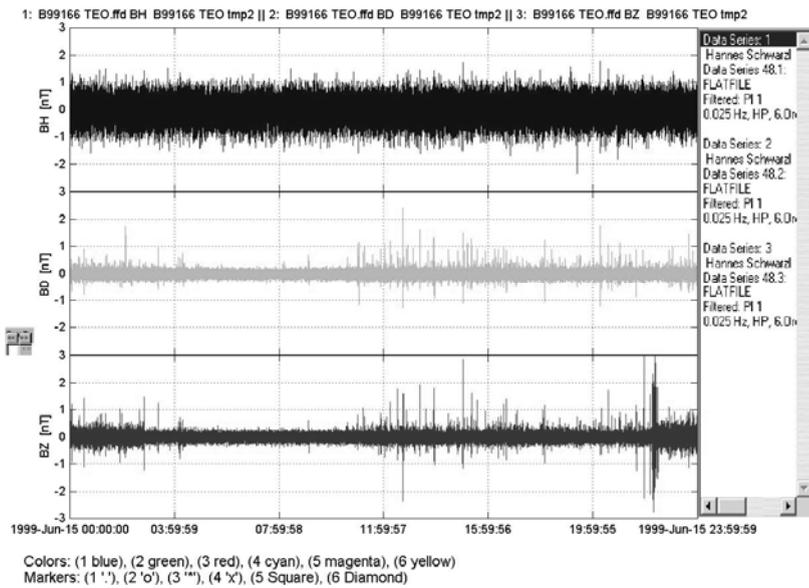
Un gran número de investigadores señalan que es importante encontrar una correlación de las firmas magnéticas de las ondas ULF con otras señales eléctricas, y con emisiones acústicas relativas al terremoto, para clarificar el origen de las ondas ULF. Así pues, para poder investigar la fuente y los mecanismos de transmisión, es importante la estimación de la dirección de llegada de las señales ULF.

Es importante también considerar el uso de tratamientos de señales para la reducción efectiva del ruido, como es el caso de los métodos de análisis espectral, wavelt o de fractales. Así como un análisis magneto telúrico en detalle.

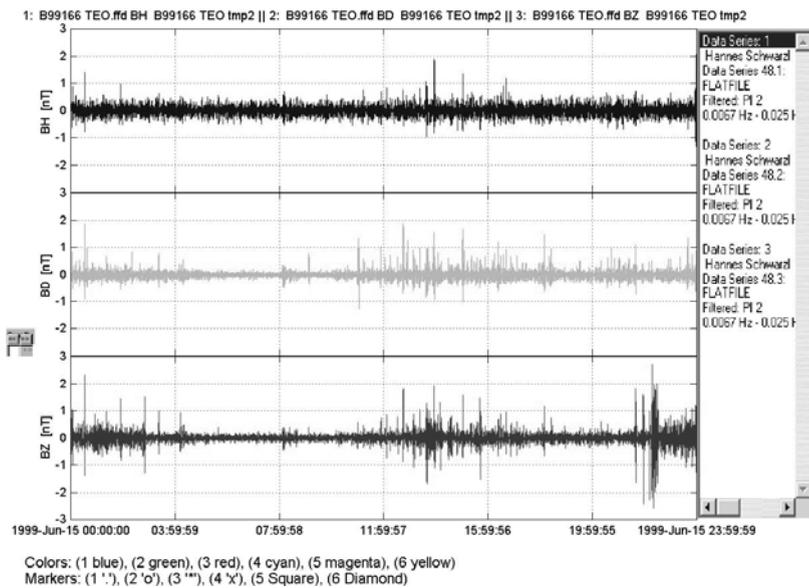
Finalmente, el sismo de junio 15 de 1999 ocurrido en México, es un buen ejemplo para correlacionar con las onda ULF, ya que se presenta en un momento de baja actividad magnétosférica, que nos muestra cierta amplitudes en todas las bandas en la componente Bz, el día anterior al sismo, en las primeras horas de la mañana y hora y media después del sismo. Por otro lado, en la banda Pi2, en la componente Bz, así como la banda Pc5, en las tres componentes, muestran actividad durante varias horas antes del sismo, indicando la presencia de un posible precursor en las más bajas frecuencias, horas antes del sismo.

## Referencias

Afonin, V.V., Molchanov, O.A., Kodama, T., Hayakawa, M. and Akentieva, O.A., 1999. Statistical Study of Ionospheric Plasma Response to Seismic Activity: Search for Realiabe Results from Satellite Observations, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, 597-617.



**Figura 17.** Ondas ULF en la banda Pi1.



**Figura 18.** Ondas ULF en la banda Pi2.

- EGS (European Geophysical Society), 2002. *Scientific Programme*, Nice.
- Fraser-Smith, A., Bernardi, C. A., McGill, P.R., Ladd, M.E., Hellowell, R.A. and Villard, Jr., O.G., 1990. Low-frequencies magnetic field measurements near the epicenter of the Ms7.1 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1465-1468.
- Fujinawa, Y., and Takahashi, K., 1995. Characteristics of Electric Field Variations in Boreholes before and after the Kobe earthquake, *The Earth Monthly (Gekkan Chikyu)*, 13, 175-184.
- Geller, ed., 1996, *Geophys Res. Letters*, Vol. 23, No.11.
- Gokhberg, M.B., Morgounov, V. A., Yoshino, T. and Tomizawa, I., 1982. Experimental measurement of electromagnetic emissions possible related to earthquake in Japan, *J. Geophys. Res.*, 87, 7824-7828.
- Hayakawa, M., Kawate, R., Molchanov, O.A. and Yumoto, K., 1996. Results of ultra- low- frequencies magnetic field measurements during Guam earthquake of 8 August 1993, *Geophys. Res. Lett.* 23, No. 3, 241-244.
- Hayakawa, *et al.*, 1996. Anomalies in the sub-ionospheric VLF signals for the 1995 Hyogo- ken Nanbu Earthquake, *J. Phys. Earth*, 44, 413-417.
- Kopytenko, Yu. A., Matishvili, T. G., Moronov, P.M., Kopytenko, E.A. and Molchanov, O.A., 1993. Detection of ultra-low-frequencies emissions connected with the Spitak earthquake and its aftershock activity, based on geomagnetic pulsations data at Dusheti and Vardzia observatories, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 77, 85-95.
- Kushida, Y., and Kushida, R., 1997. On a possibility of earthquake forecast by radio observations in VHF band, *Riken review*, No. 19, Focused on High Performance Computing in RIKEN 1997, 152-160.
- Lighthill, Sir James, ed., 1996. Critical Review of VAN, 376 pp., World Scientific, Singapore.
- Maeda, K., 1996. Decametric radiation at the time of the Hyogo-ken Nanbu earthquake near Kobe in 1995, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2433-2436.
- Milne J., 1886. *Earthquakes and other Earth movements*, The International Scientific Series, New York, D. Appletonand Company, 286.
- Miyakoshi, J., 1985. On some problems of the variations of self-potentials observed in an active fault, the Yamaski fault. *Disaster Prev. Res. Inst. Annu.*, 28B, 127-132.
- Okamoto T. *et al.*, 1995. Abnormal variation recognized before and after the occurrence of the 1995 southern Hyogo prefracture earthquake, *Bull. Fukui College of Technology*, No. 29, 185-192.
- Rikitake, T., 1987. Magnetic and electric signals precursory to earthquake: An analysis of Japanese data, *J. Geomag. Geoelectr.*, 39, 47-61.
- Sinelnikov V.M. and Chmyrev, V.M., 1999. The variations of Statistical Characteristics of the Amplitude and Phase Fluctuations of Radio Signals during Spitak Earthquake, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, 641-646.

- Smirnova N., Hayakawa, M. and Itoh, T., 2000. Fractal characteristics of the ULF geomagnetic fields in seismoactive regions and their dynamics in relation to earthquakes. International Workshop on Seismo Electromagnetics, 2000 of ASDA, p. 12, September 19-22, Chofu- City, Tokyo, Japan.
- Surkov V. and Pilipenko V., 1999. The Physics of Pre-Seismic Electromagnetic ULF signal, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, 357-370.
- Sobolev, G.A., 1975. Application of electric method to the tentative short-term forecast of Kamchatka earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 113, 229- 235.
- Surkov V., 1999, ULF Electromagnetic Perturbations Resulting from the Fracture and Dilatancy in the Earthquake Preparation Zone, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, 371-382.
- Warwick, J. W., Stoker, C. and Meyer, T.R., 1982. Radio emission associated with rock fracture: Possible application to the great Chilean earthquake on May 22, 1960, *J. Geophys. Es.*, 87, 2851-2859.
- Yamada T. and Oike, K., 1996. Electromagnetic radiation phenomena before and after the Hyogo-ken Nanbu earthquake, *L. Phys. Earth*, 44, 405-412.
- Yépez E., Pineda, J.G., Peralta, J.A., Porta, A.V., Pavia-Miller, C.G. and Angulo-Brown, F., 1999. Spectral Analysis of ULF Electric Signals Possibly Associated to Earthquakes, published in *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, Ed. M. Hayakawa, 115-121, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo.

# Prospecciones geofísicas y arqueológicas para la recuperación de la traza urbana de Panamá La Vieja: el caso de la calle Santo Domingo

Orlando Caballero\*

Alexis Mojica\*\*

Juan Martín-Rincón\*\*\*

## Abstract

The historical monumental site of Panama La Vieja is filled of archaeological information that allows us approach the processes of adaptation and lifestyle of those first European inhabitants that settled in the American Continent.

Aimed to retrieve and establish constructive characteristics and arrangement of the main ways of this site, geophysical and archaeological surveys were carried out in the western side of the Santo Domingo convent, located on the northern side of the main square of the old city.

The application of geophysical techniques by means of measuring and analysis of the geoelectrical properties of the subsoil in this zone, and its subsequent treatment through computational systems, confirm the results obtained through archaeological survey, which revealed the presence of a cobbled street, whose dimensions were also determined.

In this case, the utilization of non-destructive techniques for the detection of archaeological structures make allowance for covering wide areas and gathering information almost immediately, what enables us optimize research resources and state priorities when carrying out archaeological researches.

## Resumen

El Conjunto Histórico Monumental de Panamá La Vieja posee información arqueológica que permite acercarse a los procesos de adaptación y modos de vida de los primeros pobladores europeos en el continente americano.

\* Escuela de Física, Universidad de Panamá.

\*\* Instituto de Geociencias, Depto. de Física, Universidad de Panamá, Laboratoire de Géophysique Appliquée – Université de Paris VI.

\*\*\* Laboratorio de Arqueología, Patronato Panamá Viejo, Universidad de Huelva.

Con el objeto de recuperar y establecer las características constructivas y disposición de una de las principales vías de este sitio, se desarrollaron prospecciones geofísicas y arqueológicas en el área occidental del Convento de Santo Domingo, ubicado al norte de la Plaza Mayor de la antigua ciudad.

La aplicación de técnicas geofísicas, a través de la medición y análisis de las propiedades geoelectricas del subsuelo en esta zona, y su posterior tratamiento con sistemas informáticos especializados, corroboraron los resultados de los sondeos arqueológicos, los cuales revelaron la existencia de una calle empedrada con cantos rodados, permitiendo, a su vez, establecer las dimensiones de la misma.

En este caso, la utilización de técnicas no destructivas para la detección de estructuras arqueológicas posibilita cubrir áreas más extensas y obtener información de forma casi inmediata, lo que permite optimizar recursos de investigación y establecer prioridades al momento de llevar a cabo intervenciones arqueológicas.

## **Introducción**

Panamá La Vieja fue fundada el 15 de agosto de 1519 por Pedro Arias Dávila. Se convirtió en la primera fundación hispana en el Mar del Sur y base para las expediciones de conquista del sur del continente. De igual forma se consolidó como el punto de tránsito de las mercancías provenientes de Europa, así como del oro y la plata procedentes del Perú. En 1671 el pirata inglés Henry Morgan destruyó la ciudad, lo que motivó, dos años más tarde, su traslado al sector que actualmente se conoce como el Casco Antiguo. A partir de esta fecha el sitio es abandonado y sólo fue hasta mediados del siglo XX, que el desarrollo urbano comenzó a absorber los arrabales de la antigua ciudad, lo que permitió, en gran medida, la preservación de los contextos arqueológicos de los siglos XVI y XVII Rovira (2002).

A partir de 1996, con la creación del Patronato Panamá Viejo, se plantea un programa integral para la protección, conservación, investigación y divulgación del Conjunto Monumental, mediante el aporte de diversas disciplinas como la historia, la arqueología, la geofísica, la arquitectura, y la conservación.

Dentro de los proyectos en curso está el de la identificación y caracterización de las calles coloniales, con el fin de interpretar y recuperar la antigua traza urbana.

El objetivo de este trabajo se centra en la delimitación de la calle de Santo Domingo, sobre el costado occidental del convento del mismo nombre, la cual se extiende desde la esquina noroccidental de la Plaza Mayor, hasta la periferia de la ciudad, en dirección al Puente del Rey (Figura 1).

La revisión de la información histórica disponible y los datos arqueológicos recuperados durante el Programa de Prospección Subsuperficial, que desarrolla el



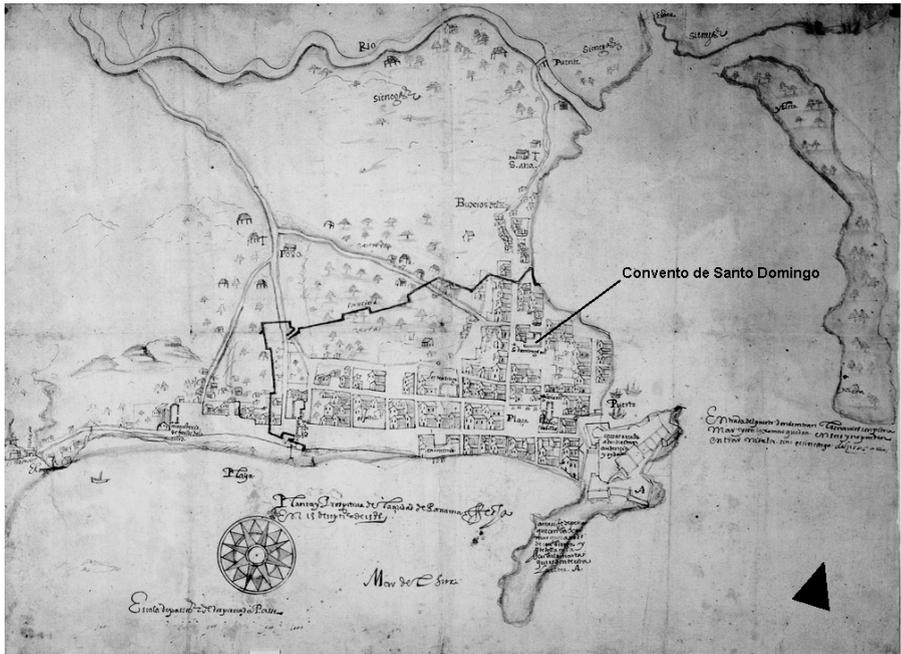
**Figura 1.** Mapa del Conjunto Histórico Monumental de Panamá La Vieja. Se indican los puntos de referencia para este artículo.

laboratorio de arqueología del Patronato Panamá Viejo, permitieron establecer la base para el diseño y desarrollo de este proyecto.

### **Reseña histórica en torno a la traza urbana**

Las referencias históricas disponibles, acerca de la traza urbana de Panamá La Vieja, son escasas. Los únicos datos de fuentes primarias que, por ahora, pueden ofrecernos información acerca del parcelario urbano de la ciudad son los planos históricos.

Parece claro que el trazado urbano de las ciudades fundadas por los españoles, se regía por las Ordenanzas dictadas por el Rey Felipe II, en 1573, con calles que se cortan en ángulos rectos, dividiendo la ciudad en “manzanas”. Panamá, dada su temprana fundación, escapó a esta influencia debido también a las condiciones topográficas del espacio Mena-García (1992).

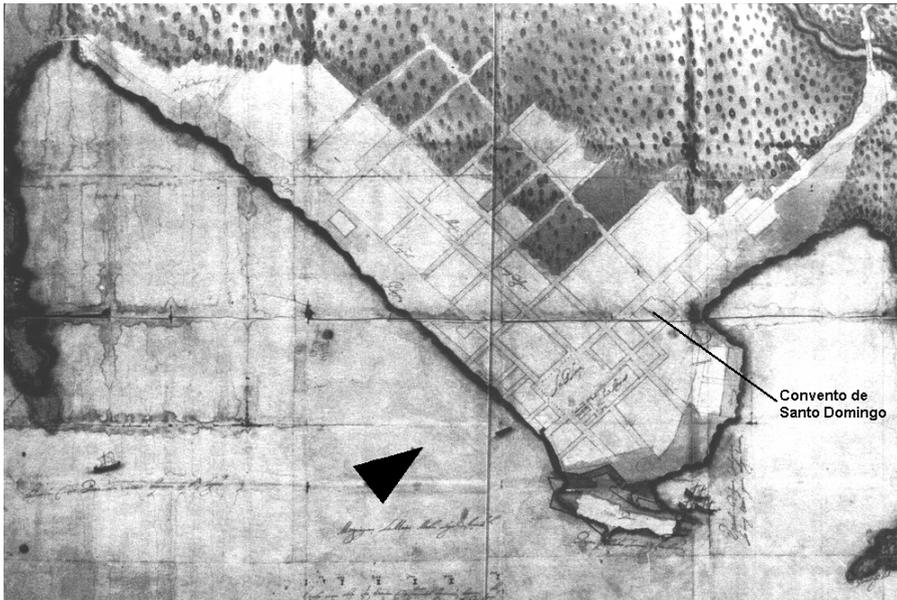


**Figura 2.** Mapa de la Ciudad de Panamá elaborado por Juan Bautista Antonelli en 1586 (Biblioteca del Museo Naval de Madrid, Ministerio de Defensa, Madrid).

El plano levantado por Juan Bautista Antonelli en 1586 (Figura 2) nos muestra una traza urbana relativamente ortogonal y regular, propia del modelo urbano de la época, pero que se adecuó a las limitaciones topográficas y características del paisaje. Presenta también un conjunto de asentamientos dispersos hacia el norte, en el sector conocido como Malambo, Martín-Rincón (2000b).

El otro registro que se tiene de la traza urbana de la ciudad es el plano realizado por Cristóbal de Roda en 1609 (Figura 3). Se aprecia también la uniformidad del trazado alrededor de la Plaza Mayor y el considerable aumento de las parcelas al alejarse de ella. El plano muestra el crecimiento de la ciudad sobre el sector oeste y una porción de la zona noreste Martín-Rincón (2000b).

Referencias históricas de la calle de Santo Domingo se encuentran en las descripciones de 1610. Se hace referencia específica a esta calle, con un recorrido de 307 metros; a su derecha, once casas, el convento de Santo Domingo y un solar, y a su izquierda, veintidós casas más. A partir del espacio vacío, en dirección norte, la calle se prolongaba 125 metros más, con una docena de viviendas sobre su costado izquierdo. A partir de este punto y tras un vacío de 50 metros, la calle seguía la misma dirección, a manera de sendero o camino, de 636 metros, finalizando en el Puente del Rey, en esa época de madera Mena-García (1992).



**Figura 3.** Mapa de la Ciudad de Panamá elaborado por Cristóbal de Roda en 1609 (Archivo General de Indias, Mapas y Planos; Panamá, 27, Sevilla).

Es claro que los planos son herramientas que permiten acercarnos al entendimiento del trazado urbano de Panamá La Vieja, pero no nos brindan información acerca de las características constructivas de las calles, las posibles diferencias entre ellas, cómo influía el trazado de las calles en el desarrollo urbano del sitio y en la vida cotidiana de sus habitantes.

### **Geología del área**

De manera general, el Istmo de Panamá presenta diferencias en sus contexturas geológicas debido a la formación lenta que experimentó a lo largo del tiempo. Desde un punto de vista geológico, la zona está constituida por rocas ígneas que pertenecen al período preterciario. De acuerdo con notas geológicas publicadas por Rubio en 1949, las formaciones del oligoceno están sobre las formaciones del eoceno, y las mismas son observadas superficialmente en el área de mayor estudio realizado en el Istmo, el área del canal y sus alrededores. En relación a la base sedimentaria existente a lo largo de esta área canalera, la misma está formada por estratos de conglomerados de la Formación Bohíos, recubiertas por caliza que se extienden a lo largo de la zona este.

Por otra parte, las tobas del Eoceno y las rocas sedimentarias más antiguas del Oligoceno constituyen la base de la ciudad de Panamá. Este conglomerado se compone de fragmentos redondeados y angulares de rocas ígneas de color negro, cementadas por una toba oscura estratificada en muchos fragmentos redondeados, debido a la acción del agua en las orillas de los ríos y arroyos. Los estratos de guijarros y guijas, transportados y separados por los de arenisca y arcilla también están presentes Rubio (1949). El área de trabajo forma parte de la Formación Panamá, facie marina del Terciario-Oligoceno Superior.

En cuanto a los análisis efectuados a la tierra en el sitio arqueológico, se ha podido detectar un 65% de silicio, 3% de potasio y 2% de sodio; lo restante está constituido por basalto, el cual está formado por plagioclasas o feldespatos, albita y anortita, y además están presentes los minerales máficos, los cuales están constituidos por elementos ferromagnéticos Rubio (1949).

## Metodología de investigación

### *Prospección geofísica (principios físicos, instrumentación y tratamiento de los datos)*

Los métodos de prospección eléctrica tienen como objetivo determinar la resistividad eléctrica de las estructuras que conforman el medio prospectado. En el suelo, la resistividad eléctrica de la formación ( $\rho$ ) se encuentra estrechamente relacionada con la cantidad de agua y el nivel de salinidad contenida en las rocas, la presencia de arcilla y óxidos, entre otros factores Dubois et Diament (2001).

Para el caso de un medio homogéneo e isótropo, el valor de  $\rho$  no depende de la posición en el espacio ni de la dirección de la corriente eléctrica. El valor del campo eléctrico  $E$  en un punto  $M$  situado a una distancia  $r$  de un electrodo de inyección que se encuentra ubicado en un punto  $A$  sobre la superficie de dicho medio, estará dado en términos de la ley de Coulomb por:

$$\vec{E}_M = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{q}{r^2} \hat{r} \quad (1)$$

en donde  $\epsilon_0$  corresponde a la permitividad eléctrica del vacío. En la práctica, no se conoce el valor de la carga  $q$ . Por otro lado, la ley de Ohm podemos representarla como:

$$\vec{J} = \frac{1}{\rho} E_M \quad (2)$$

donde el vector  $J$  representa la densidad de corriente eléctrica. Como nos encontramos con un semi-espacio, las líneas de corriente eléctrica  $i$  en el subsuelo, describen una semi-esfera de radio  $r$ , por tanto, puesto que  $J$  está dado en términos de la variación de la intensidad de corriente ( $di$ ) por unidad de superficie ( $dS$ ), podemos afirmar que:

$$J = \frac{di}{dS}$$

Calculando el valor de  $i$  en la semi-esfera mencionada, encontramos que:

$$di = JdS \quad \rightarrow \quad i = J(2\pi r^2) \quad (3)$$

y de las expresiones (1), (2) y (3), obtenemos que la carga transmitida en el medio estará dada por:

$$q = 2\varepsilon_0\rho i \quad (4)$$

Con este resultado es posible obtener una expresión para el campo eléctrico del punto dado:

$$\vec{E}_M = \frac{\rho i}{2\pi r^2} \hat{r} \quad (5)$$

y gracias a la definición del gradiente del potencial eléctrico, podemos encontrar la expresión del potencial eléctrico en el punto  $M$  ( $V_M$ ) a partir de (5) como:

$$\vec{E}_M = -\nabla V_M$$

donde tendremos que:

$$V_M = \frac{\rho i}{2\pi r} + constante$$

Pero el valor de dicha constante es nulo si el valor de  $V_M$  es nulo, para un punto situado en el infinito ( $r \rightarrow \infty$ ). De esta forma, tendremos que:

$$V_M = \frac{\rho i}{2\pi r} \quad (6)$$

La expresión (6) puede extenderse al caso de dos electrodos de corriente situados sobre la superficie del terreno, es decir, un segundo electrodo de corriente situado en un punto  $B$  sobre dicha superficie. Este par de electrodos, constituirán un circuito cerrado. El potencial eléctrico medido en el punto  $M$  estará dado por:

$$\begin{aligned} V_M &= V_A + V_B \\ &= \frac{\rho i}{2\pi r_A} - \frac{\rho i}{2\pi r_B} \\ &= \frac{\rho i}{2\pi} \left( \frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

En la práctica, se emplea otro par de electrodos para realizar la medición del potencial eléctrico y, es la diferencia de estos potenciales ( $\Delta V$ ), la que nos dará información sobre la resistividad eléctrica del volumen de suelo a estudiar. Denominando entonces estos dos electrodos como  $M$  y  $N$ , tendremos que:

$$\begin{aligned} \Delta V &= V_M - V_N \\ &= \left[ \frac{\rho i}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \right] - \left[ \frac{\rho i}{2\pi} \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \end{aligned}$$

donde  $AM$  y  $BM$  corresponden a las distancias que hay entre cada uno de los electrodos de corriente  $A$  y  $B$ , y el electrodo de potencial  $M$ , respectivamente; y por otro lado,  $AN$  y  $BN$  como las distancias que separan cada electrodo de corriente  $A$  y  $B$  del electrodo de potencial  $N$ , respectivamente. La expresión anterior puede escribirse como:

$$\Delta V = \frac{\rho i}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (8)$$

En la expresión (8), el factor entre paréntesis que contiene los parámetros de distancia, corresponde al factor geométrico y, es evidente, que el mismo depende de la distribución de los electrodos sobre el terreno Dubois et Diament (2001).

Si tomamos en cuenta las heterogeneidades existentes en el subsuelo, estaríamos hablando de una resistividad aparente ( $\rho_a$ ) que depende de la configuración geométrica de los electrodos y representa un valor promedio de las resistividades del medio a estudiar.

Hoy día existe una gama de arreglos electródicos que, de acuerdo con el interés que se tenga, permite el cálculo de la resistividad aparente del subsuelo. En el método de cartografiado y su aplicación en la arqueología, se emplea un arreglo de electrodos muy particular: el dispositivo polo-polo Hesse *et al.* (1986). En este sistema, se emplean un par de electrodos móviles, que pueden desplazarse a lo largo de un perfil dado: uno para la inyección de corriente (electrodo  $A$ ) y el otro, para la medición del potencial eléctrico (electrodo  $M$ ). Por otro lado, el otro par de electrodos ( $N$  y  $B$ ) se separan a una distancia considerable y se disponen lejos del sistema móvil, además, permanecen fijos sobre el terreno. Esta disposición electródica permite realizar una aproximación para las distancias  $BM$ ,  $AN$  y  $BN$ , es decir, que si las mismas se asumen como infinitas, la expresión (8) podría representarse de la manera siguiente:

$$\begin{aligned}\Delta V &= \frac{\rho_a i}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \\ &= \frac{\rho_a i}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{\infty} - \frac{1}{\infty} + \frac{1}{\infty} \right) \\ &= \frac{\rho_a i}{2\pi} \frac{1}{AM}\end{aligned}$$

Si denotamos la distancia de separación entre los electrodos  $A$  y  $M$  como  $a$ , podemos encontrar una expresión para la resistividad aparente en términos de este arreglo electródico, la diferencia de potencial y la corriente eléctrica Imai *et al.* (1987):

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{i} \quad (9)$$

Un análisis sobre esta expresión conlleva a la posibilidad de desarrollar trabajos de campo que estén estrechamente relacionados con los métodos de cartografía. De acuerdo con diversos autores Telford *et al.* (1996), las rocas poseen un valor diferente de la resistividad aparente, en relación con el medio que les rodea, ya que existen valores reportados sobre los órdenes de magnitud de dicho parámetro para este tipo de materiales. Esta afirmación puede ser aprovechada en la arqueología, ya que las estructuras subsuperficiales, revelarán un contraste entre su valor y el de la tierra que las rodea Dabas *et al.* (1998). Podemos entonces hablar de una anomalía del parámetro físico que se estudia.

Es muy importante recalcar además que, en realidad, el subsuelo es heterogéneo y, por ende, se hace necesario emplear ciertos métodos numéricos, los cuales consideran el espacio como un conjunto de pequeños elementos que describen la distribución de la resistividad eléctrica.

### **Recolección de los datos**

Como ya se mencionó al inicio de este artículo, uno de los objetivos de esta investigación se enfocó en la parametrización de una de las principales vías de Panamá La Vieja, mediante la utilización de técnicas geofísicas. Para alcanzar dicho objetivo, fue necesario seleccionar una técnica de cartografía geofísica sobre la zona de interés, con el fin de obtener un mapa con las variaciones de la resistividad aparente del suelo.

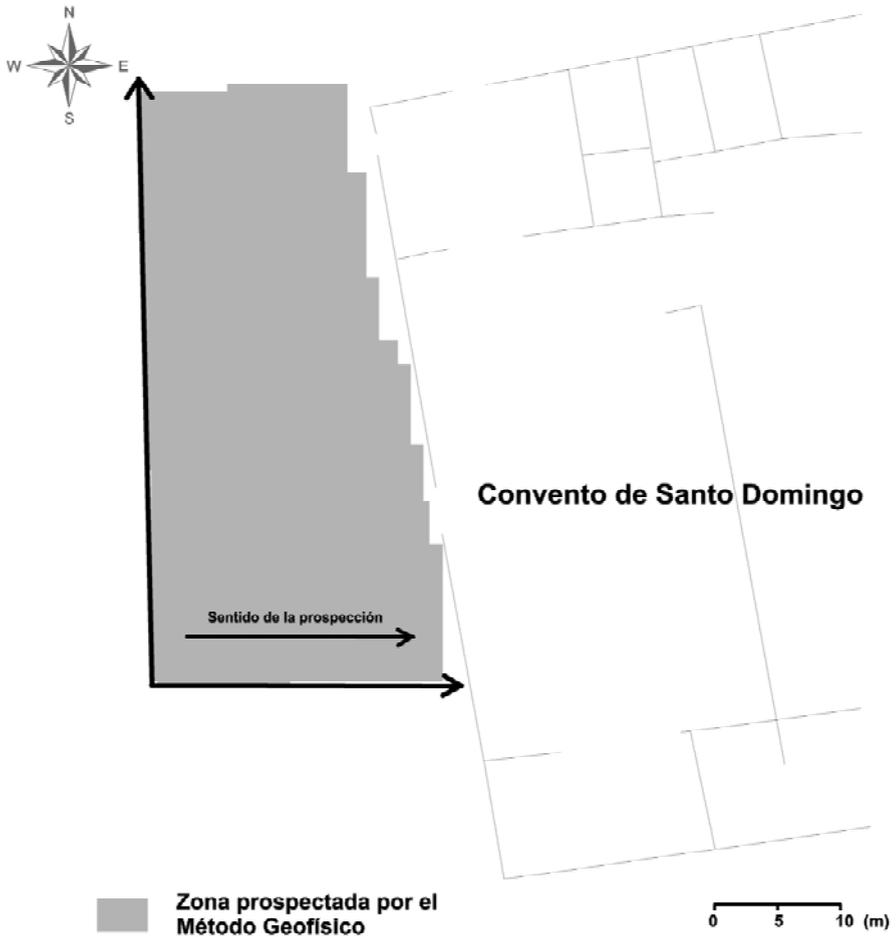
Una vez seleccionada la zona de estudio, se procedió a establecer una malla sobre el terreno, definiéndose también la dirección oeste-este para las líneas de prospección, o perfiles sobre el terreno, permitiendo de esta forma determinar el sentido de prospección geofísica de ida y vuelta a lo largo de dichos perfiles. La Figura 4 muestra una representación esquemática de este hecho. Cabe destacar además, que la información histórica que hemos citado en este artículo, sirvió de base para definir, tanto la separación entre los perfiles establecidos (1 m), como la separación de los electrodos móviles *A* y *M* a 1 m.

Como puede observarse en esta figura, el polígono en color gris representa la zona prospectada, la cual concentró un total de 952 valores de la resistividad aparente.

Por otro lado, cabe mencionar, que las jornadas de prospección geofísica se desarrollaron en las dos estaciones que presenta esta área tropical: la seca y la lluviosa. En las notas teóricas, se había mencionado la dependencia de la resistividad aparente con la cantidad de agua contenida en el subsuelo, por lo que fue necesario llevar a cabo un tratamiento estadístico de los datos recopilados, para determinar un valor promedio, con el fin de homogenizar la información.

El proceso de medición de la resistividad aparente se llevó a cabo mediante el uso de un resistímetro de tipo Geo Instrument, desarrollado por el CNRS de Francia. El sistema consta de una unidad de inyección de corriente, con un rango que va desde los 18 hasta los 450 mA, y una unidad de recepción capaz de registrar el valor del potencial eléctrico, con una escala que puede extenderse hasta los 2000 mV. La conexión de una fuente de voltaje de 12 V y 18 Ah (Amperio-hora) a la unidad de inyección de corriente, fue suficiente para llevar a cabo todas las jornadas de trabajo.

Las mediciones del potencial se hicieron empleando una intensidad de corriente de 18 mA.



**Figura 4.** Localización de la zona prospectada mediante el método geofísico, indicando el sentido de la prospección.

Con el valor del potencial eléctrico, la intensidad de la corriente eléctrica y la separación de los electrodos A y M ( $a$ ), puede llevarse a cabo la medición indirecta de la resistividad aparente, tal como lo señala la expresión (9).

Una vez obtenidos los datos, se representaron mediante una malla las proyecciones horizontal y vertical, y el valor de la resistividad aparente del suelo en cada estación. Gracias a la utilización de sistemas informáticos de posicionamiento global y de cartografía, fue posible obtener un mapa con la distribución espacial de la resistividad aparente del subsuelo.

Cabe destacar que las tareas de prospección se llevaron a cabo sólo en un sector de la calle, ya que ésta, como se mencionó en la reseña histórica referente a la

descripción y las dimensiones de la calle, es mucho más extensa (ver mapas históricos, Figuras 2 y 3).

La inquietud de saber cómo estaba dispuesto este camino principal más allá del convento de Santo Domingo (sobre todo hacia la zona norte) era de gran interés, ya que permitiría tener una cartografía completa de esta calle y la posible presencia del pavimento enterrado. Los valores de la resistividad aparente en el área norte revelaron una poca o casi nula información arqueológica sobre la calle, debido a diversas alteraciones recientes en el sector (Figura 1), como son los rellenos y la construcción de la Avenida Cincuentenario.

### ***Prospección arqueológica***

El Proyecto Arqueológico de Panamá La Vieja (PAPV) se ha venido desarrollando desde 1995, siendo un programa permanente de investigación en el Conjunto Monumental.

Su objetivo principal es el de interpretar el sitio, su evolución como paisaje, producto de la relación seres humanos-ambiente, desde su ocupación prehispánica, pasando por la fundación, uso y abandono, hasta la actualidad. Se trata de explorar “múltiples aspectos de la vida del pasado, desde los patrones de adaptación ecológica y utilización de recursos, hasta las construcciones ideológico-simbólicas de una época o de un grupo social” Rovira (2002).

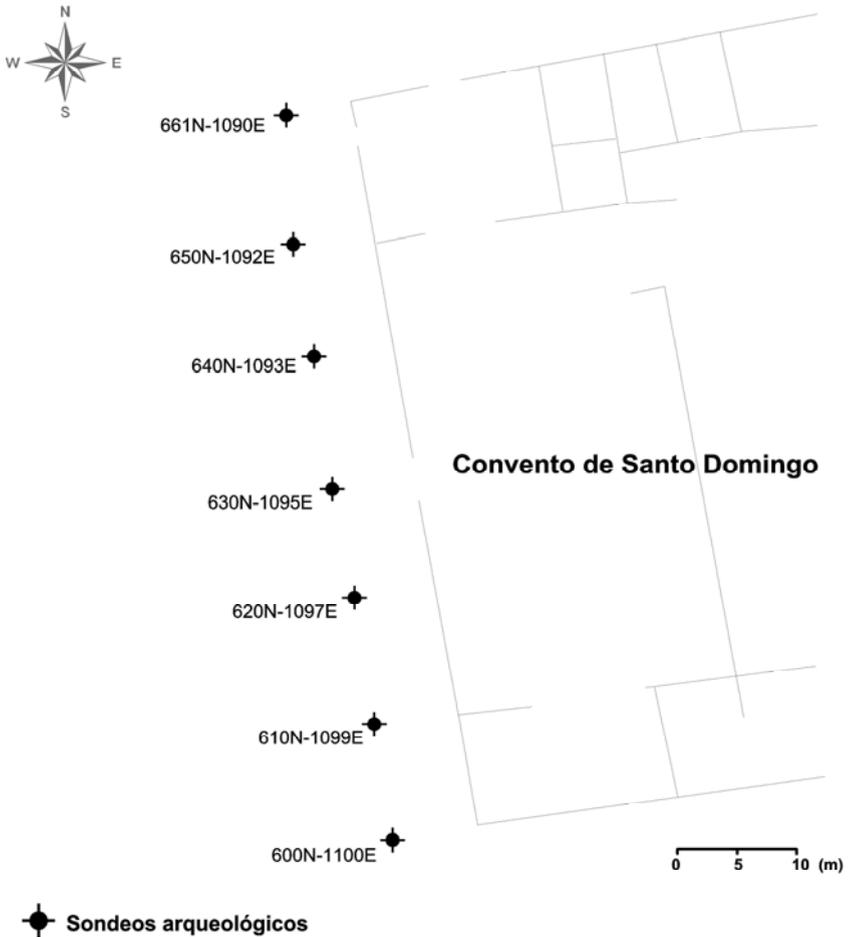
En particular, uno de los objetivos específicos del proyecto está relacionado, justamente, con la comprensión de la evolución del asentamiento, de sus inmuebles y su traza urbana Rovira (2002).

Con el fin de responder a estos interrogantes y recolectar información acerca del entramado urbano de la antigua ciudad, se han ejecutado intervenciones arqueológicas en los alrededores de la Plaza Mayor, particularmente sobre las vías principales.

En este sentido las prospecciones arqueológicas han tenido como objetivos principales, la identificación de niveles de pisos (presencia, ausencia), delimitación de calles y edificios y la detección de estructuras relacionadas con ellas (desagües, por ejemplo) Brizuela (1996a; 1996b; 1998a; 1998b; 1999a; 1999b; 1999c); Mendizábal (1996; 1998); Mendizábal y Brizuela (1997); Martín-Rincón (2000a, 2000b, 2001).

En tal caso se han llevado a cabo, por ejemplo, tareas de limpieza de empedrados en los alrededores de la Plaza, específicamente en la Calle del Obispo Brizuela (1996a) y, recientemente, la prospección arqueológica en los alrededores del convento de Santo Domingo, con el propósito de recabar información en torno a la calle del mismo nombre, sus características constructivas, disposición, niveles, entre otros aspectos Martín-Rincón (2000b). Vale la pena señalar que algunas de

las estructuras identificadas hasta el momento corresponden a intervenciones recientes por parte de la Alcaldía de Panamá, hace varias décadas, la cual coordinó tareas de restitución y reconstrucción de pavimentos en algunas de las calles de la antigua ciudad.



**Figura 5.** Localización de los sondeos arqueológicos (unidades estratigráficas) con su respectiva nomenclatura.

La prospección arqueológica hace parte de las etapas preliminares de investigación, en donde se identifican y proponen hipótesis para responder en fases posteriores. De acuerdo con los objetivos y los alcances del proyecto, existen diversas alternativas para abordar el espacio. En este caso, resultaba operativo el muestreo dirigido en los tramos que se asumen como calle, tendiendo transectos

sesgados que nos ofrecieran una vista general del pavimento y abarcaran el máximo de área Martín-Rincón (2000b). Los transectos se componen por una serie de sondeos (1x1 m) dispuestos cada 10 m (Figuras 5 y 6). Se mantuvieron homogéneas las dimensiones de las unidades de excavación (sondeos) con el fin de que la información pudiera ser correlacionada Martín-Rincón (2000b).



**Figura 6.** Prospección arqueológica de la Calle de Santo Domingo (a la derecha las ruinas del convento). Vista de la calle (hacia el sur) y localización de las unidades de excavación (la primera que se observa corresponde a 661N-1090E).

Otra información que se tuvo en cuenta, fue la de las excavaciones periféricas al área de nuestro actual estudio, ya que ofrecían datos acerca de las condiciones estratigráficas y características de los depósitos arqueológicos. Al momento de analizar el registro recolectado, se correlacionó con la escasa información histórica con la que se cuenta.

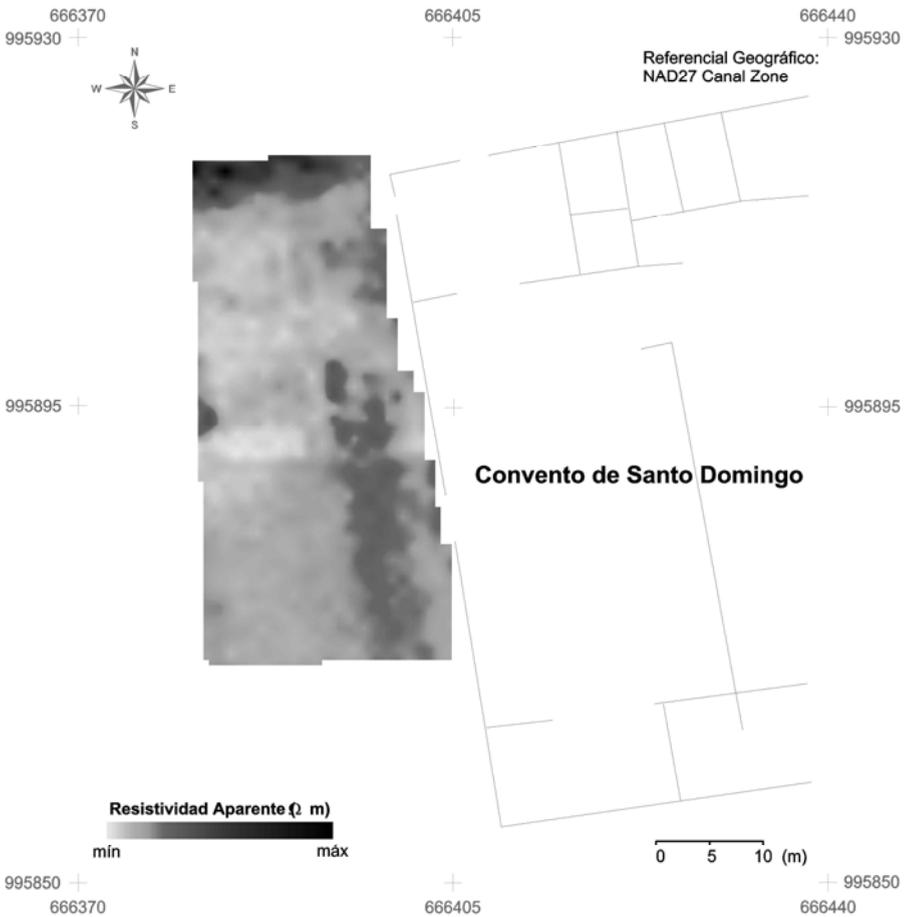
## **Resultados**

### ***Prospección geofísica***

El proceso de interpolación se realizó después de haber completado los mecanismos de correlación de coordenadas métricas, o coordenadas simples, con

las de posicionamiento global (coordenadas UTM), y de tratamiento estadístico para la corrección de las diferencias de la resistividad aparente durante las dos condiciones climáticas, húmeda y seca, características de Panamá.

Con los parámetros de interpolación bien definidos, fue posible generar un mapa sobre la distribución espacial de la resistividad aparente del subsuelo en la zona frontal del convento de Santo Domingo. Este tipo de procesos nos permite evaluar las anomalías de dichos parámetros, reveladas con base en el contraste existente entre el rasgo arqueológico subsuperficial y su entorno. El resultado de esta prospección geofísica que se muestra en la Figura 7, representa las ruinas arqueológicas (convento de Santo Domingo) y el mapa de las anomalías de la resistividad aparente del subsuelo.

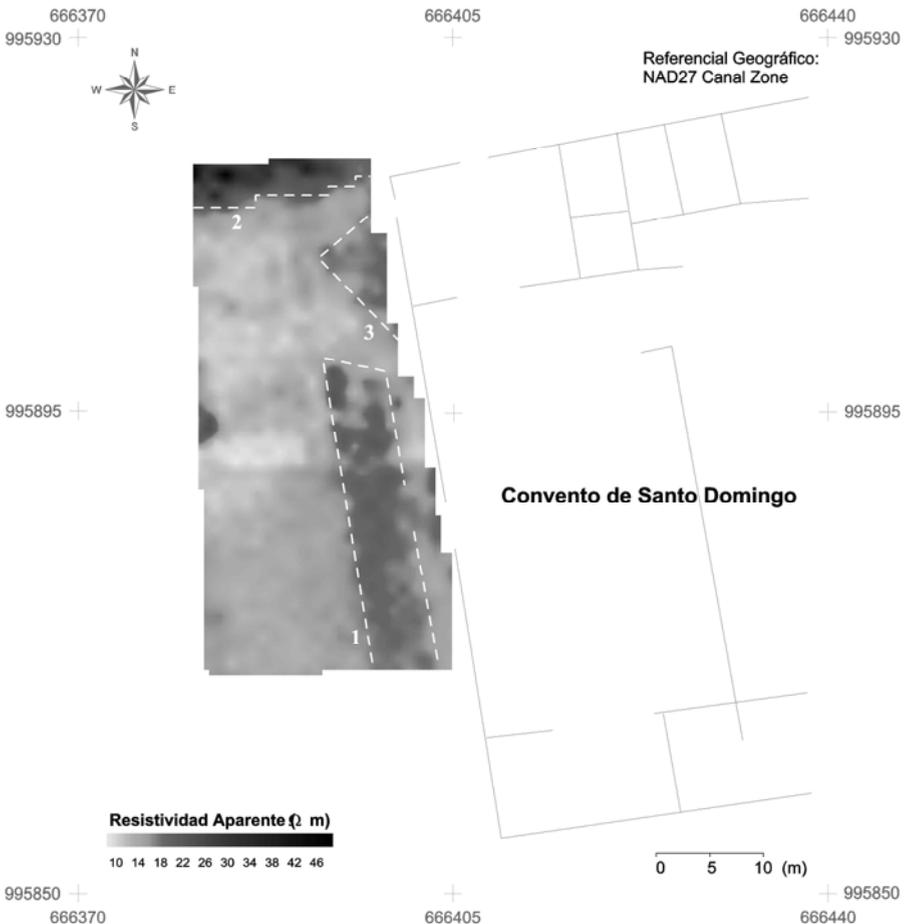


**Figura 7.** Mapa de las variaciones espaciales de la resistividad aparente y ubicación de las ruinas del convento de Santo Domingo.

Este mapa muestra una anomalía de la resistividad aparente muy bien definida en dirección SE-NO, con valores mayores a los 17  $\Omega\text{m}$ , y casi paralelo al muro frontal de las ruinas del convento.

El mapa de la Figura 8, representa la interpretación final de los resultados obtenidos en el mapa de la Figura 7.

En este mapa, se trazaron 3 polígonos que denotan las anomalías más importantes. Las mismas se encuentran representadas por líneas punteadas; por un lado, el polígono 1 constituye la anomalía que ya hemos definido y que, de acuerdo con la información de las prospecciones arqueológicas, representa una sección de la calle hispánica. Los valores de la resistividad eléctrica de esta anomalía se encuentran en un rango entre los 17 y 26  $\Omega\text{m}$ .



**Figura 8.** Interpretación final del mapa de resistividad aparente de la Figura 7.

Por otro lado, la anomalía de la resistividad aparente que se delimita con el polígono 2, se encuentra estrechamente relacionada con los reportes de Rubio (1949) en sus notas geológicas. Dicha anomalía constituye el límite de una roca ígnea, la cual se hace evidente en gran parte de la superficie del Conjunto Monumental. Es notable el elevado rango en que se encuentran los valores de la resistividad eléctrica de esta anomalía: superior a los 25  $\Omega$ m. Estos resultados concuerdan con los reportados en otros estudios Telford *et al.* (1996).

Finalmente nos encontramos con la anomalía que se especifica en el polígono 3. Su rango de resistividad aparente es similar al de la anomalía del polígono 1 y, de acuerdo con esto y con su distribución en el espacio, parece corresponder con otro tramo de la calle hispánica.

### ***Prospección arqueológica***

Teniendo en cuenta que la Calle de Santo Domingo transcurría desde la esquina noroeste de la Plaza Mayor hacia el Puente del Rey, entendiéndola entonces como una vía de especial importancia comercial, ésta, muy seguramente, tendría una disposición de cantos rodados que le permitiera soportar tráfico pesado. Así mismo, no sería raro que tuviese un sistema de drenaje que mantuviera la calle libre de agua en épocas de lluvia. Por esto, es muy posible que el piso encontrado al frente del convento de Santo Domingo esté relacionado, directamente, con el piso colonial original, dadas sus características y disposición (desniveles, acequia) (Figura 9). Además, la acumulación de materiales constructivos sobre los cantos indicaría el período de abandono de la ciudad. Vale la pena señalar que esta zona del Conjunto Monumental no ha sufrido, aparentemente, alteraciones tan marcadas, en los últimos años Martín-Rincón (2000b).

El inicio de la calle, saliendo desde la esquina de la Plaza, tiene marcadas intervenciones recientes que impiden entender con claridad lo que ocurre. Tenemos unos pisos de cantos rodados y un muro que, aparentemente, habría sido levantado hace poco. Es posible que el nivel del piso identificado en este sector se relacione con un piso colonial, pero no se observa con claridad su disposición. Así mismo, el muro aislado señalaría una vía de unos 5 m de ancho, no concordando con el ancho de la misma hacia el convento, de 9 m aproximadamente; esto sustentaría la hipótesis de que este muro puede ser falso (PAPV, 2000b).

Es posible entonces que existan distintas respuestas arquitectónicas en las calles de la antigua ciudad, dependiendo de sus usos, tránsito e importancia dentro de la traza urbana colonial, así como procesos constructivos relacionados con períodos específicos del crecimiento urbano de Panamá La Vieja, lo que estaría demostrado por la presencia y ausencia de cantos rodados y, eventualmente, diseños particulares en la disposición de las piedras Martín-Rincón (2000b).



**Figura 9.** Sondeo PV 630N-1095E, Nivel 2. Se observa el piso de cantos rodados y el uso de adoquines en el eje de la calle.

En resumen, a partir de las intervenciones realizadas en diversos puntos del Conjunto Monumental, se han podido identificar pisos de cantos rodados que presentan ciertas características que podrían remitir a tradiciones constructivas de los habitantes de Panamá La Vieja. El uso de este tipo de pavimentos es recurrente en áreas de tráfico pesado y espacios públicos, como calles, zaguanes y patios. De igual forma se ha observado la utilización de maestras<sup>1</sup> espaciadas cada 80 a 90 cm. Es homogéneo el tamaño de las rocas, salvo en los de la Calle del Obispo y Calle de Santo Domingo, en donde se incorporan adoquines (piedras cuadrangulares) a los pisos. No se ha podido identificar diseño alguno además del que pueda producir la utilización regular de las maestras. De igual forma no se ha encontrado información que permita confirmar la utilización de mortero con cal para la disposición de las piedras, sino que la técnica constructiva parece ser la de cantos rodados apisonados sobre camas de tierra cernida (pisos flotantes) Martín-Rincón (2001).

<sup>1</sup> “La maestra es cada una de las fajas de baldosa, ladrillo, roca o mortero que, como referencia, se colocan para facilitar, ordenar y orientar el tendido de un lecho de pavimento” Martín-Rincón (2001).

## Conclusiones

Arqueológicamente, el programa de recuperación de la traza urbana de Panamá La Vieja es una actividad que demanda una gran cantidad de tiempo y una considerable inversión de recursos. Sin embargo, mediante la implementación de técnicas de prospección geofísica ha sido posible optimizar recursos y tiempo, cubriendo extensiones mayores y obteniendo información de manera casi inmediata. La combinación de técnicas geofísicas y arqueológicas nos ofrece información contrastante y complementaria, que nos permite programar actividades prioritarias y enfocar la atención en aspectos específicos del proyecto arqueológico. Cabe resaltar que la combinación de distintas técnicas geofísicas ofrece mejores resultados, sin embargo en este proyecto, el uso de un magnetómetro de Cesio, dada su sensibilidad, no aportó más información debido a un sin número de factores externos, específicamente el tránsito vehicular cercano (Vía Cincuentenario), tendidos eléctricos y presencia de basura metálica (clavos, tapas de refrescos, entre otros).

En nuestro caso el método eléctrico de resistividad brindó información confiable de la calle colonial resaltando tres zonas de interés particular que representamos con los polígonos anteriormente descritos (1, 2 y 3). La prospección arqueológica nos indicaba la presencia de cantos rodados en la calle y suponíamos que estos se extendían uniformemente. Sin embargo se puede observar en la cartografía una discontinuidad entre las tres zonas, lo que bien podría indicar niveles de alteración del área o pérdida de materiales de la calle (polígono 1 y 3), por lo que se requerirán sondeos arqueológicos puntuales con el fin de responder a este interrogante; más aún, las dimensiones de esta anomalía guardan relación con los resultados obtenidos en las excavaciones arqueológicas, confirmando así, la delimitación de la calle hispánica. En cuanto al polígono 2, parecería claro que la existencia de la roca volcánica facilitaba su adecuación como área de tránsito.

Los rangos de resistividad eléctrica de la anomalía (pavimento de cantos) son del orden de los 17 y 26  $\Omega\text{m}$ , mientras que los de la roca volcánica están por encima de los 26  $\Omega\text{m}$ . Estos datos, sumados a las mediciones que se siguen llevando a cabo, son también relevantes porque permiten asignar rangos de resistividad a los diferentes rasgos arqueológicos del Conjunto Monumental. Por tanto el considerar la información geológica, así como la presencia de otras estructuras en piedra (en nuestro caso el muro oeste del Convento) fue clave al momento de interpretar los datos obtenidos. Por este motivo, por ejemplo, no se tomaron medidas cerca al muro para evitar enmascarar los datos de la calle con los que nos proporcionan los muros coloniales.

Para la interpretación de la traza urbana, el registro arqueológico (los pavimentos de las calles, su calidad, disposición y dimensiones) nos puede revelar diferencias en cuanto al uso e importancia de las vías de Panamá La Vieja. En este

sentido, por ejemplo, el contar con una calle provista de cantos rodados y sistema de drenaje, implica una inversión de tiempo y dinero superior, que a su vez puede relacionarse con el poder adquisitivo de quien habita sus costados. Por tanto, el análisis de las estructuras arquitectónicas coloniales nos ofrece información acerca de diferenciación social. Una prueba de esto es que los pisos de cantos rodados identificados hasta el momento, se encuentran ubicados en las calles principales. Aunque las excavaciones se han concentrado en el área que posee estructuras arquitectónicas de cal y canto, es factible suponer que cuando se exploren los sectores coloniales populares de Malambo y Pierdevidas, no se encuentren pisos ni estructuras con las mismas características que las excavadas hasta ahora.

Finalmente, hay que tener en cuenta que la mayoría de las intervenciones en el Conjunto Monumental, previas a la gestión del Patronato Panamá Viejo, no fueron documentadas y, por tanto, es difícil asignar, con certeza, una época confiable a todos los pavimentos identificados hasta ahora. Lo cierto es que, independientemente de su asignación temporal, la prospección geofísica resulta eficaz para la detección de este tipo de rasgos. Sin embargo esta actividad no puede suplir la intervención arqueológica que permite interpretar el registro arqueológico. Seguramente con la implementación de técnicas geofísicas y arqueológicas, y trabajo interdisciplinario, será posible responder a las diversas preguntas planteadas y recuperar la traza urbana de Panamá La Vieja.

## Referencias

- Brizuela A., 1996a. *Informe final de trabajo de campo en: El Cabildo, San José, Hospital San Juan de Dios, Calle Obispo*, Proyecto arqueológico Panamá La Vieja, Patronato Panamá Viejo, Panamá, 24 pp.
- , 1996b. *Informe final Calle Obispo, Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, 15 pp.
- , 1998a. *Informe técnico de excavación: Hospital San Juan de Dios. Segunda exploración, Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, 19 pp.
- , 1998b. *Informe técnico de la excavación en Catedral, Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, 20 pp.
- , 1999a. *Programa de prospección subsuperficial 400N-1350E (Casas Reales), Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, Informe Inédito, 22 pp.
- , 1999b. *Programa de prospección subsuperficial 450N-950E, 550N-1000E (Compañía de Jesús), Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, Informe Inédito, 64 pp.

- , 1999c. *Programa de prospección subsuperficial 700N-1050E, monumento asociado al norte del Convento de Santo Domingo, Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, Informe Inédito, 9 pp.
- Dabas M., Delétang H., Ferdière A., Jung C. et Zimmermann W., 1998. *La Prospection. Errance*, París, 223 pp.
- Dubois J. et Diamant M., 2001. *Géophysique*, Dunod, París, 211 pp.
- Hesse A., Jolivet A. and Tabbagh A., 1986. New prospects in shallow depth electrical surveying for archaeological and pedological applications, *Geophysics*, 51(3), 585-594.
- Imai T., Sakayama T. and Kanemori T., 1987. Use of ground-probing radar and resistivity surveys for archaeological investigations, *Geophysics*. 52(2), 137-150.
- Martín-Rincón J., 2000a. *Programa de prospección subsuperficial 450/500N-1150/1200E (Catedral), Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, Informe Inédito, 76 pp.
- , 2000b. *Programa de prospección subsuperficial 450/650N-1050/1200E., Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, Informe Inédito, 83 pp.
- , 2001. *Programa de prospección subsuperficial 100/200N-150/300E, Proyecto arqueológico Panamá la Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, Informe Inédito, 48 pp.
- , 2002. *Pisos coloniales en Panamá La Vieja: una manera de afianzar el status. Arqueología de Panamá La Vieja*, Avances de investigación, época colonial, Rovira B. y Martín-Rincón J. (Eds.). Patronato Panamá Viejo-Vicerrectoría de Investigación y Postgrado, Universidad de Panamá, 225-238.
- Mena-García M.C., 1992. *La Ciudad en un Cruce de Caminos (Panamá y sus orígenes urbanos)*, Escuela de Estudios Hispano-Americanos de Sevilla, Sevilla, 317 pp.
- Mendizábal T., 1996. *Temporada de campo abril septiembre, Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, Informe Inédito, 87 pp.
- , 1998. *Sondeo de la Plaza de Panamá Viejo. Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, Informe Inédito, 27 pp.
- Mendizábal T. y Brizuela A., 1997. *Casas Terrín, Proyecto arqueológico Panamá La Vieja*, Patronato Panamá Viejo, Panamá, Informe Inédito, 61 pp.
- Rovira B., 2002. *El proyecto arqueológico Panamá La Vieja: balance de un quinquenio, Arqueología de Panamá La Vieja-Avances de investigación*, Rovira B. y Martín-Rincón J. (Eds.), Patronato Panamá Viejo-Universidad de Panamá, 1-18.

- Rubio A., 1949. *Notas sobre Geología de Panamá*, Tall. Imp. Nacional, Panamá, 183 pp.
- Telford W., Geldart L. and Sheriff R., 1996. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge, 770 pp.

# Remoción del ruido dispersivo asociado a la riguridad topográfica presente en los registros sísmicos

Luis Montes<sup>\*</sup>  
Robinson Quintana<sup>\*\*</sup>  
Sandra Céspedes<sup>\*\*</sup>  
Alfredo Ghisays<sup>\*\*</sup>  
Nancy Espíndola<sup>\*\*\*</sup>  
Gabriel Pérez<sup>\*\*\*\*</sup>

## Abstract

In areas with rugged topography, a coherent and high amplitude dispersive noise is generated. To remove this signal, static corrections have been applied, getting satisfactory results for smooth topography and short offset. A method based in prediction and remotion of such unwanted waves, is presented. When the source wavelet and the shallow velocity model are known, the strata response can be reproduced and consequently removed. The method was implemented in a finite-element algorithm, which solves the wave equation for a layered model, sampling each time interval. The results show a noticeable attenuation of the noise in the records, in both synthetic and real cases.

## Resumen

En zonas con topografía rugosas, se produce en la capa somera un ruido sísmico coherente y dispersivo de gran amplitud. Esta señal se ha intentado remover aplicando correcciones estáticas, logrando buenos resultados para elevaciones moderadas y pequeñas distancias fuente-receptor. Se presenta un método basado en la predicción y remoción de tales ondas. Al conocer la ondícula de la fuente y el

\* Universidad Nacional de Colombia, Edificio Manuel Ancizar, Of. 3082, Bogotá, Colombia, correos electrónicos: lmontes@ciencias.unal.edu.co, montesvides@yahoo.com

\*\* Universidad Nacional de Colombia, Edificio Manuel Ancizar, Bogotá, Colombia.

\*\*\* Inforpetrol-Ltda., Carrera 16 # 79-55, Bogotá, Colombia.

\*\*\*\* Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL), Bogotá, Colombia.

modelo de velocidades somero, se puede reproducir la respuesta de los estratos y removerla. El método se implantó mediante un algoritmo basado en elementos finitos, resolviendo la ecuación de onda para cada intervalo de muestreo. Los resultados muestran una atenuación sustancial del ruido en los registros, en los casos sintético y real.

## **Introducción**

En las últimas décadas, la prospección en zonas denominadas de piedemonte se ha incrementado en Colombia como resultado del hallazgo de importantes yacimientos de hidrocarburos en estas áreas, cuyas características predominantes son una topografía rugosa con variaciones severas en elevación e inhomogeneidad en las capas someras del subsuelo

En las secciones sísmicas procesadas de datos adquiridos en piedemonte, es común observar imágenes poco claras del subsuelo profundo a partir del punto donde comienza el escarpe de la montaña; ello indica la influencia de la complicada topografía y el inadecuado desempeño de los procesos rutinarios. Las ondas se reflejan en la interfase suelo-aire, generando múltiples que transportan información de la topografía a los detectores, lo que se registra como eventos de dispersión. Nótese que en el contexto de este trabajo se usará acá el término “dispersión” para referirse al fenómeno de superposición de multitud de eventos originados a partir de reflexiones múltiples resultado de las inhomogeneidades de un medio (como las irregularidades de la topografía en este caso) que se combinan para dar lugar a un campo de onda de gran complejidad; este fenómeno es comúnmente referido por la palabra “scattering” que corresponde a su denominación en inglés. Para que este tipo de eventos se generen en una interfase irregular como la superficie del terreno se requiere que las irregularidades presentes tengan una extensión relativamente pequeña, comparable con la longitud de onda del campo de onda sísmico, de manera que para dicho campo actúen como una fuente puntual. En la medida que esto ocurra se entiende que la interfase es rugosa, en el sentido utilizado en este trabajo. Para las velocidades usuales en las capas someras y los contenidos de frecuencia comunes en prospección sísmica para hidrocarburos, en general se requiere que estas irregularidades se extiendan en una longitud del orden de 50 m a 100 m o menos. Debido a la presencia de la superficie libre y a la baja velocidad de las capas someras, las impedancias acústicas en ellas son grandes y por consiguiente las amplitudes de los múltiples son de orden mayor a los provenientes de los reflectores mas profundos, por lo que obscurecen la señal de interés.

El efecto de la topografía se intenta eliminar usualmente mediante la aplicación de correcciones estáticas para llevar las fuentes y detectores a un nivel o datum Yilmaz (1991), procedimiento exitoso cuando la onda se propaga verticalmente, es decir, cuando la elevación es pequeña y los detectores están cerca de la fuente. Otro enfoque usado para remover el efecto de la topografía es continuar el campo de onda hasta un nivel o datum, procedimiento llamado *wave equation datuming* Bevc (1996), o migrar desde la topografía los disparos del registro completo antes de apilar Yang *et al.* (1999).

Con el objeto de superar esta dificultad, se presenta un método de predicción del fenómeno dispersivo y remoción de su señal en el registro por solución de la ecuación de onda mediante elementos finitos, para separar la respuesta asociada a la capa meteorizada y a la influencia de la topografía, y de este modo atenuar su presencia en las secciones sísmicas. El método propuesto se basa en dos premisas: la primera es el conocimiento del modelo de velocidad en profundidad de las capas someras, para la cual se supone que el modelo consta de una capa meteorizada de baja velocidad sobre una capa subyacente semi-infinita; la segunda premisa es la estimación apropiada de la ondícula de la fuente en un registro de disparo. Conocidas la fuente y el modelo somero se simula la respuesta, debida exclusivamente a las capas superficiales donde se produce el ruido coherente.

Este ruido puede ahora ser removido del registro sísmico dejando los datos filtrados con la señal deseada. Se realizó un estudio controlado con datos sintéticos, utilizando como fuente una ondícula de Ricker. En un segundo estudio, con datos de una zona del piedemonte colombiano, se extrajo la ondícula de un registro y se introdujo al software de elementos finitos para simular una respuesta similar a la real. Los registros filtrados mostraron mejoría de la imagen de los disparos y un realce apreciable de los reflectores.

### **Ecuación de onda y elementos finitos**

El método de elementos finitos es un procedimiento numérico para solucionar ecuaciones diferenciales de la física-matemática ampliamente aceptado; el método usa una formulación integral para generar un sistema algebraico de ecuaciones acopladas, una por cada elemento Segerlind (1984). Al usar el método de Galerkin Zienkiewicz (1992), en cada elemento finito, la ecuación de onda se expresa como:

$$[M]\{\ddot{u}\} + [K]\{u\} = \{f\}, \quad (1)$$

donde en (1)  $[M]$  representa la llamada matriz de masa,  $[K]$  la matriz de rigidez,  $\{f\}$  es el vector de fuerza o fuente y  $\{u\}$  el campo de la onda en el elemento. La ecuación (1) se resuelve a través del esquema implícito de Euler Langtangen (1999), obteniendo en cada elemento del modelo, el campo de onda en el instante  $l$ :

$$\{u\}^l = 2\{u\}^l - \{u\}^{l-2} - \Delta t^2 [M]^{-1} \left\{ [K] \{u\}^{l-1} + \{f\} \right\} \quad (2)$$

en (2)  $\Delta t$  es el intervalo de muestreo,  $\{u\}^l$ ,  $\{u\}^{l-1}$  y  $\{u\}^{l-2}$  son las soluciones del campo de onda en los instantes actual ( $l$ ), anterior ( $l-1$ ) y previo al anterior ( $l-2$ ).

El esquema recursivo expresado en la ecuación (2) es consistente para valores de  $l > 0$ , pero para  $l = 0$  no lo es, por lo cual es necesario tomar en cuenta las condiciones iniciales, por eso adicionalmente a la ecuación (2) se aplicará la forma discreta de la condición inicial  $\partial\{u\}/\partial t = 0$  que implica que  $\{u\}^{-1} = \{u\}^0$ . Con este resultado en la ecuación (2) con  $l=0$  se obtiene:

$$\{u\}^{-1} = \{u\}^0 - 0.5\Delta t^2 [M]^{-1} [K] \{u\}^0 \quad (3)$$

Un algoritmo que pretenda simular el comportamiento de la onda por elementos finitos debe dar valores iniciales del campo de onda a todos los elementos del modelo de acuerdo con la ecuación (3) y actualizar el valor del campo de onda en todos los elementos aplicando la expresión (2) para cada intervalo de tiempo.

Con el fin de minimizar las reflexiones en los bordes del modelo, se definió en sus bordes una zona atenuada Sarma *et al.* (1998), en la cual a la ecuación (2) que simula la transmisión, se le adiciona un término de atenuación:

$$[M] \{ \ddot{u} \} + [C] \{ \dot{u} \} + [K] \{ u \} = \{ f \} \quad (4)$$

donde  $[C]$  es la matriz de amortiguamiento.

La solución de la ecuación de onda en la zona amortiguada está dada por:

$$\{u\}^l = \left\{ \frac{[M]}{\Delta t} + \frac{[C]}{2} \right\}^{-1} \left\{ \frac{[M]}{\Delta t} \left[ 2\{u\}^{l-1} - \{u\}^{l-2} \right] + \frac{[C]}{2} \{u\}^{l-2} - \Delta t \left[ [K] \{u\}^{l-1} + \{f\} \right] \right\} \quad (5)$$

Matemáticamente es complicado determinar la matriz de amortiguamiento, por tal razón esta matriz se aproxima como combinación lineal de las matrices de

rigidez y masa  $[C]=\alpha[M]+\beta[K]$  Zienkiewicz (1992). En este trabajo se usaron los valores  $\alpha=11.67$ ,  $\beta=0.00065$ , los cuales corresponden a los valores óptimos de esos parámetros y habían sido previamente hallados por Sarma y otros Sarma *et al.* (1998).

Las ecuaciones (3) y (5) representan un procedimiento recursivo, este algoritmo se implantó en C++ bajo la herramienta Diffpack v1.4 en una plataforma Linux de acuerdo con los lineamientos expresados por Langtangen (1996). El código fue parcialmente modificado para modelar la transmisión de una onda a través de medios con velocidades variables, así como para permitir el uso de una fuente externa que sustituya la ondícula de Ricker en caso de simular registros sísmicos de campo.

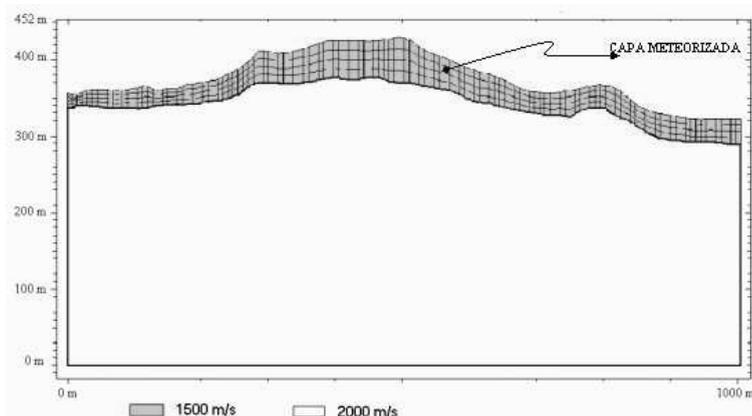
Para disminuir el tiempo de ejecución del programa y limitar la memoria requerida, el software almacena en cada intervalo de tiempo únicamente los valores del campo de onda de aquellos nodos donde están situados los geófonos. Para garantizar la estabilidad de la solución hallada en cada elemento del modelo discretizado, se requiere que se satisfaga una relación entre las dimensiones de la malla  $\Delta x, \Delta y$  en todos los elementos finitos del modelo, el intervalo de muestreo  $\Delta t$  y el campo de velocidad del medio  $V(x,y)$ , esta condición denominada de Courant establece que es necesario que  $\max(V(x,y))\Delta t \leq \sqrt{0.5}\Delta x$ , siendo  $\max(V(x,y))$  el máximo valor del campo de velocidad dentro del modelo. El intervalo de muestreo se definió de acuerdo con los estándares de la industria,  $\Delta t=0.002$  segundos que es el valor usual de las adquisiciones sísmicas.

### **Estimación del modelo**

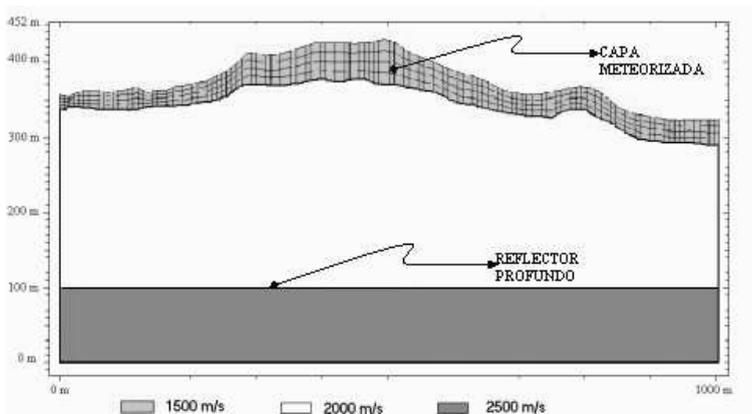
En datos reales, la estimación del modelo se puede acometer como un problema de tomografía, en el que a partir de los primeros arribos de la onda directa se estima la geometría de los estratos y el campo de velocidad. Se consideró una línea sísmica de una zona del piedemonte colombiano, en el departamento del Casanare. De esa línea, se seleccionó un segmento de 1 km con 24 disparos y 66 puntos de recepción para cada uno. A partir de estos datos se procedió a estimar un modelo preliminar considerando la profundidad y los tiempos de pozo (uphole time), este modelo se actualizó a través de un procedimiento de cálculo de estáticas de refracción, utilizando el software ProMAX. Finalmente se refinó el modelo mediante un procedimiento de tomografía de superficie, esta última etapa se llevó a cabo mediante el software GLI3D de la empresa Hampson & Russell..

Se realizó un ensayo con datos sintéticos para evaluar la efectividad del algoritmo en la remoción de la respuesta de la capa somera en un experimento controlado.

Se construyeron dos modelos, el primero contiene la capa somera con una superficie rugosa según los datos de topografía de una línea en el área de piedemonte colombiano, sobre un medio semi-infinito (Figura 1), y el segundo, con un reflector adicional en profundidad (Figura 2).



**Figura 1.** Modelo con la capa meteorizada sobre un medio semi-infinito, usado en la simulación de la respuesta de la capa somera, tanto en los datos sintéticos como en los reales.



**Figura 2.** Modelo de tres unidades, se diferencia del modelo 1 al que se le ha adicionado un reflector profundo.

Los modelos se dividieron en elementos finitos, para ello se definió una malla con  $\Delta x = \Delta y = 7$  m. Los modelos resultantes constan de 27322 nodos y 36867 elementos. A la capa somera se le asignó una velocidad de 1500 m/s, para el segundo estrato 2000 m/s y para el más profundo 2500 m/s. Con estos valores y con el intervalo de muestreo (0.002 s) se satisfacen las condiciones de Courant.  $V(2500m)\Delta t(0.002s) \leq \sqrt{0.5}\Delta x(7m)$ .

### **Extracción de la ondícula de la fuente**

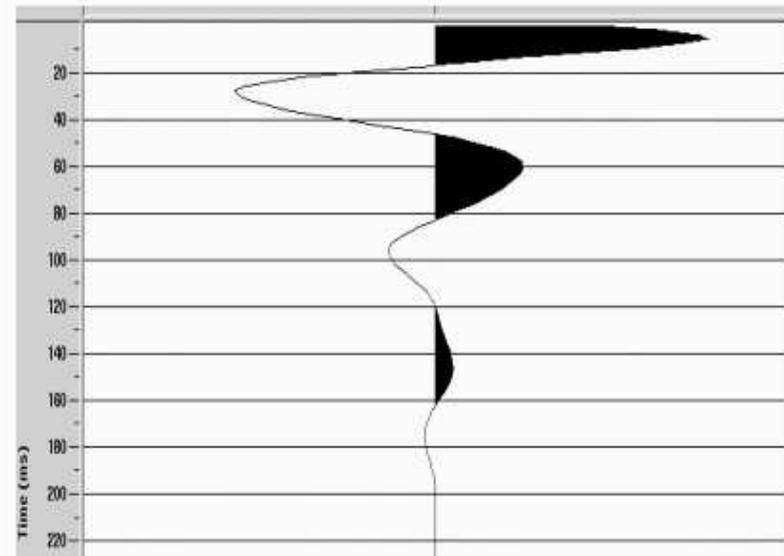
Para simular la respuesta de las capas someras es necesario contar con una fuente que perturbe el medio, para ello se debe conocer la forma de la ondícula o wavelet. En el caso de simular sismogramas sintéticos, se usan ondículas conocidas y para este caso en particular, se usó una ondícula de Ricker con una frecuencia dominante de 40 Hz, esta elección coincide con el rango de contenido de frecuencia usual en la prospección sísmica de hidrocarburos, en donde las frecuencias máximas al nivel de los objetivos profundos de interés raramente sobrepasan niveles del orden de 80 Hz a 100 Hz, y la frecuencia dominante usualmente es del orden de 40 Hz.

Como los registros reales fueron disparados con dinamita, la ondícula de la fuente es de fase mínima y por consiguiente posee un espectro único. Por estar contaminado el registro con otros tipos de ruido coherente (groundroll, onda de aire, etc.), su espectro será distinto al de la fuente y por consiguiente la ondícula extraída diferirá de la rúbrica de la original. Para atenuar estos eventos de baja frecuencia y el ruido blanco sin afectar la fase de los datos, se aplicó un filtro pasabanda de fase cero, con una ventana entre 12 y 60 Hz .

Para extraer la ondícula, se promedian los espectros de todas las trazas contenidas dentro de una ventana espacio-tiempo, para generar su espectro. El resultado se transforma al dominio del tiempo y la ondícula se presenta en forma de traza. Así, el espectro de una ondícula de fase mínima se puede obtener, puesto que los espectros de fase y amplitud (en escala log) son pares de una transformada de Hilbert. Se aplicó el procedimiento con un factor de ruido del 0.1% y longitud de operador de 120 ms, la ondícula obtenida mediante este procedimiento se muestra en la Figura 3.

### **Ensayo con métodos sintéticos**

Se realizó un ensayo con datos sintéticos para evaluar la efectividad del algoritmo en la remoción de la respuesta de la capa somera en un experimento controlado. En

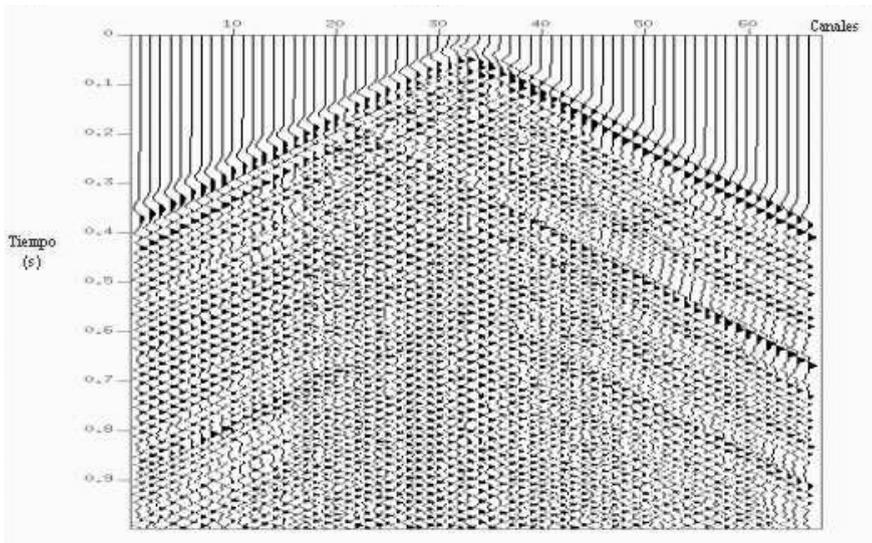


**Figura 3.** Forma de la ondícula extraída del registro de campo No. 179.

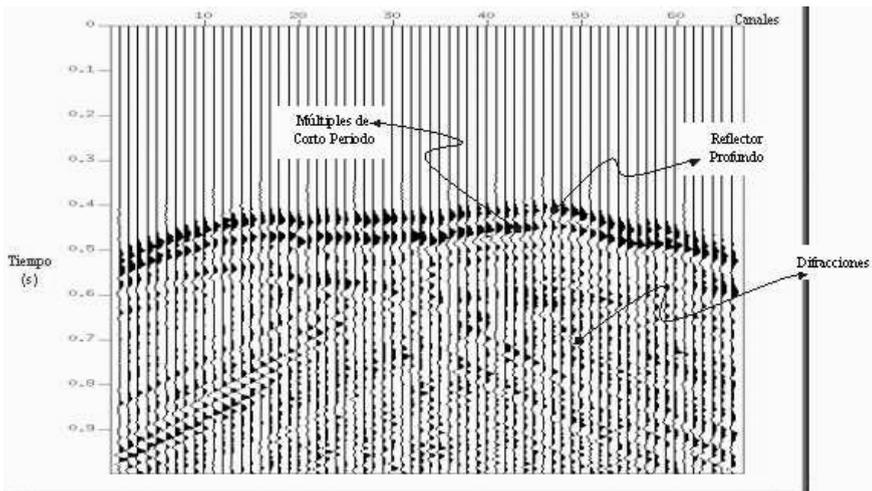
el nodo número 96 del primer modelo se posicionó la fuente, una ondícula de Ricker con una frecuencia de 40 Hz, que activó a partir del tiempo cero. Los nodos detectores son aquellos en donde se situaron los geófonos en campo y definidos en la geometría del registro.

El programa diseñado en C++ bajo Diffpack simula el fenómeno ondulatorio, calcula el campo de onda en todos los elementos del modelo cada 2 ms y almacena únicamente el campo de onda de los nodos detectores en un archivo. El primer sismograma obtenido corresponde a la simulación en el primer modelo y contiene la respuesta de la capa somera exclusivamente (Figura 4).

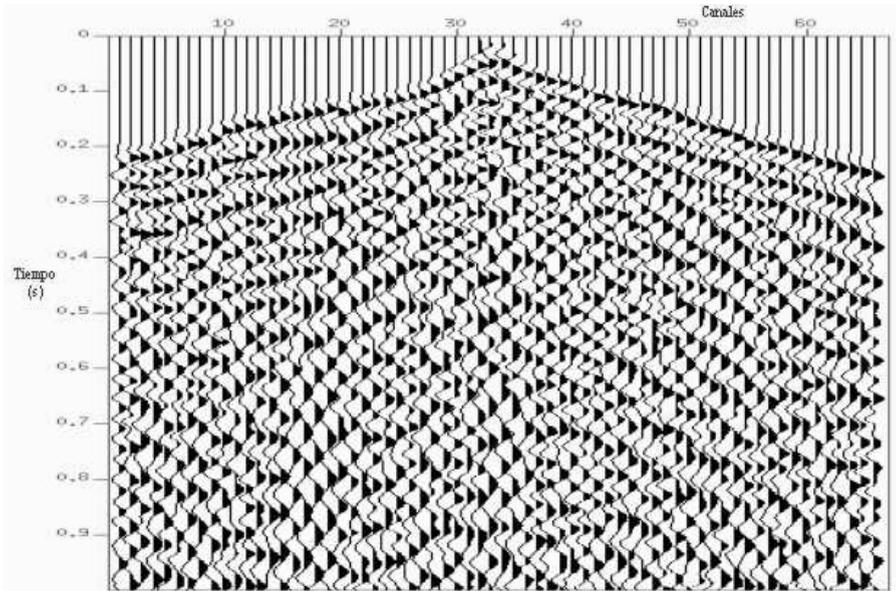
El segundo sismograma (Figura 5), corresponde a la simulación en el segundo modelo (Figura 2) y muestra la respuesta de la capa somera y del segundo reflector difícilmente apreciable. Al sustraer el primer sismograma del segundo, se tiene un primer evento como respuesta del reflector profundo, claramente visible a un tiempo aproximado de 0.4 s en la Figura 6. Inmediatamente después de este evento y originadas a partir de él, se observan dos reflexiones múltiples de corto periodo, generadas en la capa somera. Estos eventos serán posteriormente atenuados por la deconvolución y el apilado. Se aprecian también varias difracciones, generadas cuando la señal del reflector profundo alcanza la superficie libre, también es apreciable la eliminación de la información no deseada por encima de esta primera capa en el sismograma de la Figuras 5. Se observan difracciones al reflejarse la onda del evento profundo en la superficie.



**Figura 4.** Sismograma sintético producto de la simulación en el primer modelo. Se observan múltiples de la onda refractada caracterizadas por su gran amplitud.



**Figura 5.** Sismograma sintético producto de la simulación en el segundo modelo (con tres medios), no se define la presencia del reflector profundo. No se observan diferencias apreciables con la Figura 4.



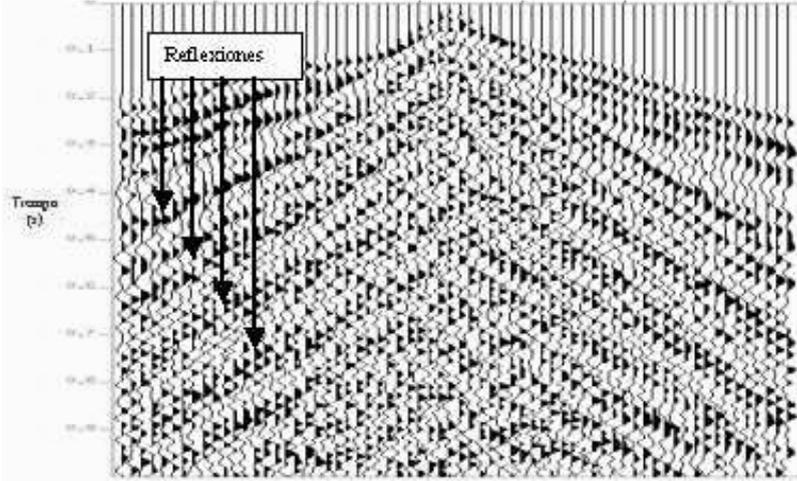
**Figura 6.** Registro con la respuesta de la parte profunda del modelo, resultado de restar los sismogramas de las figuras 4 y 5. Se observan difracciones al reflejarse la onda del evento profundo en la superficie.

### Aplicación a datos reales

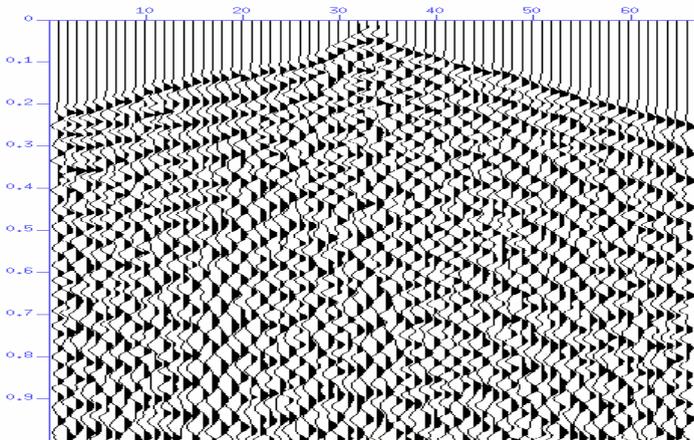
La estrategia y el algoritmo fueron ensayados sobre una línea 2D del piedemonte, registrada con dinamita con un intervalo de grupo de 15 m y un mínimo offset de 7.5 m. Cada disparo fue registrado con 600 canales. Aunque el tiempo de adquisición fue de 5 s, para efectos del ensayo sólo se consideró hasta 1 s. El objetivo consistía en observar cualitativamente la atenuación de la respuesta de la capa somera en varios registros sísmicos. En este paso se modificaron las velocidades del primer modelo con datos sintéticos. A la capa meteorizada se le asignó una velocidad de 750 m/s y a la capa subyacente (semi-infinita), una velocidad de 1200 m/s. Estos valores se obtuvieron a partir del procedimiento de tomografía descrito anteriormente para. La primera velocidad está asociada a la capa meteorizada y la segunda a la velocidad de refracción.

El procesamiento sísmico de la línea se elaboró con el Software ProMAX de Landmark. El tamaño de la malla estimado para satisfacer la condición de Courant, fue de  $\Delta x = \Delta y = 2.5$  m, generando un modelo con 77794 elementos y 78778 nodos. La ondícula se extrajo del registro de campo #179 y se

introdujo durante la ejecución del programa sobre el modelo, ver Figura 3. La respuesta obtenida se sustrajo de los datos correspondientes al registro sísmico real. Para efectos de comparación se presentan el registro adquirido en campo (Figura 7), y el registro después de sustraer la respuesta modelada de la capa somera (Figura 8).



**Figura 7.** Sismograma real del registro de campo #179 con AGC. Obsérvese el gran contenido de ruido coherente dispersivo.



**Figura 8.** Sismograma del registro de campo #179 con AGC, resultado obtenido al aplicar el método. Se observa algunos eventos en la parte somera, y se evidencia la influencia de la onda directa, fácilmente eliminable con el apilado.

## **Discusión**

La Figura 7 muestra el registro sísmico de campo caracterizado por una baja relación señal/ruido y predominio de reflexiones múltiples; esto dificulta la identificación de los reflectores y conlleva a un insatisfactorio desempeño del procesamiento y por ende a enmascarar la señal de interés. El ruido dispersivo aprecia en la Figura 7 como una sucesión de eventos de tendencia lineal, a veces denominados “reverberaciones”, que replican la tendencia de los primeros arribos a todo lo largo del registro.

La Figura 8 muestra el registro después de la aplicación del procedimiento aquí propuesto, siendo apreciable la diferencia con la Figura 7. La ausencia de eventos de dispersión en los registros después de aplicar el método, permite apreciar otra información de real interés que corresponde a los reflectores profundos observados con apariencia de patrones de señales alineados coherentemente y separados entre sí, tal como se ve en la Figura 8. Estos patrones con tendencia de continuidad no lineal, permiten un mejor picado de velocidades y consecuentemente obtener un campo de velocidad apropiado para lograr secciones apiladas. Esta tarea será más difícil de realizar con un registro como el de la Figura 7.

De todas maneras, en los datos de la Figura 8 se observa todavía la presencia de ruido coherente, del tipo del denominado ground roll. A pesar que se trata de eventos de carácter muchas veces notable, especialmente en zonas de piedemonte, no es un objetivo del procedimiento propuesto la eliminación de dichos eventos. Este problema ha sido mucho más estudiado y se cuenta para ello con un buen arsenal de procedimientos y algoritmos disponibles.

## **Conclusiones**

Las dispersiones y reflexiones múltiples causadas por una topografía rugosa deterioran la calidad de las imágenes sísmicas. Para remover este efecto de los registros adquiridos bajo tales condiciones, se sugiere un método basado en la solución de la ecuación de onda mediante elementos finitos. Los resultados obtenidos en el ensayo con datos sintéticos muestran la validez de la estrategia de predicción de la respuesta de la capa somera y su posterior extracción del registro completo. El método mostró ser efectivo para alcanzar el objetivo y robusto al resolver el problema, permitiendo aclarar los reflectores más profundos. La aplicación del método a datos sintéticos muestra que los múltiples y dispersiones debidos a la topografía desaparecen, realzando las reflexiones profundas. Al extender el procedimiento a datos sísmicos pre apilados, se observa aclaramiento

en algunos sectores del registro. Al usar la teoría de onda para describir este fenómeno de dispersión, el método podrá aplicarse a datos 3D, para lo cual la aplicación también está diseñada, siendo necesario en dicho caso crear un modelo 3D en elementos finitos. La estrategia implantada y presentada en este documento está basada en dos suposiciones; la primera, definir la geometría del modelo y su campo de velocidad de intervalo, y la segunda, extraer la ondícula de la fuente de los datos de campo.

## Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento a la Universidad Nacional de Colombia por apoyar el desarrollo de este proyecto, co-financiado por el Instituto Colombiano para el avance de la Ciencia y la Tecnología “Francisco José de Caldas” (COLCIENCIAS) mediante contrato RC-271-2000, y a ICP-Ecopetrol por su participación activa en el mismo.

A PETROBRAS S.A. por facilitar los datos de campo para las pruebas, a Halliburton LatinAmerica S.A. por el préstamo del Software ProMAX, y a Inforpetrol Ltda., por su soporte logístico y conceptual durante la realización de la investigación.

De igual modo, a todas aquellas personas que contribuyeron con ideas y sugerencias.

## Referencias

- Bevc, D., 1996. Flooding the topography: Wave equation datuming of land data with rugged acquisition topography, *Geophysics*, 62(5), 1558-1569.
- Langtangen H. P., 1999. *Computational Partial Differential Equations: Numerical methods and Diffpack programming*, Springer Verlag, p. 682.
- , 1996. Efficient Element Solution of the Linear Wave Equation in Diffpack, *The Diffpack version 1.4 Report Series*, SINTEF, University of Oslo, p. 11.
- Sarma G. S., Mallick K. and GadhinGlajkar V. R., 1998. Nonreflecting boundary condition in infinite-element formulation for an elastic wave equation, *Geophysics*, 63 (3), 1006-1016.
- Segerlind L. J., 1984. *Applied Finite Element Analysis*, John Wiley & Sons, p. 426.
- Yang K., Wang H. and Ma Z., 1999. Wave equation datuming from irregular surface using finite difference scheme, SEG Technical Program with Biographies, 69th Annual Meeting, Houston, Texas, 1465-1568.

- Yilmaz O., 1991. Seismic Data Processing, SEG, *Investigations in Geophysics*, No. 2, p. 526.
- Zienkiewicz, O., 1992. *El método de los elementos finitos vol. 2*, McGraw Hill, p. 865.

# Punctual Thermal Study of the Water Column on the Continental Shelf in the North Part of Yucatan

Javier Aldeco Ramírez<sup>\*</sup>  
David Alberto Salas de León<sup>\*\*</sup>  
José Hernández Téllez<sup>\*\*\*</sup>

## Abstract

Three time series (March 11-21, May 19-June 5, and September 23-october 5) gathered in 1988 between Alacran Reef and Puerto Progreso, in the Yucatan peninsula, Mexico (22° 11'N y 89° 41'W) were used to elucidate the thermal assay of the water column carried out. The temperatures are measured every 3 h, in five levels (surface, 10, 20, 30 and 40 m depth). The surface heating velocities were -0.12, 0.07 and 0.03°C d<sup>-1</sup>, respectively for each sampling period. During the first series a typical winter profile was observed, without a marked thermocline. The thicknesses of the mixed layers were determined from the temperature profiles; these were 40, 29 and 27 m, respectively. During the second and third sampling periods a thinning of the mixed layer was observed. The results of the heat storage computed through a parameterization of the mixed layer, underlayer and thermocline are presented and compared. The heat storage for each time series was -260, 48.5 and -3 W m<sup>-2</sup>, respectively. Comparison of results with sea surface climatic patterns showed good agreement, not so the heating speed, whose differences were probably due to severe meteorological processes and to spatial-temporal scales of the results.

## Resumen

A partir de tres series de tiempo obtenidas del 11 al 21 de marzo, del 19 de mayo al 5 de junio y del 23 de septiembre al 5 de octubre de 1988 entre el Arrecife Alacrán y Puerto Progreso, Yuc., México (22° 11'N y 89° 41'W), se realizó el estudio

\* Departamento "El Hombre y su Ambiente", Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Xochimilco, Calz. del Hueso 1100, Col. Villa Quietud, C.P. 04960, México D.F., correo electrónico: jaldeco@correo.xoc.uam.mx

\*\* Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 70-305, C.P. 04510, México D.F., correo electrónico: salas@mar.icmyl.unam.mx

\*\*\* Proyecto Integral San Juan de Ulúa, Centro INAH Veracruz, Fortaleza de San Juan de Ulúa, C.P. 91700, Veracruz, Ver., México.

térmico de la columna de agua. Las temperaturas se midieron a los niveles de superficie, 10, 20, 30 y 40 m de profundidad, cada 3 h. Las velocidades de calentamiento superficial calculadas fueron  $-0.12$ ,  $0.07$  y  $0.03^{\circ}\text{C d}^{-1}$ , respectivamente, para cada época de muestreo. Durante el primer muestreo no se observó la presencia de la termoclina, obteniéndose un perfil de temperatura típico de invierno. El tamaño medio de la capa de mezcla fue de 40, 29 y 27 m, respectivamente para cada época; en el segundo y tercer muestreo se observó un adelgazamiento de la capa de mezcla. Se presentan los cálculos del almacenamiento de calor utilizando una parametrización de la capa de mezcla, subcapa y termoclina y se realiza la comparación de resultados. El almacenamiento de calor durante cada muestreo fue de  $-260$ ,  $48.5$  y  $-3 \text{ W m}^{-2}$ , respectivamente. La comparación de los resultados con el patrón climático de la temperatura superficial del mar muestra cierta concordancia; sin embargo, las velocidades de calentamiento tienen diferencias que son atribuibles a procesos meteorológicos severos y a las diferentes escalas espacio-temporales de los resultados.

## Introduction

The importance of the temperature in the ocean mixed layer has been widely discussed recently due to the consequences of ENSO (Lehodey *et al.*, 1997) and global climate changes (Wang and McPhaden, 2000). That is why knowledge of the Sea Surface Temperature (SST), Mixed Layer Depth (MLD) and in general the thermal profile in the ocean, as well as the calculation of the contents and heat storage from historical and recent data, are very important (Alexander and Penland, 1996).

Few studies have been made related the heat storage and the ocean-atmosphere heat flow in the southern Gulf of Mexico and the Yucatan Channel, and lest in the Continental Shelf, where satellites have lower resolutions. The objective of this study is to show the behaviour of heat storage and ocean-atmosphere heat flow in one location of the continental shelf in the Yucatan Peninsula.

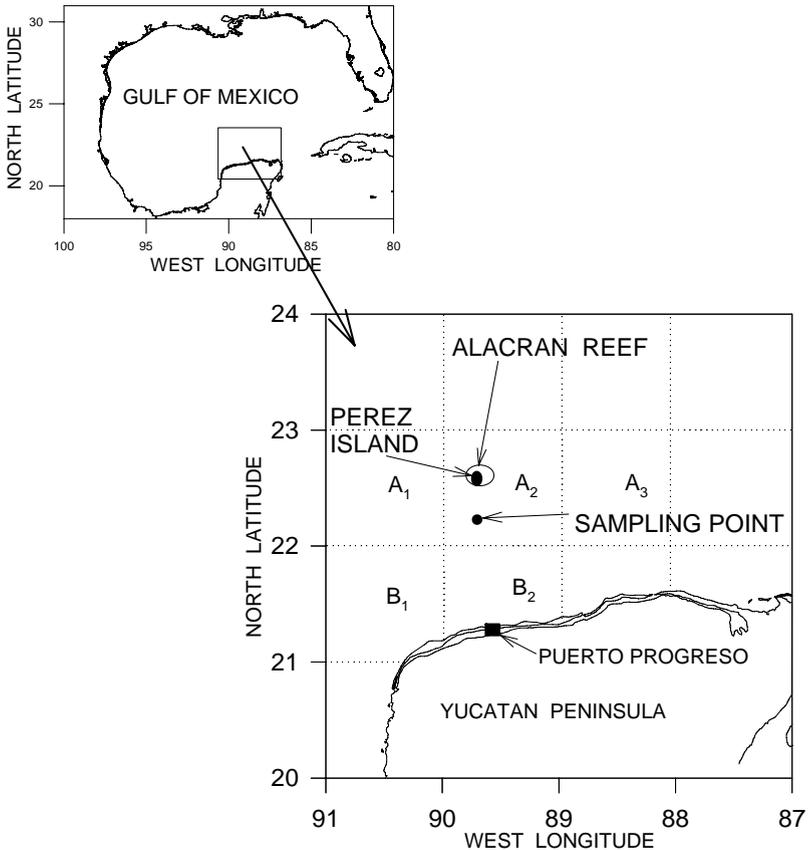
Levitus (1987) considered the heat content and heat storage of the ocean using a global scale. In the same way, Etter (1983) and Etter *et al.* (1987) did so for the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea, respectively. Nevertheless, such information in shallow coastal regions is limited. In another context, Boudreau *et al.* (1992) found significant delays in the sinking of lobster postlarvae under the presence of an intense thermocline. However, the use of the thermocline as an internal boundary in numerical models has been questioned (Salmon, 1990).

Time series studies of temperature (Lagrangian sampling) reveal processes not before observed in the synoptic samplings (Eulerian sampling). These are enough to indicate the presence of a superadiabatic structure, with  $\frac{\partial t}{\partial z} < 0$ ,  $z$  positive

upwards (Anis and Moum, 1992, 1994). The separation of surface heating signals in turbulent heat flow and vertical advection also indicated the presence of a superadiabatic structure (Lee and Rudnick, 1996).

Adem *et al.* (1993) used a numerical model to estimate the seasonal climate cycle of heat balance on the surface water of the Gulf of Mexico obtaining a net incoming radiation of  $210 \text{ W m}^{-2}$  in July and  $130 \text{ W m}^{-2}$  in January; a latent heat flow of  $100 \text{ W m}^{-2}$  for July and  $200 \text{ W m}^{-2}$  in January; a sensible heat flow of  $15 \text{ W m}^{-2}$  in July and  $-30 \text{ W m}^{-2}$  in January, and a heat storage of  $80 \text{ W m}^{-2}$  in July and  $-80 \text{ W m}^{-2}$  in January.

The sampling point ( $22^\circ 11' \text{N}$  and  $89^\circ 41' \text{W}$ ), on the Continental Shelf of Yucatan Peninsula, Mexico (Figure 1) is located 22.3 km south of Isla Pérez. This location was chosen because it is the deepest zone of the channel between Puerto Progreso and the Alacran Reef, with a maximum depth of 50 m.



**Figure 1.** Location map of the study area, point of sampling and NOAA quadrants for the region (A1, A2 etc.).

The Continental Shelf of Yucatan, east coast of Mexico (Figure 1), is influenced by the Caribbean Surface Water (CSW), by the Yucatan Upwelling Water (YUW), and by the Gulf Common Water (GCW) (Merino, 1997).

The behaviour of the temperature on the region presents two strong signals, similar to monsoon. One during the winter owing to the passage of continental polar air masses coming from North America, locally called “Nortes”, and the other corresponds to trade winds during the rest of the year (Gutiérrez de Velasco and Winant, 1996).

The tropical cyclones that appear during summer and early fall produce modifications in the thermal structure of the ocean (Sakaida *et al.* 1998, Stramma and Cornillon, 1986). Hurricane Gilbert formed a tropical depression on September 8<sup>th</sup>, 1988 until it was upgraded to a tropical storm eastward of the Lesser Antilles on the 9<sup>th</sup>. It is estimated that Gilbert became a hurricane on the 10<sup>th</sup>. It made landfall on the Yucatan Peninsula on the 14<sup>th</sup> of September. The final landfall occurred late on the 16<sup>th</sup> as the centre moved toward the west of the Gulf of Mexico, crossing over the area studied. These maximum winds were  $83 \text{ m s}^{-1}$  and caused a reduction of the skin temperature ( $-0.69^\circ\text{C d}^{-1}$ ) of up to  $6^\circ\text{C}$  to the right of its path (Jacob *et al.* 2000; Peabody and Amos, 1989).

Sea surface temperature is a critical quantity in the study of both the ocean and the atmosphere as it is directly related to and often dictates the exchanges of heat, momentum and gases between the ocean and the atmosphere. As the most widely observed variable in oceanography, SST is used in many different studies of the ocean and its coupling with the atmosphere (Emery *et al.* 1994, 1997, 2001, Ewing and McAlister, 1960). NOAA carries out climatic studies and have a database for more than 35 years, mainly with data obtained from satellites for quadrant of  $1^\circ \times 1^\circ$ . This SST climatic analysis is reported per month (NOAA, 1989).

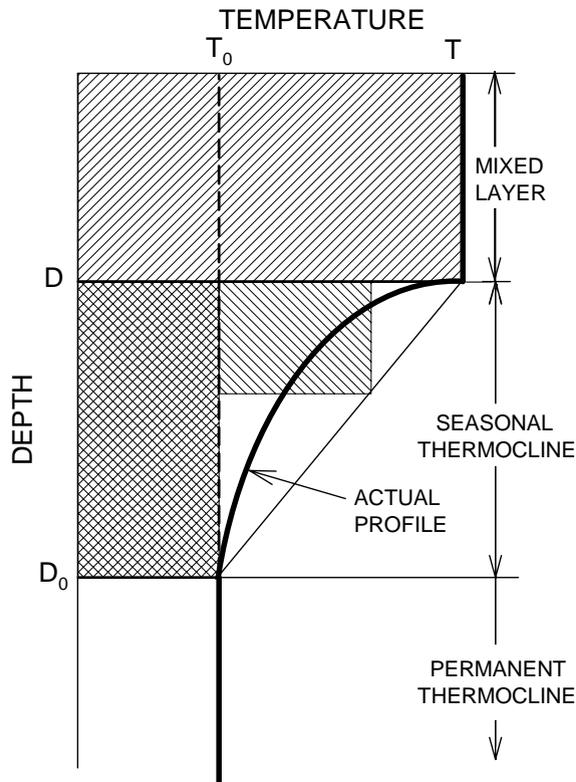
This paper described the thermal characteristic of the water column, including SST and thermocline, at a point located between Puerto Progreso and Isla Pérez, Yucatan, Mexico, during three different periods in 1988. The calculated heat content and storage, and the results of the sea surface temperatures and surface heating speeds were compared against NOAA observed and climatic patterns.

## Materials and Methods

Temperature data were recorded during three oceanographic cruises on 1988 (Aldeco and Aguilar-Sánchez, 1989). The first one was conducted from March 11<sup>th</sup> through 21<sup>st</sup> (11 days); the second one from May 19<sup>th</sup> through June 5<sup>th</sup> (18 days); and the third from September 23<sup>rd</sup> through October 5<sup>th</sup> (13 days), hereafter referred as S1, S2 and S3, respectively.

Hydrocasts were carried out every 3 h from an anchored vessel. The sampling were at surface, 10, 20, 30 and 40 m depth, using Niskin bottles on which 2 or 3 reversible thermometers (0.01°C resolution) were adapted. The best fit straight line was used for each temperature time series obtained (one per level) in order to obtain the initial and final temperature by level, of each sampling period was recorded.

The temperature profiles were used to define the mixed layer depth. The 1°C criterion was used i.e., inferior limit of the mixed layer were considered where the temperature was equivalent to the sea surface temperature (SST) minus 1°C (Wagner, 1996). The heat content was first calculated only using the mixed layer depth (MLD), and then including the seasonal thermocline depth (sublayer) and the thermocline itself. Figure 2 sketches a profile of temperature, and the reservoirs used in the calculation of the heat content.



**Figure 2.** Schematic of temperature vs. depth profile showing a typical profile (heavy line), and areas used to calculate the heat stored in the column of depth  $D_0$ . From Meehl (1984).

Rates of heat storage in a layer of the ocean is defined as (Etter, 1983; Etter *et al.* 1987):

$$Q_i = Q(h, t) = \frac{d}{dt} \int_{-h}^0 C_p \rho T(z) dz \quad (1)$$

Where  $Q(h, t)$  represents the time variation of heat content ( $H$ ) in a water layer of depth  $h$  and unit surface area;  $T(z)$  is the temperature at depth  $z$ ,  $\rho$  ( $1025 \text{ kg m}^{-3}$ ) and  $C_p$  ( $4187 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) are the density and the heat capacity of sea water, respectively.

The rate of heat storage in the water column, from the beginning of a sampling period to its end, is given by (Meehl, 1984):

$$\frac{dh}{dt} = \frac{(H_f - H_i)}{\Delta t} \quad (2)$$

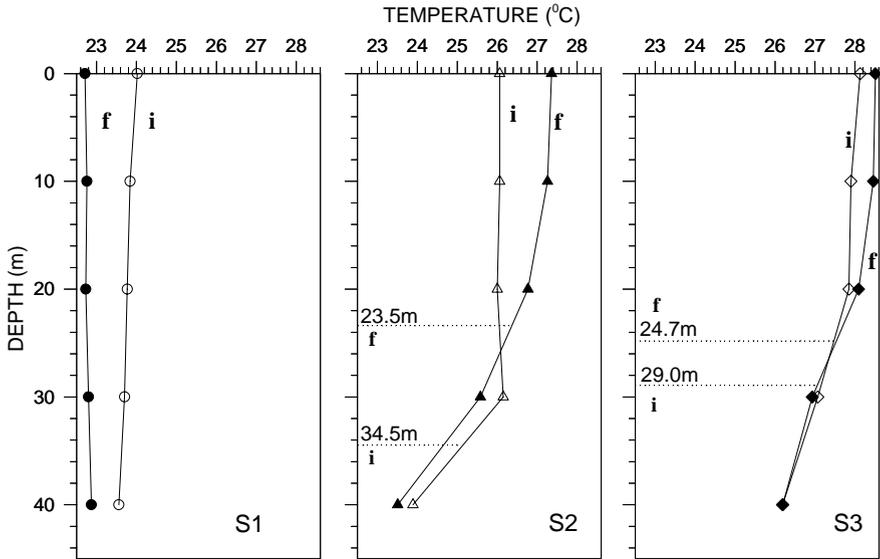
Where  $H_i$  and  $H_f$  are the initial and final values of heat content in the sampling period, respectively.  $\Delta t$  is the duration of the sampling period. The heat content  $H$  is given by Meehl (1984) as:

$$H = [(TD) + T_0(D_0 - D) + C(T - T_0)(D_0 - D)] \rho C_p \quad (3)$$

Where  $T$ ,  $D$ ,  $T_0$  and  $D_0$  are defined in Figure 2. The first term in the right side of equation (3) represents the mixed layer, the second the subsurface layer and the third the thermocline. For the case of  $T_0$ , the minimum climatic SST minus  $1.1^\circ\text{C}$  (Robinson *et al.* 1979) was used, this is  $21.5^\circ\text{C}$  (NOAA, 1982-1988). For  $D_0$  a value of 45 m was assigned.  $C_p$  is an area factor that depends on the slope of the thermocline and that was considered arbitrarily equal to 0.5. The error introduced by each tenth around this last value is 1% of  $H$ . For the calculation of the heat storage, the initial and final temperature values, for each level, were calculated from the straight lines of least squares fit, for each sampling period (Figure 3). The results obtained for heat storage from equation (3) were compared with latent and sensible heat flows obtained for S1 and S2 from Hernández-Téllez and Aldeco (1990).

Additionally, for the purpose of comparison between the methods, the heat storage was computed only taking into account the first term of equation (3); i.e., the final and initial SST's and the final and initial MLD's of each sampling period (Meehl, 1984):

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} = \left[ (T_f - T_i) \frac{(D_f + D_i)}{2} \right] \rho C_p \quad (4)$$



**Figure 3.** Initial (i) and final (f) temperature profiles of the sampling periods S1, S2 and S3. The numbers on the dotted lines are the MLD's used in the calculations of heat storage.

Finally, using 35 years of SST data obtained by NOAA (NOAA, 1982-1989, and —climatology of 29 years— NOAA, 1982) for quadrant A2 (1° x 1°; Figure 1), the climatic SST per month, and the observed SST per month during 1988 (NOAA, 1989), were obtained; and the heating speeds were computed ( $\Delta SST / \Delta t$ ), where  $\Delta SST$  is the change of sea surface temperature in a  $\Delta t$  time interval, a month. These values were compared with the observed and those computed from the sampling periods S1, S2 and S3, since other data are not available to compare the results.

**Results**

The temperature profiles from the beginning to the end of the sampling periods (Figure 3), showed an absolute maximum of 28.51°C at the end of S3 and a minimum of 22.71°C at the end of S1. During S1 (winter) the water column was homogenous, without a thermocline. At this time an average cooling of 1.0°C occurred.

During the period corresponding to S2 (summer) the water column was colder at the beginning of the sampling, down to a depth of 26 m. At greater depths the behavior is reversed and the temperature was cooler at the end of the sampling. The difference of the average temperature of the water column between the final and initial values, of the S2 sampling period was 0.79°C. During this sampling a

thermocline could be observed ( $0.118^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ) approximately to a depth of 30 m, being stronger at the beginning of the period.

During the sampling period S3 (early fall) the highest temperatures appeared (average of  $28.20^{\circ}\text{C}$  in the surface level), with a weak thermocline ( $0.083^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ) at a depth of approximately 27 m. The difference between the initial and final average temperatures of the water column was  $0.15^{\circ}\text{C}$  (the least of the three sampling periods). The upper layer down to 26 m being colder at the beginning of the sampling. Below 26 m the temperature pattern was reversed, in similar way to what happened during S2.

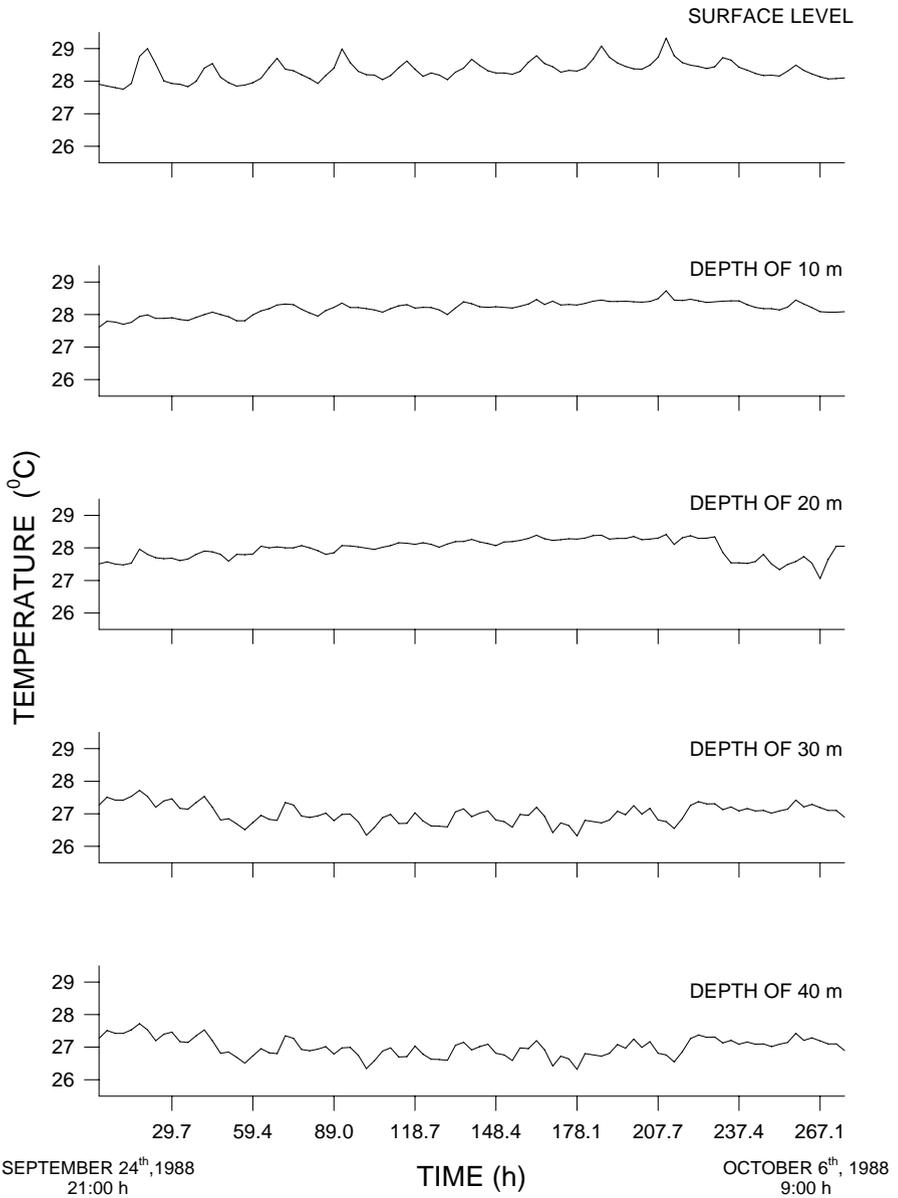
The mixed layer depth during S1 was the one corresponding to the whole water column, equivalent to 45 m. During S2 the observed initial depth of the mixed layer was 34.5 m and the final length was 23.5 m. For S3 at the beginning and end, the mixed layer depths were 29.0 and 24.7 m, respectively.

Figure 4 shows the temperature evolution of the time series at S3. S1 and S2 had interruptions and are not shown. The slope of the temperature time series (tendency), obtained at the indicated depths, displayed a very similar lift in the three upper levels of S3 (Figure 4). The behaviour at S2 was similar. For S1 negative slopes were observed at the five levels. For S2 and S3 the effect of the diurnal heating can be seen at the surface, which produces maximums every 24 hours. It was not so evident for S1. For S2 and S3, in the 10 and 20 m depth series, no significant oscillations were observed. Not so at depths of 30 and 40 m, where perturbations can be observed (Figure 4).

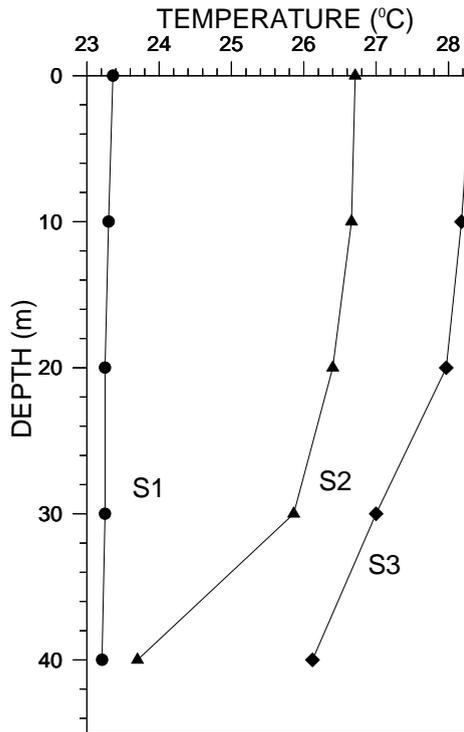
The average temperature of the water column during S1, S2 and S3 were of  $23.30$ ,  $25.76$  and  $27.52^{\circ}\text{C}$ , respectively. The temperature profiles, obtained by means of the temporary average by level for each one of the samplings periods (Figure 5), display a homogenous water column during S1; with a temperature difference between the averages from the surface and 40 m depth levels of only  $0.17^{\circ}\text{C}$ . During S2 the same difference between the upper and lowest level was  $3.50^{\circ}\text{C}$ , being the largest of the three sampling periods; whereas during S3 the difference was  $2.19^{\circ}\text{C}$ .

The rates of heating by level during each sampling period (Figure 6), present negative values (cooling) during S1, of  $-0.12^{\circ}\text{C d}^{-1}$  at the surface and of  $-0.06^{\circ}\text{C d}^{-1}$  at 40 m depth. During S2 it was observed that, at the surface level, the maximum rate of heating ( $0.07^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ), below the 26 m depth the rate is negative, meaning cooling. S3 presents the lowest values of heating,  $0.03^{\circ}\text{C d}^{-1}$  at the surface, with a layer of cooling between the depths of 26 and 35 m ( $-0.01^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ).

The heat storage calculated, using only the depth of the mixed layer (equation 4), first term of equation (3), yields values of  $-260$ ,  $104$ , and  $39 \text{ W m}^{-2}$  during S1, S2 and S3, respectively. The calculated rate of heat storage using equations (2) and (3) gave the following results:  $-260$ ,  $48.5$  and  $-3 \text{ W m}^{-2}$  during S1, S2 and S3, respectively, where the time interval corresponded to the duration of each sampling period; 11, 18 and 13 days respectively.



**Figure 4.** Temperature time series for the sampling period S3 by depth level.



**Figure 5.** Average temperature profiles during the sampling periods S1, S2 and S3.

The time average of the sea surface temperature, as well as the rates of sea surface heating obtained in this study, were plotted along with the climatic values and the observations by the NOAA for the quadrant A2 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ), where the station is located (Figures 7 and 8). In the first case it can be seen that the average surface temperatures during S1, S2 and S3 follow the general tendency of the climatic and the 1988 observed SST's, but not so the heating speeds.

## Discussion

The dates for which the samplings were made represent late winter (S1), spring (S2) and early autumn (S3).

The initial and final temperature profiles of S1 are typically observed in winter, in this season an isothermal condition appears. The S2 profiles show a homogenous mixed surface layer and a cold intrusion of water into the inferior layer. During S3 it can be seen how the mixed layer increases its surface temperature, whereas probably a cold water intrusion below the depth of 30 m reduced the thickness of the mixed layer.

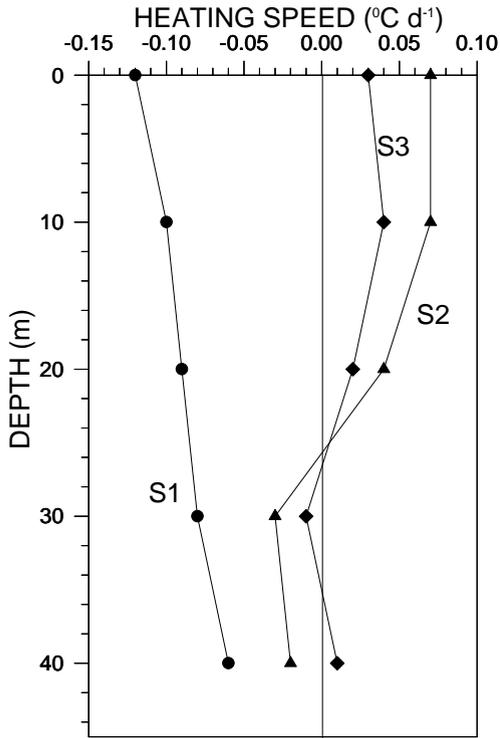


Figure 6. Heating speed profiles ( $^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ) during the sampling periods S1, S2 and S3.

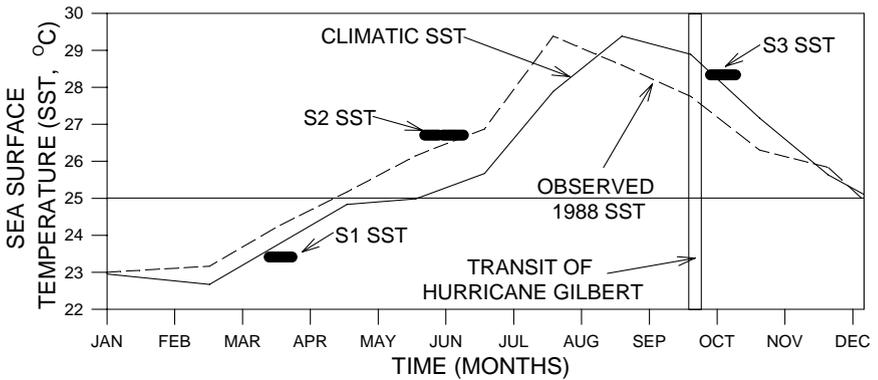
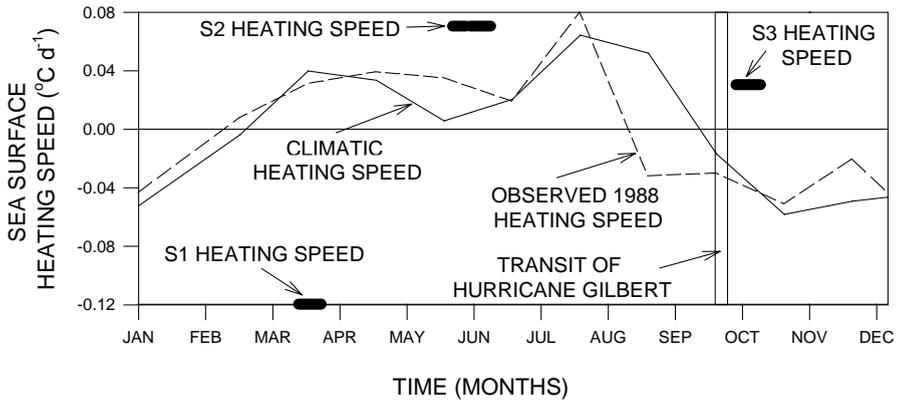


Figure 7. Average sea surface temperature, SST, during the sampling periods S1, S2 and S3 (heavy lines), climatic SST from NOAA data (continuous line) and observed 1988 SST (dashed line).



**Figure 8.** Sea surface heating speed during the sampling periods S1, S2 and S3 (heavy line), climatic sea surface heating speed (continuous line), and observed sea surface heating speed during 1988 (dashed line).

From the temperature series S3 it can be seen that the oscillations at the surface are not transmitted to the lower layers. There were smoothness at the levels of 10 and 20 m, and oscillations in those of 30 and 40 m, probably due to a cold water penetration at bottom. The behaviour of series S1 and S2 is in general similar (not shown). In S1 the oscillations are observed at the surface and during S2 oscillations at 30 and 40 m levels.

During S1 the negative rates of heating by level, with absolute values decreasing downward, suggests a heat flow from the water column towards the atmosphere. For S2 the thermocline migrated upward, and since the profile of the rate of heating indicates that above 26 m the water column gains heat and the layer under this level yields heat. The possible explanation for this situation is that the surface layer receives heat from the atmosphere, but at the bottom heat loss probably occurs by advection of cold water. During S3 a similar situation as the one observed on S2 happened, although the cooling at 30 m depth is not clear, at 40 m depth heating appears. Since there are no current measurements, it is not certain that this was a cold water intrusion process at this level.

Comparison between the measured SST, from periods S1, S2 and S3, and the climatic SST obtained from the NOAA data, and the observed SST for 1988 (NOAA, 1989), shows the following points: a) observed NOAA 1988 SST had a maximum anticipation of 30 days, b) the SST of S1 (23.41°C) has a slight phase lag, O (7 days), with the climatic temperature, whereas, with the observed SST the lag was approximately 23 days; c) SST of S2 (26.70°C) agrees in date with that observed by NOAA, nevertheless this last one is delayed O (25 days) from the climatic, as mentioned; d) SST of S3 (28.33°C), one week after the passage of

hurricane Gilbert, agrees with the climatic, whereas in this part of the year the observed SST remained a month behind.

A synopsis of the behaviour of the observed SST during 1988 (NOAA, 1989), for the quadrant A2, is that by July the profile had a maximum one month lag against the climatic SST profile, and at the beginning and end of the year both curves are in phase.

Analysing the heating speeds, it is conspicuous that the climatic NOAA values, the observed in 1988 by NOAA and the calculated values from the sampling periods do not agree. The two curves, one from 1988 and the climatic one, display two maximums of heating, separated by an upper minimum ("canicula days"). Both patterns are similar, it was noted from the NOAA data for 1988, a gradual increase of heating speed from January through May and a peak of high heating speed between July ( $0.8^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ), as well as the premature cooling during August ( $-0.3^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ). By the middle of September hurricane Gilberto occurred. The calculated heating speeds from the slopes of the series (S1, S2 and S3) came near neither to the observed one nor to the climatic one. This discrepancy could be due to two factors, first it is that the sampling periods were not sufficiently long to represent an average, and the second to the shallow depth of the sampling site that inhibits thermal inertia ( $dT/dt \propto h^{-2}$ ; Jacob *et al.* 2000). From the March (S1) results a strong cooling ( $-0.12^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ) was observed, this was attributed to the passage of a delayed "North", whose effect was filtered during the NOAA data processing. During S3, at time of the "canicula", the heating is high ( $0.7^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ) with respect to the climatic and observed curves,  $0.2$  and  $0.3^{\circ}\text{C d}^{-1}$  respectively.

The heat storage obtained using only the MLD, equation (4), is not satisfactorily approximated and led to non-logical values in S2 and S3. During March (S1) the heat storage was equal to  $-260 \text{ W m}^{-2}$ , with or without parameterization, since there was no thermocline. In S2 and S3 the results were  $+104$  and  $+39 \text{ W m}^{-2}$ , respectively, values that do not represent the thinning of the MLD. That is why for coastal studies, the reservoirs, constituted by the mixed sub-layer and thermocline, must be considered.

The heat storage advective terms for S1 and S2, according to Hernández-Téllez and Aldeco (1990), were  $-37.4$  and  $-10.8 \text{ W m}^{-2}$ , and represented only 10% for S1 and 16% for S2 of the heat storage. Only in the case of a strong current like an anticyclonic ring, the advective term of heat flow is equal to the one of latent heat extraction by hurricane Gilbert (Jacob *et al.* 2000). The competitive effects of stratification and mixing by the wind govern the vertical penetration of the solar heating (Lee and Rudnick, 1996; Sverdrup *et al.* 1942). Still in the presence of strong horizontal variability, Rudnick and Weller (1993) suggest the applicability of a unidirectional model, showing that the heat flow in the surface dominates the integrated heat balance of the upper 40 meters in diurnal and semidiurnal frequencies.

The heat storage during S1 ( $-260 \text{ W m}^{-2}$ ; March) shows a considerable loss of heat, and was attributed to the transit of a severe Northcommonly observed during this period. Hernández-Téllez and Aldeco (1990) used data from the same cruise and computed a flow of  $177.4 \text{ W m}^{-2}$  towards the atmosphere ( $150.6$  and  $26.8 \text{ W m}^{-2}$  of latent and sensible heat, respectively). Levitus (1987) using only SST and a fixed MLD, indicates for the same time in the global Atlantic a value of  $-110 \text{ W m}^{-2}$  (the ocean yields heat). Adem *et al.* (1993), from a numerical model applied to the Gulf of Mexico also with fixed MLD, considered a climatic value of  $-80 \text{ W m}^{-2}$  for January. From here, as noted by Meehl (1984), it is seen that SST is not a good tool for computation of heat storage, especially when entrainment is suspected.

The heat storage during S2 (May-June) was positive ( $48.5 \text{ W m}^{-2}$ ), and agrees in phase and value ( $54$ - $56 \text{ W m}^{-2}$ ) with that reported by Oort and Vonder Haar (1976) for the study site latitude. Adem *et al.* (1993), from a numerical model applied to the Gulf of Mexico, consider the value of  $80 \text{ W m}^{-2}$  like climatic for July. Hernández-Téllez and Aldeco (1990) found for S2 a flux of  $82.2 \text{ W m}^{-2}$  towards the atmosphere ( $91.1$  and  $-8.9 \text{ W m}^{-2}$  of latent and sensible heat, respectively). As can be observed from these values, a heat source must exist, such as radiation, insolation or advection, to support the heat storage ( $48.5 \text{ W m}^{-2}$ ) and the latent heat flow towards the atmosphere ( $82.2 \text{ W m}^{-2}$ ). The sub-layer and the thermocline lost heat, thinning the mixed layer, a process observed in another region by Alexander and Penland (1996) and attributed to entrainment.

During S3 (September-October) the heat storage was negative, near to zero ( $-3 \text{ W m}^{-2}$ ). During this period the water column lost heat at the base of the mixed layer. Even so with the heating of the surface layer, the subsurface layer and the thermocline lost heat (process similar to the observed in S2), giving as a result negative heat storage. The surface heat gain can be due to the re-establishment of the temperature after the cooling caused by the transit of hurricane Gilbert (Jacob *et al.* 2000, Stramma and Cornillon, 1986). Based on the differences in the SST from September 10<sup>th</sup> to 17<sup>th</sup> of 1988, Peabody and Amos (1989) they calculated a negative superficial anomaly of  $1^\circ\text{C}$  in the zone of the study, caused by the passage of hurricane Gilbert.

An important contribution of the information here discussed is the observation of the erosion of the mixed layer floor, suggesting a differential flow in both strata, the upper (mixed layer) and lower (bottom layer). Because of the advection of cold bottom water, it could be suspected an upwelled origin.

Here where presented quantitative elements to suppose a different behaviour of the SST during this year. Considering the S2 SST and the phase delay of the NOAA observed SST, both a month of advance with respect to the NOAA climatic. As well as the obtained heating speeds during S1, S2 and S3 and those computed from the SST NOAA observed data, with a cooling a month of advance with respect to the

climatic one of September. Also the structure of the hurricane Gilbert, class 5. The year of sampling can be considered as of anomalous behaviour.

## Acknowledgments

This work was partially financed by the Naval Oceanography Division, of the Secretariat of the Navy. First and second cruises were onboard the R/V "Altair", of the Secretariat of the Navy; the third was onboard the Fishery Research Vessel "Onjuko", of the National Institute for Fishing. The assistance from the crew is also thanked. This work was finished at the Instituto de Ciencias del Mar y Limnología of the Universidad Nacional Autónoma de México.

## References

- Adem, J., E. E. Villanueva and V. M. Mendoza, 1993. A new method for estimating the seasonal cycle of the heat balance at the ocean surface, with application to the Gulf of Mexico, *Geofísica Internacional* (Mex.) 32:21-34.
- Aldeco, J. and M. T. Aguilar-Sánchez, 1989. *Informe de datos. Proyecto SERIES*, Deptos. de Física y Química Marina. Estación de Investigación oceanográfica Veracruz, Dirección General de Oceanografía, Secretaría de Marina, Veracruz, Ver., México, 54 pp.
- Alexander, M. A. and C. Penland, 1996. Variability in a mixed layer ocean model driven by stochastic atmospheric forcing, *Journal of Climate* 9:2,424-2,442.
- Anis, A. and J. N. Moum, 1992. The superadiabatic surface layer of the ocean during convection, *Journal of Physical Oceanography* 22:1,221-1,227.
- , 1994. Prescriptions for heat flux and entrainment rates in the upperocean during convection, *Journal of Physical Oceanography* 24:1,221-1,227.
- Boudreau, B., Y. Simard and E. Bourget, 1992. Influence of a thermocline on vertical distribution and settlement of post-larvae of the American lobster *Homarus americanus* Milne-Edwards, *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 162:35-49.
- Emery, W. J., Y. Yu, G. A. Wick, P. Schlüssel, and R. W. Reynolds, 1994. Correcting infrared satellite estimates of sea surface temperature for atmospheric water vapor attenuation, *Journal of Geophysical Research*, 99, 5219-5236.
- Emery, W. J. and K. Cherkauer, B Shannon and R.W. Reynolds 1997. Hull mounted bulk sea surface temperature measurements from volunteer observing ships, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14 , 1237-1251.

- Emery, W. J., D. J. Baldwin, P. Schluessel, RE Reynolds, 2001. Accuracy of In Situ Sea Surface Temperatures Used to Calibrate Infrared Satellite Measurements, submitted to *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, no. C2, 2387-2406.
- Etter, P. C., 1983. Heat and freshwater budgets of the Gulf of Mexico, *Journal of Physical Oceanography* 13:2,058-2,069.
- Etter, P. C., P. J. Lamb and D. H. Portis, 1987. Heat and freshwater budgets of the Caribbean Sea with revised estimates for Central American Seas, *Journal of Physical Oceanography* 17:1,232-1,248.
- Ewing, G. and E.D. McAlister, 1960. On the thermal boundary layer of the Ocean, *Science*, 131, 1374-1376.
- Gutiérrez de Velasco, G. and C. D. Winant, 1996. Seasonal patterns of wind stress and wind stress curl over the Gulf of Mexico, *Journal of Geophysical Research* C101:18,127-18,140.
- Hernández-Téllez and J. Aldeco, 1990. Balance de calor en un punto al norte de la Península de Yucatán a partir de dos períodos de muestreo durante 1988, *Memoria de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana*, Monterrey, Nuevo León, México, November, 12-15, 1990.
- Jacob, S. D., L. K. Shay and A. J. Mariano, 2000. The 3D Oceanic mixed layer response to Hurricane Gilbert, *Journal of Physical Oceanography* 30:1,407-1,429.
- Lee, C. M. and D. L. Rudnick, 1996. The upper-ocean response to surface heating, *Journal of Physical Oceanography* 26:466-480.
- Lehodey, P., M. Bertignac, J. Hampton. A. Lewis and J. Picault, 1997. El Niño Southern Oscillation and Tuna in the western Pacific, *Nature* 389:715-718.
- Levitus, S., 1987. Rate of change of heat storage of the world ocean, *Journal of Physical Oceanography* 17:518-528.
- Meehl, G. A., 1984. A calculation of ocean heat storage and effective ocean surface layer depths for the Northern Hemisphere, *Journal of Physical Oceanography* 14:1,747-1,761.
- Merino, M., 1997. Upwelling on the Yucatan Shelf: hydrographic evidence, *Journal of Marine Systems* 13:101-121.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 1982. Sea surface climatology, in: Auer, S., ed., *Oceanographic Monthly Summary*, April, 1982, 75 pp.
- , 1982-1988. East coast ocean features, SST monthly mean and anomaly, in: Auer, S., J.W. Clark and P. McHugh, eds., *Oceanographic Monthly Summary*, Vols. II-IX:18-22.
- , 1989. East coast ocean features, SST monthly mean and anomaly, in: Auer, S., J.W. Clark and P. McHugh, eds., *Oceanographic Monthly Summary*, Vol. IX:18-22.

- Oort, A. H. and T. H. Vonder Haar, 1976. On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere, *Journal of Physical Oceanography* 6:781-800.
- Peabody, L. and A. Amos, 1989. Gilbert effects on sea surface temperature, *Marine Weather Log* 33:12.
- Robinson, M. K., R. A. Bauer and E. H. Schroeder, 1979. *Atlas of North Atlantic-Indian Ocean Monthly Mean Temperatures and Mean Salinities of the Surface Layer*, Naval Oceanographic Office, Washington, D.C., USA, 213 pp.
- Rudnick, D. L. and R. A. Weller, 1993. The heat budget of the North Atlantic Subtropical Frontal Zone, *Journal of Geophysical Research* C98: 6,883-6,893.
- Sakaida, F, H. Kawamura and Y. Toba, 1998. Sea surface cooling caused by typhoons in the Tohoku area, *Journal of Geophysical Research* C103:1,053-1,065.
- Salmon, R., 1990. The thermocline as an "internal boundary layer", *Journal of Marine Research* 48:437-469.
- Stramma, L. and P. Cornillon, 1986. Satellite observations of sea surface cooling by hurricanes, *Journal Geophysical Research* C91:5,031-5,035.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming, 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry and General Biology*, Prentice Hall. USA, 1087 pp.
- Wagner, R. G., 1996. Decadal scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic, *Journal of Geophysical Research* C101:16,683-16,694.
- Wang, W. and M.J. McPhaden, 2000. The Surface-Layer Heat Balance in the Equatorial Pacific Ocean. Part II: Interannual Variability, *Journal of Physical Oceanography* 30:2989-3008.

Edición del  
Instituto Panamericano de Geografía e Historia  
realizada en su Centro de Reproducción  
Impreso en **CARGRAPHICS**  
**RED DE IMPRESION DIGITAL**  
Av. Presidente Juárez N° 2004  
Col. Fracc. Industrial Puente de Vigas  
Tlalnepantla C.P. 54090  
Edo. de México  
Tels: 5390-9709 5390-9711  
2007

# ESTADOS MIEMBROS DEL INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

**Argentina**

EL IPGH, SUS FUNCIONES Y SU ORGANIZACIÓN

**Belice**

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia fue fundado el 7 de febrero de 1928 por resolución aprobada en la Sexta Conferencia Internacional Americana que se llevó a efecto en La Habana, Cuba. En 1930, el Gobierno de los Estados Unidos Mexicanos construyó para el uso del IPGH, el edificio de la calle Ex Arzobispado 29, Tacubaya, en la ciudad de México.

**Bolivia**

**Brasil**

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.

**Chile**

**Colombia**

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

**Costa Rica**

1) Fomentar, coordinar y difundir los estudios cartográficos, geofísicos, geográficos e históricos y los relativos a las ciencias afines de interés para América.

**Ecuador**

2) Promover y realizar estudios, trabajos y capacitaciones en esas disciplinas.

**El Salvador**

3) Promover la cooperación entre los Institutos de sus disciplinas en América y con las organizaciones internacionales afines.

**Estados Unidos  
de América**

Las actividades y proyectos que desarrolla el Instituto se conjugan en tres programas que cumplen los fines ya señalados:

**Guatemala**

1) Dirección y Administración

2) Publicaciones

**Haití**

3) Asistencia Técnica

**Honduras**

Solamente los Estados Americanos pueden ser miembros del IPGH. Existen también las categorías de Observador Permanente y Socio Cooperador del IPGH. Actualmente son Observadores Permanentes: España, Francia, Israel y Jamaica.

**México**

**Nicaragua**

El IPGH se compone de los siguientes órganos panamericanos:

**Panamá**

1) Asamblea General

2) Consejo Directivo

3) Comisión de:

**Paraguay**

Cartografía

(Santiago, Chile)

Geografía

(Aguascalientes, México)

**Perú**

Historia

(Sao Paulo, Brasil)

Geofísica

(Denver, CO, EUA)

**República**

4) Reunión de Autoridades

**Dominicana**

5) Secretaría General (México, D.F., México)

**Uruguay**

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.

**Venezuela**



Nota Editorial • El pronóstico de la trayectoria del huracán Alma de 1996 producida por un modelo numérico *Enrique Buendía C., Francisco Villicaña C., Enrique Azpra R., Orlando Delgado D. y Ángel Meulenert P.* • ¿Por qué estudiar señales electromagnéticas durante sismos? *J.A.L. Cruz-Abeyro, R. Pérez Enriquez, R. Zúñiga y A. Kotsarenko* • Prospecciones geofísicas y arqueológicas para la recuperación de la traza urbana de Panamá La Vieja: el caso de la calle Santo Domingo *Orlando Caballero, Alexis Mojica y Juan Martín-Rincón* • Remoción del ruido dispersivo asociado a la riguridad topográfica presente en los registros sísmicos *Luis Montes, Robinson Quintana, Sandra Céspedes, Alfredo Ghisays, Nancy Espindola y Gabriel Pérez* • Punctual Thermal Study of the Water Column on the Continental Shelf in the North Part of Yucatan *Javier Aldeco Ramírez, David Alberto Salas de León and José Hernández Téllez*

ISSN-0252-9769