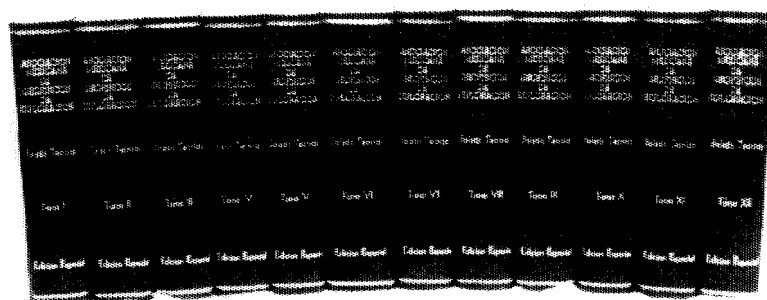


ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

Estimado Socio:

Tenemos a la disposición la colección completa en doce tomos del Boletín Técnico de nuestra querida Asociación, para mayor información con el M. en C. Rodolfo Marín Campos, a los Tels.: 567-82-61 (Directo) 587-29-77, 368-59-11 y 368-93-33, Exts.: 20355 y 20772 del Instituto Mexicano del Petróleo.



Presentación: Keratol o keratina
Colores: Azul, guinda, café, rojo o negro
Letras: Doradas o plateadas

Atentamente,

EL CONSEJO DIRECTIVO

Sumario

Página

- **ESTIMACION DE PERIODOS DE RETORNO SISMICO EN LA PLANTA NUCLEAR LAGUNA VERDE.** 1

Jesús Hernán Flores Ruíz

- **ANALISIS DE RIESGO SISMICO EN EL AREA DEL CENTRO NUCLEAR DE MEXICO, USANDO LA DISTRIBUCION DE GUMBEL—I.** 21

*Jesús Hernán Flores Ruíz
Rafael Argüelles Fernández
Miguel Moreno Aguilar*

- **CALCULO DE LA PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO A PARTIR DE DATOS GRAVIMETRICOS EN EL AREA DEL CENTRO NUCLEAR DE MEXICO (CNM).** 41

Jesús Hernán Flores Ruíz

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

CONSEJO DIRECTIVO

1991 –1992

Presidente	Ing. Jorge Reyes Núñez
Vicepresidente	Ing. Raymundo Aguilera Ibarra
Secretario	Ing. Francisco Rubén Rocha de la Vega
Tesorero	Ing. César Navarro Tafolla
Pro-Tesorero	Ing. Víctor A. Degollado Flores
Editor	Ing. Rodolfo Marines Campos
Coeditor	Ing. Fermín Castilla Ortega
Coordinador Ayuda Mutua	Ing. José G. Viveros Zúñiga
Subcoordinador Ayuda Mutua	Ing. Sergio García del Toro
Coord. Eventos Técnicos	Ing. Jaime Martínez Ramos
	Ing. Jorge Vera Sánchez
Coord. Eventos Sociales	Ing. Carlos López Ramírez
	Ing. Antonio Sandoval Silva

PRESIDENTES DELEGACIONALES

Reynosa	Ing. Gildardo Velasco Vázquez
Tampico	Ing. Everardo Castro Medellín
Poza Rica	Ing. Héctor Hernández Galicia
Coatzacoalcos	Ing. Luis Calzada Tovar
Villahermosa	Ing. Quintín Cárdenas Jammet
Cd. del Carmen	Ing. Jorge Stanford Best
Córdoba	Ing. Fernando López Juárez
Chihuahua	Ing. Enrique de la Rosa Santoscay
Morelia	Ing. José Francisco Arrellano Guadarrama

VOCALES

IMP	Ing. Carlos Villegas Carrasco
IPN	Dr. Ernesto Filio López
UNAM	Dr. René Chávez Segura
EXTERIOR	Ing. Javier Núñez Ariza
JUBILADOS	Ing. Jorge Franco Páez

Para todo asunto relacionado con el Boletín Técnico, como manuscritos, suscripciones, descuentos especiales a bibliotecas públicas o universidades, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

M. en C. Rodolfo Marín Campos
Apartado Postal 57-275
06500 México, D.F.
Tel. 567-82-61

Las aseveraciones y opiniones expresadas en los escritos en este Boletín, son de la exclusiva responsabilidad de los autores.

Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración. Boletín Trimestral, editado por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Apartado Postal 57-275, 06500 México, D.F., Tels.: 545-79-68, 531-63-18 y 254-20-44, Exts.: 22537 y 23519. Solicitada la autorización como correspondencia de segunda clase en la Administración de Correos, D.F. Solicitada la licitud correspondiente a la Dirección de Publicaciones y Revistas Ilustradas de la Secretaría de Educación Pública. Prohibida su reproducción total o parcial sin la autorización de la AMGE.

ESTIMACIONES DE PERIODOS DE RETORNO SISMICO EN LA PLANTA NUCLEAR LAGUNA VERDE

M. en I. Jesús Hernán Flores Ruíz *

RESUMEN

El estudio de riesgo sísmico en el área de la Planta Nucleoeléctrica de Laguna Verde (PNLV) y sus alrededores, se realizó estimando los diferentes periodos de retorno y la probabilidad de ocurrencia en distintos intervalos de tiempo (50, 75, 100, 125, 150 años) a partir de la distribución de primer tipo de Gumbel (G1) de valores extremos (Burton, 1986), el valor que se usó para evaluar la vida útil de la PNLV fue de 50 años, los demás periodos se ocuparán para evaluar cementerios nucleares "temporales", es decir para bajar la actividad radiactiva de los ensambles combustibles ya quemados en la piscina del reactor o en un sitio cercano al lugar.

Los datos sísmicos que se utilizaron para el análisis fueron del catálogo sísmico que se elaboró de 1920-1982, alrededor del sitio, cuya magnitud media sísmica fue de 5 grados Richter y una profundidad de 65 km, estos sismos son clasificados como sismos someros, los cuales se localizan en la corteza continental de la placa de Norteamérica. Estos son inducidos por los esfuerzos de empuje de la placa de Cocos, existiendo el 36% de sismos intermedios y dos profundos.

* Gerencia de Investigación Aplicada del Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares.

I. INTRODUCCION

En sismología, la teoría de valores extremos se aplica a una serie de observaciones sísmicas, dentro de una región geográfica determinada, los valores extremos de una serie de datos sísmicos son obtenidos, a partir de dividir las muestras en intervalos de tiempo "iguales" (preferentemente anuales) y extrayendo la magnitud máxima de cada uno de ellos se grafica sobre papel de doble probabilidad, donde las probabilidades de mayor valor en magnitud, son dadas por dos tipos de modelos conocidos como: tipo I (G1) y tipo III (G3), (Gumbel, 1958). En G1, la serie de magnitudes es ilimitada y las observaciones se encuentran en una línea recta, y en G3 el límite superior es dado y la gráfica es cóncava hacia arriba. Los dos parámetros que caracterizan la G1 son estimados por el método de valor máximo probable (Yegulab y Kuo, 1979; Burton 1978, 1979, 1981; Al Abbasi and Fahmi, 1985; Kijko, 1984; Kijko and Sellevol, 1987) de hecho se determina con la magnitud sísmica más significativa, como es el caso de los datos sísmicos de la PNLV alrededor de un perímetro de 200 km del sitio. Otros investigadores han usado distribuciones combinadas y han producido por así decirlo un modelo de Gumbel-mixto, este concepto fue introducido por Fahmi y Al Abbasi (1987) y aplicado con cierto éxito por Fahmi y Al Abbasi (1990), en este trabajo se usó Gumbel del primer tipo I (G1) para modelar el riesgo sísmico para estimar los periodos de retorno. Otra aplicación de las mismas distribuciones antes mencionadas, son en la estimación de mapas de riesgo sísmico en magnitud en la PNLV usando la distribución G3 y mapas de aceleración del terreno con G1.

En la selección del sitio de la PNLV se debe buscar un área de baja actividad sísmica, determinada según los siguientes parámetros:

- a) Datos de historia sísmica (Catálogo).
- b) Registro histórico de daños sísmicos (Paleosismicidad).
- c) Estimación de la aceleración máxima de sismos en el futuro (Riesgo Sísmico).
- d) Estudio sismo-tectónico.

- e) Estimación de periodos de retorno (vida útil de la instalación) de acuerdo con Lomnitz (1974).

Para la actualización de la actividad sísmica del área ya seleccionada, es necesario hacer un estudio sismo-tectónico (d), elaborar un catálogo sísmico (a), estimar los periodos de retorno sísmicos (e), el punto (e) ya fué elaborado en tesis de maestría de (Flores J.H., 1988, 1990) y el punto (b) no hecho actualmente, todos estos puntos están normados por el Código de Regulación Federal, Apéndice-A (10CFR100, 1973), en el cual se indica que se debe garantizar la seguridad del medio ambiente, así como el buen funcionamiento de la misma (vida útil de 40 años).

En Laguna Verde se encuentra ubicada la primera Central Nuclear del país. La Central se localiza en el Estado de Veracruz (PNLV), en la parte más Oriental de la Faja Volcánica Mexicana (FVM).

II. ANTECEDENTES GEOLOGICOS Y GEOFISICOS

La planta nucleoelectrica Laguna Verde (PNLV) se encuentra localizada en el Estado de Veracruz, en la costa del Golfo de México en Punta Limón, cuyas coordenadas geográficas son: 19.71° de latitud norte, 96.48° de longitud oeste. La altitud media sobre el nivel medio del mar es de 18 m.

El área en estudio se sitúa alrededor de la zona de la PNLV, entre los paralelos 18 y 20° de latitud norte y entre los meridianos 96 y 98° de longitud oeste, presenta los siguientes antecedentes geológicos (Fig. 2.1).

El macizo de Teziutlán que ocupa la parte central de la llanura costera de Veracruz, limita al norte con la Cuenca de Tampico-Misantla, al sur con la Cuenca de Veracruz, al este con el Golfo de México y al oeste con los plegamientos del Mesozoico que forman la Sierra Madre Oriental. En la parte central y oriental del macizo se encuentra la Sierra de Chiconquiaco, constituidas por corrientes lávicas y materiales piroclásticos, los que le da un aspecto accidentado característico de regiones montañosas de origen ígneo. Las zonas marginales del Macizo, con elevaciones más moderadas y escalonadas, forman la transición del Macizo hacia la planicie costera, dependiendo del tipo de topografía de las formaciones geológicas que la cubren que son principalmente sedimentos piroclásticos y arcillo-arenosos del Cenozoico, así como de corrientes lávicas, basálticas y andesíticas. En el Macizo, las rocas más antiguas corresponden a unidades graníticas sobre

las que descansan predominantemente algunos afloramientos de depósitos continentales del Jurásico y posiblemente del Triásico. Parece que existen reactivaciones del magma granítico que dieron lugar a intrusiones dentro de los Lechos Rojos de edad Jurásica (Viniegra, 1965).

La cuenca de Veracruz que empieza a extenderse al sur del Macizo de Teziutlán y se conjuga, en el extremo meridional, con la Cuenca Salina del Istmo, limita al Oeste con los grandes plegamientos de rocas Cretácicas que forman la Sierra Madre Oriental, al este con el Golfo de México y al sur con el Macizo de los Tuxtlas y la Sierra de Oaxaca. Dicha cuenca se encuentra cubierta, en su mayor parte, por depósitos Cuaternarios consistentes en aluvión y materiales piroclásticos reflejando la última retirada de los mares Cenozoicos con una topografía plana buzante hacia el Golfo de México (López Ramos, 1972).

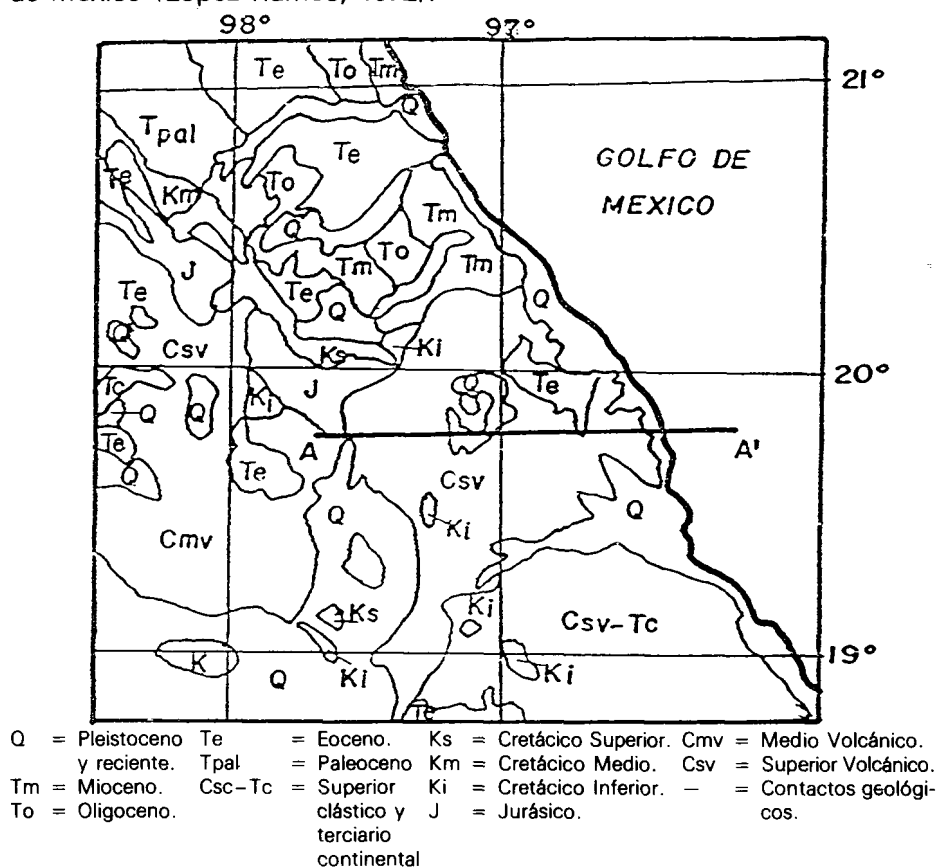


Fig. 2.1.- Plano geológico del área de la PNLV (tomado de la carta geol., 1976).

En el aspecto sísmológico, la República Mexicana se encuentra dentro de una zona donde la sismicidad es frecuente, tanto en microsismos como en temblores de gran magnitud. Se registraron en la zona de estudio aproximadamente cerca de 30 sismos por mes, en promedio, y 2 ó 3 anuales de gran intensidad. Dicha área se localiza en la zona penisísmica o de sismicidad media correspondiente a la clasificación de zona sísmica de la República Mexicana (Figueroa, 1984).

El trabajo geomagnético realizado en el área (Del Castillo, 1975) comprende a las líneas 14 y 15 del proyecto CICAR, las cuales se encuentran localizadas en las cercanías del alto gravimétrico de la línea de costa (Fig. 2.2). Las principales características de esta línea son: La línea 14 presenta alta magnetización en las cercanías del continente en relación al valor medio de todas las demás estudiadas con excepción de la línea 23, localizada al frente del macizo de los Tuxtlas, descendiendo rápidamente cuando se aleja de la línea de costa.

El modelo deducido a partir de los datos magnéticos presenta un basamento con una suave pendiente hacia el Golfo de México, a una profundidad desde -3,200 hasta -5,200 m.

La línea 15, al igual que la anterior, presenta alta magnetización aún mayor a la de la línea 14. El modelo ajustado presenta una pendiente desde -1,000 , hasta -4,300 m. Esta línea presenta anomalías locales que pueden deberse según Del Castillo (1975) a extensiones superficiales del eje Neovolcánico o estructuras pequeñas del basamento.

Del mapa de anomalía de Bouger (Fig. 2.2) se puede observar: el bajo gravimétrico al SE sobre la plataforma continental, se debe posiblemente a alguna cuenca en el basamento continental cubierta por material de baja densidad.

La anomalía negativa -40 mgals al SW del área, así como la de -80 mgals un poco más al sur, se encuentra en la cuenca de Veracruz correspondiente a una tierra baja y pantanosa cubierta en su mayor parte por depósitos Cuaternarios, formados por aluvión y material piroclástico (Viniegra, 1965).

Las anomalías de esta cuenca no muestran ninguna relación con la topografía; tampoco la anomalía positiva 100 mgals, localizada entre el extremo oriental del Eje Neovolcánico o Faja Volcánica Mexicana (FVM) y el Golfo de México, la interpretación cuantitativa gravimétrica del área se reduce al perfil A-A' de la figura 2.2, este perfil corresponde a la transición de la corteza

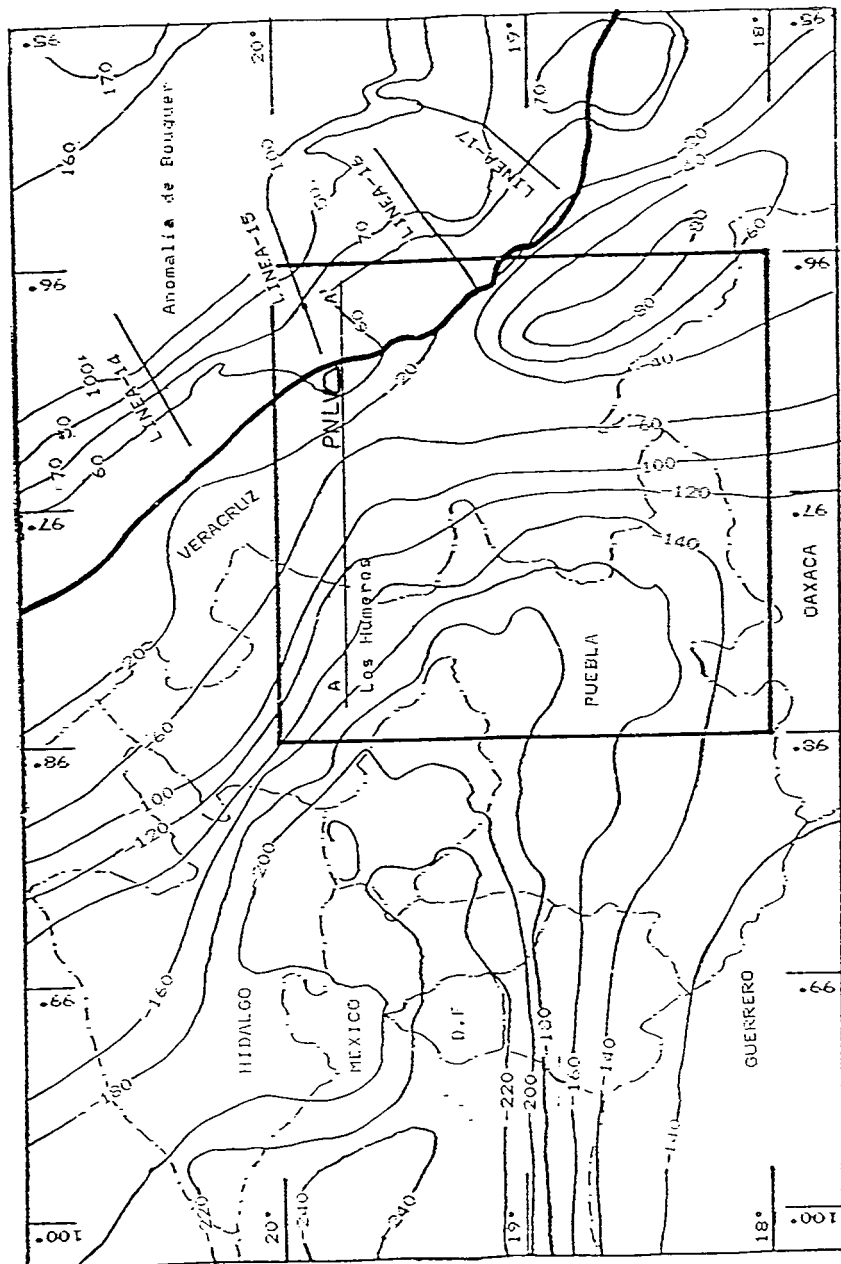
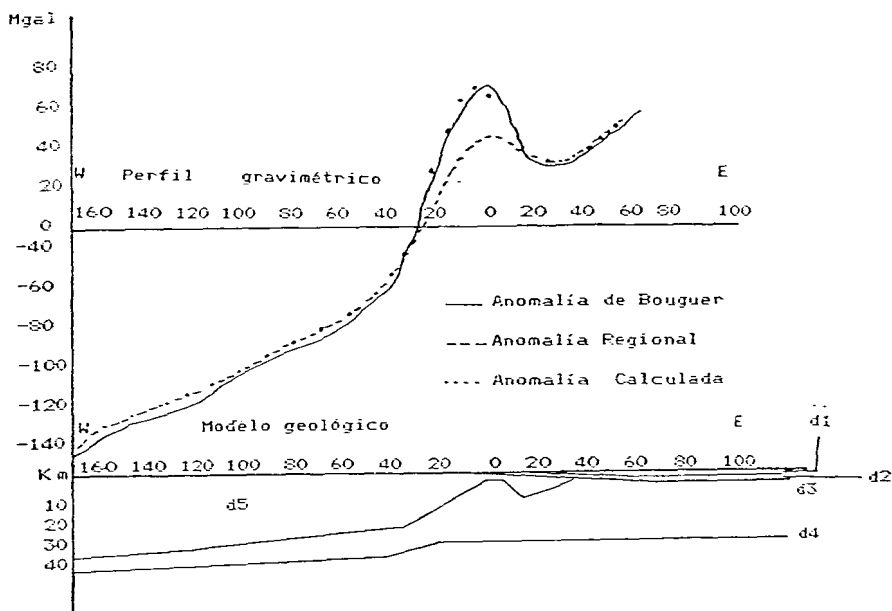


Fig. 2.2.- Anomalias de Bouguer (Del Castillo, 1975).

continental a la oceánica, de cuyo modelo estructural deducido entre las anomalías gravimétricas observadas y calculadas se obtuvieron las siguientes densidades para los diferentes cuerpos que la componen: para el agua 1.03 gr/cm^3 , sedimento 2.2 gr/cm^3 , granito 2.6 gr/cm^3 y para el manto se tomó la densidad de 3.4 gr/cm^3 (ver Fig. 2.3).



DENSIDADES:

$d1 = 1.03 \text{ gr/cm}^3$ $d2 = 2.2 \text{ gr/cm}^3$ $d3 = 2.67 \text{ gr/cm}^3$ $d4 = 2.9 \text{ gr/cm}^3$ $d5 = 3.4 \text{ gr/cm}^3$

Fig. 2.3.- Perfil A-A' Comparación entre las anomalías gravimétricas observadas y calculadas (González, 1976).

III. SISMICIDAD Y SISMOTECTONICA

El estudio tectónico de México, hasta ahora, ha consistido en la extensión y prolongación de las unidades tectónicas de la placa de Norteamérica hacia el suroeste a la trinchera de Acapulco (Fig. 3.1). Actualmente, mediante datos paleomagnéticos se proporciona la información cuantitativa del campo geomagnético en el pasado, proveyendo así de un sistema de paleocoordenadas (espacio-temporales) que permiten resolver los movimientos relativos de la corteza terrestre y de la litósfera (Maxwell, 1984) y proporciona elementos de

correlación y fechamientos. Las aplicaciones son en tectónica de placas, el esparcimiento del fondo oceánico y deriva continental, proporcionando así una nueva visión sobre la historia del planeta (Urrutia, 1984).

Los sismos que afectan al centro del país son principalmente sismos de subducción a lo largo de la costa del Pacífico, sismos profundos por debajo del continente en el interior de la placa de Cocos y los que ocurren en la corteza de la placa de Norteamérica, fundamentalmente en la FVM. Los sismos asociados a la actividad volcánica son escasos, los cuales se localizan en la porción activa del FVM. Los volcanes más cercanos al sitio de la PNLV son el Cofre de Perote a una distancia aproximada de 60 km, y el Pico de Orizaba a unos 100 km. Estos volcanes guardan una relación de alineamiento norte-sur, cuya edad estimada es 1.7 a 1.9 m.a.

Los sismos someros son asociados a estructuras superficiales, tal es el caso en la localidad del Cofre de Perote, cuyo evento se produjo en 1920 a una profundidad de 33 km, una magnitud de 5.8 grados Richter, y una aceleración estimada de 151 gales en el sitio, pero de 46 gales en la PNLV a una distancia de 50 km, los sismos de profundidad intermedia de corteza continental son relacionados a la zona de subducción, las magnitudes de estos eventos pueden alcanzar hasta 7.5 grados de Richter, dichos eventos causan daños a una gran área de terreno, por ejemplo: desde Tierra Blanca en Veracruz hasta ciudad Cerdán Puebla, el cual ocurrió en 1973 a una profundidad de 84 km, con magnitud de 7.5 grados y una aceleración estimada de 51 gales, y 9 gales en la PNLV a una distancia aproximada de 193.15 km, estos sismos son incluidos en el catálogo que se elaboró de (1920-1982).

A continuación se muestran los mapas sísmicos durante el periodo (1964-1975) del FSAR (1979) de la República Mexicana, clasificándose en someros intermedios (corteza continental) y los profundos (interior de la placa) de acuerdo con su profundidad, varían desde 0 hasta 300 km (Figs. 3.2, 3.3 y 3.4) como se puede observar en los datos de la región de la PNLV son escasos, por lo tanto, se elaboró un catálogo de 70 sismos de la información publicada por Lomnitz (1983), Singh *et al.* (1984) y Figueroa (1984), desde 1920 hasta 1982 con sus respectivos hipocentros en la región de 200 km de radio, el cual es equivalente a un cuadrado de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (ver Fig. 3.5), cuyos rangos de magnitud varían desde 3.0 a 7.7, y profundidades de 33 a 180 km, con el 36% de sismos intermedios, 2 profundos y el resto someros, cuyos valores medios de magnitud son de 5.0 y profundidad de 65 km, estos sismos son clasificados como someros ($h = 70$). Los valores máximos en

magnitud se presentan en la localidad del Cofre de Perote y el mínimo en el Pico de Orizaba y el resto de los sismos guardan una alineación aproximada con el paralelo 18° Norte.

IV ESTIMACION DEL PERIODO DE RETORNO

En este capítulo se dará un bosquejo breve de las ecuaciones necesarias que gobiernan este tipo de estadística matemática. G1 y G3 son funciones de distribución asintótica, que pueden ser expresadas por las siguientes funciones de densidad de probabilidad:

$$G1 (ms) = \exp [-\exp (-A(ms-B))] \quad (1)$$

y:

$$G3 (ms) = \exp [- (W-ms)/(W-U)^k] \quad ms > W \quad (2)$$

$$= 1 \quad ms \leq W$$

Donde las G's es la probabilidad de que no exceda la magnitud sísmica ms, A y B son parámetros que caracterizan G1.

Siguiendo con las muestras en el tiempo (n) en años, la magnitud máxima seleccionada del catálogo sísmico, de la i-ésima muestra es:

$$Gi(ms) = i/(n + 1) \quad (3)$$

A partir de la ecuación 3, es posible determinar el periodo de retorno T(ms) en años, el cual es el valor promedio de los intervalos requeridos para el valor mayor o igual a ms observado.

$$Ti(ms) = 1/(1-Gi(ms)) \quad (4)$$

Las ecuaciones 1 y 2 dan las relaciones fundamentales necesarias para expresar las funciones de densidad de probabilidad de G1 y G3.

Para propósitos de ingeniería sísmica, es útil usar en predicciones el mayor valor en magnitud, en el sentido de determinar el riesgo sísmico en un retorno específico y periodos de diseño (en términos de la vida útil). De acuerdo con Lomnitz (1974), el riesgo sísmico puede ser definido como en porcentaje

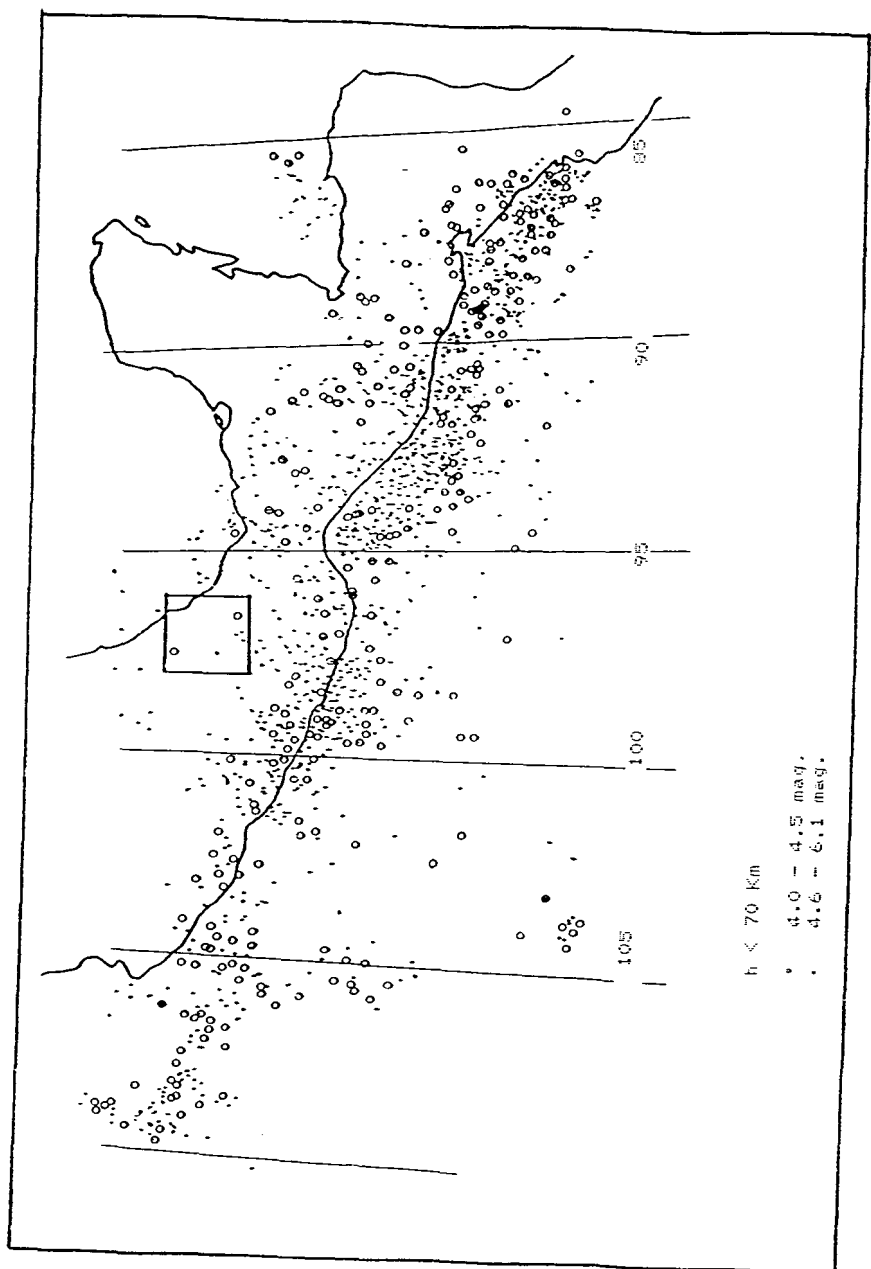


Fig. 3.2. - Hipocentros someros (1964-1975) (FSAR, 1979).

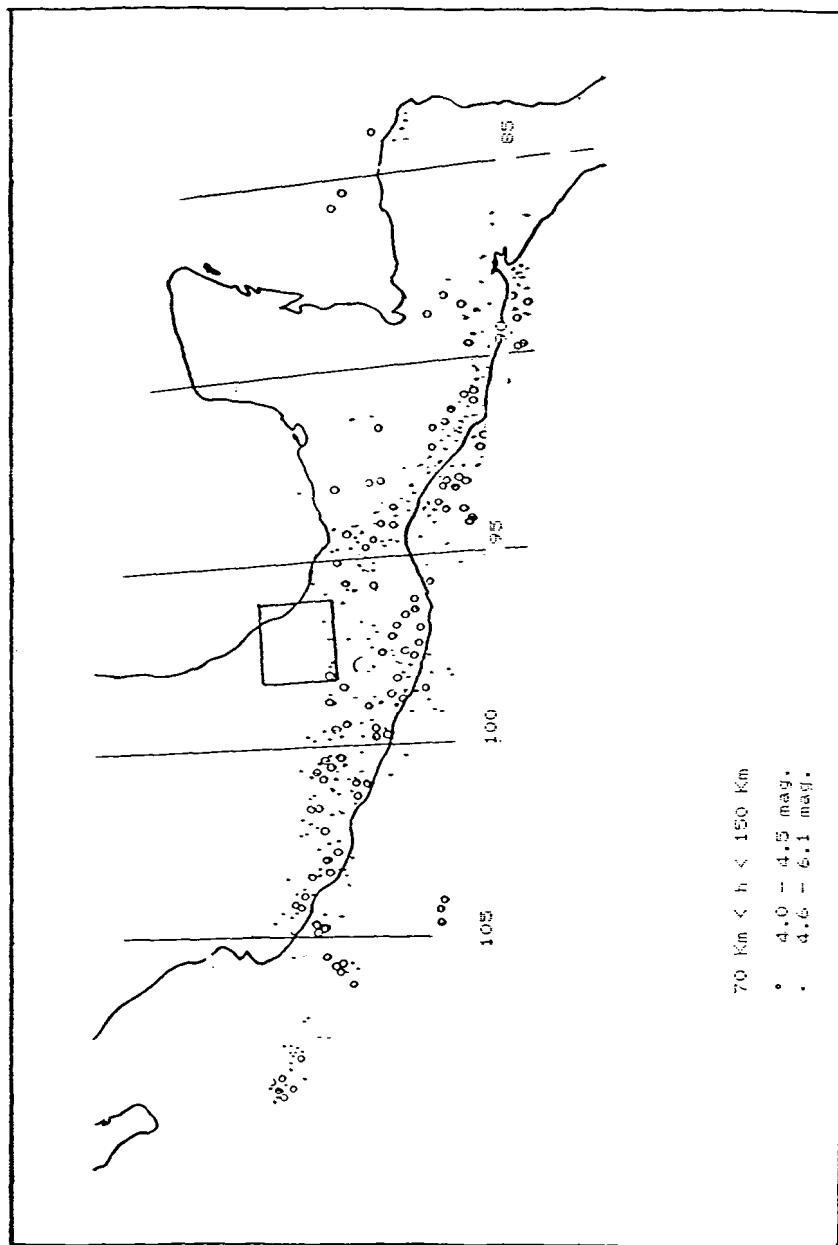


Fig. 3.3.- Hipocentros intermedios (1964-1975) (FSAR, 1979).

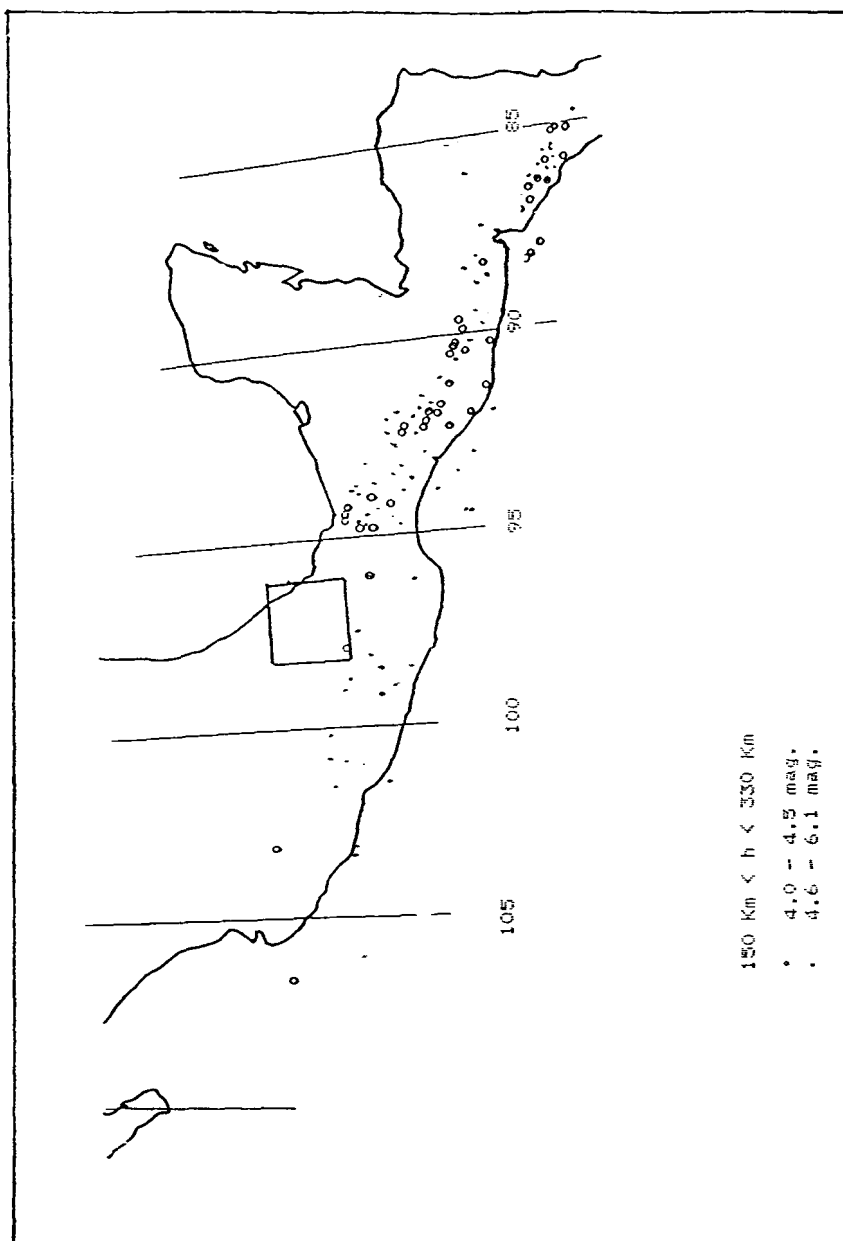


Fig. 3.4. - Hipocentros profundos (1964-1975) (FSAR, 1979).

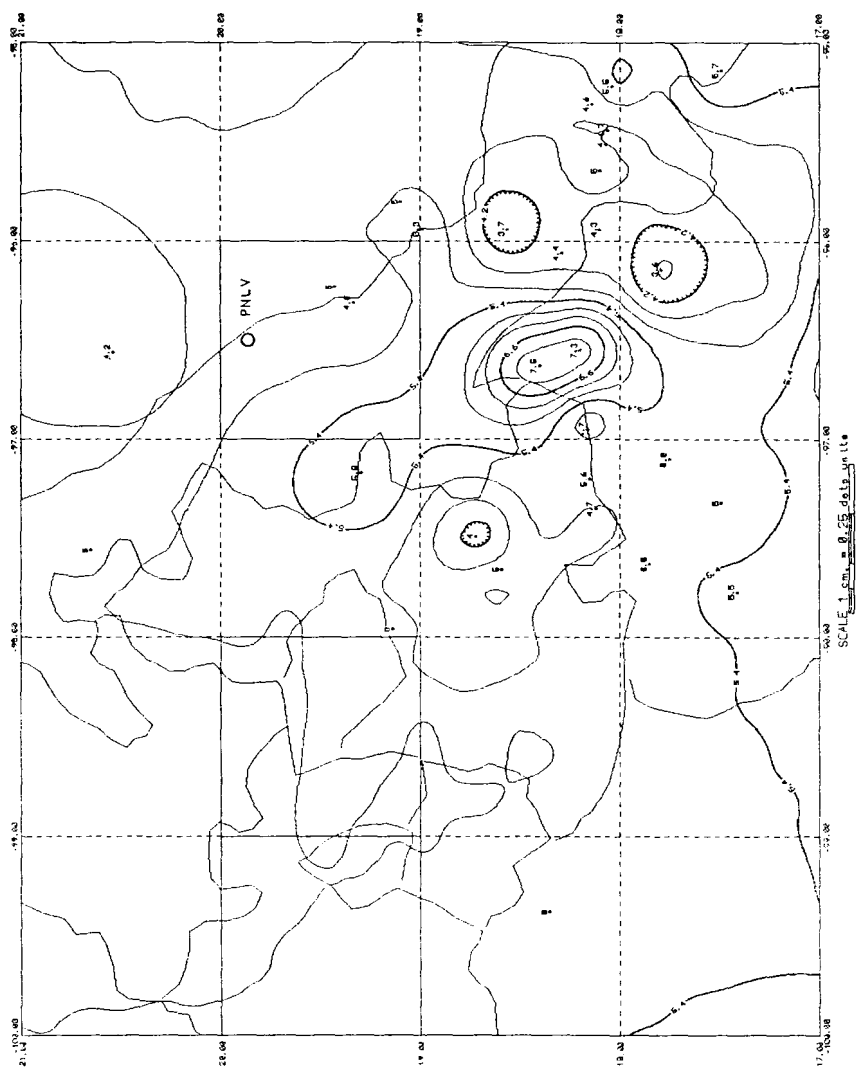


Fig. 3.5.- Sismos (1920-1982) PNLV.

de probabilidad de ocurrencia de un sismo crítico caracterizado por una magnitud de diseño durante un periodo específico de tiempo.

Empleando la optimización (mejor ajuste) para estimar los parámetros de G1, es posible calcular el riesgo $R(ms)$ en T periodos de retorno o periodo de diseño (años), es decir:

$$R1(ms) = 1 - \exp[-T \exp(-A(Ms - B))] \quad (5)$$

Similar expresión de la ecuación 5 puede ser obtenida para D periodos de diseño cuando $T \gg D$ resultando;

$$R1(ms) = 1 - (G1(ms))^D \quad (6)$$

resolviendo el par de ecuaciones anteriores para $R1(ms/T)$ resulta:

$$R1(ms) = 1 - \exp(D/T : \ln(1 - R1(ms/T))) \quad (7)$$

Teniendo ya establecidas las fórmulas necesarias para calcular la probabilidad del riesgo sísmico para seleccionar la magnitud de clases dentro del modelo G1 de distribución asintótica, se implementó un programa de cómputo en Fortran-77.

Datos de entrada:

- 1). Título
- 2). Parámetros de G1: $m = 2$
 $C = (3.6)$ valor de magnitud a evaluar
 $N = 70$ sismos
 $Nr = 20$ magnitudes omitidas
- 3). $S(l)$, $l = 1$, m valor de $A = 1.56$ y $B = 3.45$
- 4). $X(L)$, $L = 1$, N número de sismos.

Resultados: a partir del catálogo sísmico de (1920–1982) de la PNLV, se estimaron los periodos de retorno sísmico con sus respectivas magnitudes del área, asociados a diferentes periodos de tiempo con sus respectivas probabilidades (ver la siguiente tabla de cálculo).

SISMOS DE LA PNLV (1920–1982)
MAXIMA MAGNITUD DEL SISMO

3.0	3.0	3.0	3.0	3.3	3.4	3.4	3.4	3.5	3.6
3.6	3.6	3.7	3.7	3.7	3.7	3.7	3.9	3.9	3.9
3.9	3.9	3.9	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.1	4.1
4.2	4.2	4.2	4.2	4.3	4.3	4.3	4.4	4.5	4.5
4.5	4.6	4.6	4.7	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	5.3	5.5	5.5	5.5	5.5	5.6	5.6
5.6	5.6	5.7	5.8	6.5	6.7	6.8	7.3	7.7	7.7

MAGNITUD MINIMA (MS) = 3.00

PERIODO ANALIZADO (AÑOS) = 90

NUMERO DE MAGNITUDES = 70

NUMERO DE MAGNITUDES OMITIDAS EN LOS REPORTES = 20

MAX. MAGNITUD (MS)	P. DE RETORNO (AÑOS)
3.6	1.66
4.1	2.26
4.6	3.23
5.1	4.79
5.6	7.25
6.1	11.14
6.6	17.29

ESTIMACION DEL RIESGO SISMICO CON GUMBEL (II)

MAGNITUD (MS)	50	75	100	125	150	175	200
3.6	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
4.1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
4.6	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
5.1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
5.6	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
6.1	0.991	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
6.6	0.949	0.989	0.997	0.999	1.000	1.000	1.000

FIN DEL ANALISIS

V. CONCLUSIONES

1. El área en estudio caé en la zona penisísmica o de baja actividad, aproximadamente entre los paralelos 19°-20° N, mientras que en 18°-19° N es una zona sísmica (Fig. 3.5), la sismicidad en el periodo (1920-1982), alrededor de la PNLV es de 5° Richter de magnitud promedio y profundidad de 65 km, éstos son clasificados como sismos someros, los cuales se localizan en la corteza continental, aclarando que el 36% de sismos son intermedios, 2 profundos y el resto someros.
2. En esta misma área se estimaron los periodos de retorno que van desde 1.66 años hasta 17.29 años para sismos entre 3.6° magnitud hasta 6.6°, así como también el riesgo sísmico en la probabilidad de ocurrencia de los mismos a distintos intervalos de tiempo (50, 75, 100, 125, 150, 175 y 200 años), el valor que se usó para evaluar la vida útil de la PNLV fue de 50 años, dando valores determinísticos para los sismos (3.6, 4.1, 4.6 y 5.1) y valores probabilísticos de 99.9, 99.1 y 94.9% para sismos de 5.6, 6.1 y 6.6°, respectivamente.

REFERENCIAS

- Al Abbasi, J. N., and Fahmi K. J., 1985. Estimating Maxima Magnitud Earthquakes in Iraq Using Extreme Values Statistics: *Gephys. Jour. Roy. Astro. Soc.* vol. 82, p. 535-548.
- Burton, P.W., 1978. The Application of the Extreme Values Statistics to Seismic Hazard Assement in the European area: *Proc. Symp. Anal. Seismicity and Seismic Risk, Liblice (October 17-21, 1977) Academia, Prague*, p. 323-334).
- Burton, P.W., 1979. Seismic Risk in Southern European Through to Indian Examined Using Gumbel's Thrid Distribution of the Extreme Values: *Geophys. Jour. Roy. Astro. Soc.*, v. 59, p. 249-280.
- Burton, P.W., 1981. Variation on the Seismic Risk Parameter in Britain, in *Proc. Second. Intern. Symp. Anal. Seismicity & Seismic Risk Liblice, Czechoslovakia (1981); Prague*, p. 495-530.
- Burton, P.W. 1986. Seismic Hazard Parameter Using Gumbel's Theory of the Extreme Value Statistics, *Computers & Geosciences*, vol. 12, No. 1, p. 29-46.

10 CFR-Part 100, appendix-a, 1973, Seismic and Geological Setting Criteria for the Nuclear Power Plants, p. 15-30.

Del Castillo, G.L., 1974. Marine Geophysics Along Gulf of Mexico and Yucatán Península Coastal Zone: Physics of the Earth and Planetary Interiors 9, p. 227-247.

Del Castillo, G. L. *et al.*, 1978. Interrelación Geodinámica del Golfo de México y el Eje Neovolcánico. Bol. Soc. Mex. Tomo XXXIX, No. 2, p. 77-90.

Fahmi, K. J. and Al Abbsi, J.N., 1987. Mixture Distributions an Alternative Approach for Estimating Maximun Magnitude Earthquake Occurrence: Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc., vol. 89, p. 741-747.

Fahmi, K.J. and Al Abbasi, J.N., 1990. Application of a Mixture Distributions of the Extreme Values to Earthquake Magnitudes in Iraq and Conternimous Regions: Geophys. Jour. Intern. Submitted.

Figueroa, J., 1984. Catálogo de Sismos Ocurridos en la República Mexicana de 1970 a 1982. Int. de Ing. UNAM, No. 478 agosto 1984.

FSAR, 1979. Final Analysis Report: Nuclear power plants, CFE., vol. 3, p. 254-270.

Flores, J.H., 1988. Seismicity and Earthquake Risk at the Nuclear Power Station of Laguna Verde, Veracruz. Geological Survey of Japan (GSJ) in Participants of Group Training Course in Offshore Prospecting (JICA).

Flores, J.H., 1990. Integración Geológica-Geofísica en El Area de la Planta Nucleoeléctrica de Laguna Verde y sus Alrededores. Tesis de Maestría en Ingeniería de la DEPMI, UNAM.

Gumbel, E.J., 1958. Statistics of Extremes: Columbia University, Press., N.Y., p. 375.

Kijko, A., 1984. Is it neccesary to Constructe Empirical Distributions of Maximung Earthquake Magnitudes? Bull. Seis. Soc. America, vol. 74, No. 1, p. 339-347.

Kijko, A. and PISOKEY M., 1987. Application of the Extreme Magnitude

- Distribution to Incomplete Earthquake Files: Bull. Seis. Soc. America, vol. 77, No. 4, p. 1,429-1,436.
- Lomnitz, C., 1974. Global Tectonics and Earthquake Risk: Elsevier. Sci. Publ. Co. Amsterdam, p. 320.
- Lomnitz, C., 1983. Seismicity and Earthquake Risk at the NPP Site of Laguna Verde, Veracruz., Geof. Intern., vol. 22, No. 1.
- López, Ramos., 1974. Geología General y de México, IPN.
- Maxwell, J.C., 1984. What is the Litosphere?, EOS. Trans. America. Geophys. Union., U.G.S., No. 17, p. 321-325.
- Singh *et al.*, 1984. A Catalog of Shallow Earthquake of México, p. 267-279.
- Urrutia, F.J., 1984. Plate Reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism on the Tectonic Evolution of Mexico, Geodynamic series, vol. 12, p. 29-47.
- Viniegra, F., 1985. Geología del Macizo de Teziutlán y de la cuenca Cenozoica de Veracruz. Bol. Soc. Mex. de Geol. Petro., vol. 17, p. 7-12.
- Yegulab, T. M. and Kuo, J.T., 1974. Statistical Prediction of the Occurrence of Maximun Magnitude Earthquakes: Bull. Seis. Soc. Ame., vol. 64, No. 2, p. 393-414.

ANALISIS DE RIESGO SISMICO, EN EL AREA DEL CENTRO NUCLEAR DE MEXICO, USANDO LA DISTRIBUCION DE GUMBEL-I

M. en I. Jesús Hernán Flores Ruíz
M. en C. Rafael Argüelles Fernández
M. en I. Miguel Moreno Aguilar

R E S U M E N

Como parte de la comprensión del riesgo sísmico en el área del Centro Nuclear de México (CNM), se elaboraron mapas de riesgo sísmico en la aceleración del terreno usando la distribución de Gumbel-I de valores extremos, estimando los periodos de recurrencia en 1, 25 y 50 años, alcanzando valores en el CNM de 1.08, 4.02 y 4.66 Gales, respectivamente, dando por resultado una zona de bajo riesgo sísmico en aceleración. La sismicidad en el periodo comprendido (1912-1990) es un promedio de 3.2° de Richter, a una profundidad de 30 km y una intensidad media de II grados en la escala de Mercalli Modificada. Los sismos se localizan en la corteza continental de la placa de Norteamérica, los cuales están asociados a las fallas superficiales, debido a los esfuerzos de compresión inducidos por la subducción de la placa de Cocos a lo largo de la costa del Pacífico, infiriendo de ello que es una zona de microsismicidad. En el área evaluada operará la Planta Piloto de Combustibles Nucleares, la que tiene una vida útil de 40 años, razón por la cual tuvo que desarrollarse este trabajo.

• Gerencia de Investigación Aplicada del Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares.

I. INTRODUCCION

Por la naturaleza probabilística de la predicción de la ocurrencia de los sismos, como se esperan en magnitud y aceleración del terreno se deja a los sismólogos usar diferentes modelos estadísticos, los cuales proporcionan una herramienta de toma de decisión para cualquier sitio. Muchos de los resultados obtenidos son insatisfactorios, porque no se detecta en el análisis la falta de datos o porque los estudios son rudimentarios, asociados a incertidumbres de los parámetros estadísticos, que describen los sismos, los cuales son juzgados de una manera pobre u omitidos (Burton, 1979). Sin embargo, la precisión del conocimiento con los que estos parámetros son calculados, es un factor importante en la examinación de la estabilidad del sistema y consecuentemente, en la evaluación de los resultados.

Generalmente, el tratamiento estadístico usado cae dentro de dos categorías:

- a) Los métodos que procesan todo el conjunto de datos, tal es el caso (Gutenberg-Richter, 1944) que usa la Ley de Frecuencia Acumulada.
- b) Los métodos que utilizan parte del conjunto de datos, usando los valores extremos anuales.

Las ventajas y limitaciones de ambas metodologías son discutidas (Lomnitz, 1974; Yegulap & Kuo, 1974; Makropoulos, 1978; Burton, 1978, 1979; Burton, Main y Long, 1983).

Se ha demostrado que en la evaluación en términos de riesgo asociado con los modelos de sismos que generan grandes daños, caen en la segunda categoría, ésta es la más apropiada debido a la disposición de datos en catálogos sísmicos. Tal método es uno de los descritos por (Gumbel, 1958), el cual ha sido adaptado en diferentes ramas de Ciencias de la Tierra: Hidrología, Meteorología (Jenkinson, 1955), y en la determinación de riesgo sísmico (Epstein and Lomnitz, 1966; Schenkova and Karnik, 1976; Burton *et al*, 1984).

Para la estimación de riesgo sísmico en el área del Centro Nuclear, en aceleración del terreno, se usó la distribución de Gumbel-I de valores extremos, la ventaja de este método sobre los demás es que utiliza los datos de catálogo sísmico y la salida del operador es una malla de datos equiespaciados que incluyen: longitud, latitud y el valor de predicción, es debido a esta característica que se pueden presentar mapas de riesgo sísmico (Flores, J.H., 1988, 1990).

En la selección de un sitio para construcciones civiles de calidad nuclear se debe buscar un área de baja actividad sísmica, determinada según los siguientes parámetros:

1. Datos de historia sísmica (catálogo).
2. Registro histórico de daños sísmicos (paleosismicidad).
3. Estimación de la aceleración máxima de sismos en el futuro (riesgo sísmico).
4. Estudios sismo-tectónicos.

Para la actualización de la actividad sísmica del área en estudio se elaboró un catálogo sísmico (1912-1990) y mapas de aceleración máxima (riesgo sísmico) con distintos periodos de predicción 1, 25 y 50 años, sin que rebase el Sismo de Apagado Seguro (SSE) de un reactor de potencia que es de una aceleración de 200 Gales según el Código de Regulación Federal (Apéndice-A, 10CFR100, 1973), el cual indica que se tiene que conocer del sitio dichos parámetros, para poder garantizar la seguridad del medio ambiente, así como el buen funcionamiento de instalaciones y equipos nucleares.

II. GEOLOGIA

El Centro Nuclear de México (CNM) se encuentra localizado en las coordenadas geográficas: latitud norte 19° 17' 19", longitud oeste 99° 22' 43" y a la latitud 3,054 msnm.

El área en estudio se encuentra situada entre los paralelos 19 y 20° de latitud norte y entre los meridianos 99 y 100° de longitud oeste de Greenwich, desde el punto de vista geológico se encuentra en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) o eje neovolcánico.

Se acostumbra definir el CVM, como una estructura de 20 a 150 km de ancho y de aproximadamente una orientación general (E-W), situán-

dose aproximadamente entre los paralelos 19 y 21° N y extendiéndose desde Veracruz en las costas del Golfo de México hasta el Puerto de Vallarta en la costa del Océano Pacífico, de esta manera, el CVM se encuentra constituido por cerca de 8,000 centros eruptivos, de los cuales los más conocidos son los grandes estratos-volcanes (Pico de Orizaba, Popocatépetl, Iztaccihuatl, Nevado de Toluca, Volcán de Colima, etc.), el conjunto de todos estos centros volcánicos han dado origen a rocas ígneas de composiciones que abarcan desde basaltos hasta riolitas, siendo los productos volcánicos de composición intermedia (andesitas y andesita-basálticas), los más abundantes considerando esta heterogeneidad en la composición química de los productos volcánicos, y la morfología del CVM, esta división de los bloques se basa en un estudio realizado por Demant (1981).

III. TECTONICA

Los sismos en la Cuenca de México y sus alrededores son importantes, por la frecuencia, naturaleza somera y localización sobre fallas superficiales, detectadas por geología superficial y gravimetría, la profundidad sísmica es aproximadamente de ($h = 30$ km), estos son sismos de corteza continental que se ubican sobre la placa de Norteamérica.

Estas relaciones ponen de manifiesto la presencia de una zona de cizallamiento activo desde la Costa de Guerrero pasando por la Ciudad de México hasta el Golfo de México, con una orientación general NE-SS, donde el desplazamiento prosigue aparentemente por arrastre y sólo ocasionalmente por rupturas bruscas que resultan de sismos locales.

De acuerdo con los registros del servicio sismológico, se encuentra el sismo histórico del 19 de noviembre de 1912, cuya magnitud fue de 7.8 a una profundidad de 45 km, a una distancia epicentral de 90.31 km del Centro nuclear, con estos datos se estimó la aceleración máxima del terreno que fue de $A_{max} = 89.176$ gales, con una intensidad de 8 grados de la escala de Mercalli Modificada (MM) y una energía sísmica de $E = 2.0 \times 10^{22}$ Ergs. Para mayor detalle (ver tabla 1.1) donde se recopilieron los macrosismos que han ocurrido en el lapso de 1845-1985 en área del CNM (Fig. 3). En la actualización de los datos sísmicos en una vecindad de $1^\circ = 111.11$ km de radio entorno al Centro Nuclear, se elaboró un catálogo de sismos (1912-1990) entre los paralelos 19 y 20° de latitud norte y los meridianos 99 y 100° de longitud oeste (W) (ver tabla 1.2); asimismo, se elaboró el mapa de magnitud sísmica donde se muestra que el CNM se encuentra en la

curva de 3.2° en la escala de Richter (Fig. 3.1), deduciendo de ello, que el área evaluada se localiza en la sismica, pero de valor promedio menor de 4° Richter, de lo que se infiere que es una zona microsísmica, con intensidades sísmicas asociadas de valor medio menor o igual de II grados en la escala de MM.

A partir de los datos anteriores se infiere que se debe conocer la aceleración máxima del terreno para eventos futuros, en distintos periodos de recurrencia, esto se verá en detalle en el siguiente capítulo (Riesgo Sísmico).

TABLA 1.1

**INFLUENCIA DE MACROSISMOS EN EL AREA DEL CENTRO NUCLEAR
CATALOGO SISMICO (1845-1985)**

FECHA			G.M.T.			LAT.	LONG.	PROF.	MAG	INT
AÑO	MES	DIA	H	M	S	NORTE	OESTE	KM	RICHTER	MERCALLI
1845	APR	07	03	32	18	17.00	101.18	087	7.0	IV
1858	JUN	14	05	35	23	19.65	102.11	057	7.0	IV
1864	OCT	03	06	45	25	18.82	97.46	045	7.0	IV
1870	MAY	11	07	55	12	16.00	96.80	060	7.0	III
1875	FEB	11	04	05	12	20.81	103.38	033	7.8	IV
1882	JUL	19	03	45	10	17.93	98.85	055	7.5	VI
1897	JUN	05	06	35	00	16.45	95.43	050	7.0	III
1902	JAN	16	05	56	09	17.61	99.71	050	7.0	IV
1902	SEP	23	08	45	45	16.58	92.58	090	7.8	III
1908	MAR	26	06	45	43	16.70	99.20	070	7.5	IV
1909	JUL	30	04	45	45	16.78	99.53	055	7.7	III
1909	JUL	31	07	34	56	16.61	99.45	056	7.0	III
1909	SEP	05	09	56	23	16.53	99.71	060	6.5	III
1909	OCT	31	08	42	22	17.00	101.18	090	7.0	IV
1910	MAY	31	06	31	45	16.70	99.20	067	6.5	I
1910	NOV	11	03	32	42.0	16.76	95.90	080	6.9	III
1911	FEB	03	23	45	56	17.85	97.63	078	7.25	III
1911	JUN	07	10	26	48	19.66	103.65	100	8.0	III
1911	AUG	27	10	59	18.0	16.76	95.90	033	6.7	III
1911	DEC	16	11	34	56	16.93	100.66	033	7.0	IV
1912	MAY	08	09	10	51	20.81	103.38	050	6.0	I
1912	NOV	19	23	12	34	19.93	99.83	045	7.8	VIII
1920	JAN	03	34	33	37	19.26	96.93	056	7.8	III
1920	APR	19	21	06	45.0	18.00	94.50	110	6.75	II
1921	APR	30	11	03	41	19.70	104.28	033	7.75	IV

TABLA 1.1

**INFLUENCIA DE MACROSISMOS EN EL AREA DEL CENTRO NUCLEAR
CATALOGO SISMICO (1845–1985)
(Continuación)**

FECHA			G.M.T.			LAT.	LONG.	PROF.	MAG	INT
AÑO	MES	DIA	H	M	S	NORTE	OESTE	KM	RICHTER	MERCALLI
1925	AGO	07	07	47	48	19.00	102.00	100	6.75	IV
1927	JAN	19	01	17	41	19.38	102.88	100	6.0	II
1928	FEB	09	04	39	06	17.85	97.63	080	7.7	III
1928	MAR	21	04	18	24	15.83	96.15	090	7.51	III
1928	APR	16	03	26	15	17.75	97.10	100	7.7	III
1928	JUN	17	03	20	31	16.21	97.18	100	7.5	III
1928	AGO	04	01	34	56	16.36	97.80	109	7.4	III
1928	OCT	10	04	38	34.9	17.85	97.63	100	6.5	III
1932	JUN	18	10	13	17	18.76	103.30	100	7.8	IV
1933	JAN	24	15	39	55	18.91	101.71	070	6.2	III
1934	NOV	30	20	64	60	20.11	105.06	070	7.0	II
1935	JUN	29	06	50	06	19.70	104.28	033	6.9	II
1937	JUL	26	03	47	13	18.20	96.55	085	7.3	IV
1941	APR	15	19	10	58	18.78	103.31	033	7.0	III
1942	JUN	20	10	02	44	18.91	101.71	070	6.7	IV
1949	DEC	25	22	27	07	19.01	105.05	033	6.0	I
1956	NOV	09	13	06	18	16.96	94.48	150	6.3	III
1957	JUL	28	08	34	12.3	16.35	99.21	100	7.5	V
1958	AUG	19	01	48	15.5	18.59	97.66	130	5.0	I
1959	APR	06	07	25	52.5	19.14	97.96	130	5.0	I
1959	MAY	24	19	17	43	17.75	97.10	100	6.8	IV
1959	AGO	26	34	23	45.6	18.45	94.26	120	6.5	III
1961	DEC	03	11	17	39.0	20.65	97.56	033	5.0	I
1962	MAY	14	34	45	36	16.34	99.56	0/8	6.5	III
1964	JUL	23	23	58	01.0	20.54	96.56	033	6.5	II
1965	AUG	23	19	45	55	15.38	96.11	100	6.9	III
1967	MAR	11	14	45	02.0	19.16	95.94	033	6.0	II
1968	AUG	02	14	06	37	16.36	97.80	100	6.5	III
1973	JAN	30	12	32	27.2	18.16	102.88	030	6.2	II
1973	AUG	28	09	50	37.9	18.40	97.46	084	7.5	V
1980	OCT	10	14	53	31.0	18.00	98.23	050	7.0	IV
1981	OCT	25	03	21	58.0	17.86	103.21	050	6.4	II
1982	JUN	02	10	59	30.0	16.00	98.30	037	6.7	III
1985	SEP	19	13	19	37.0	17.68	102.47	033	8.1	V
1985	SEP	21	01	38	56.0	17.30	102.23	033	7.5	IV

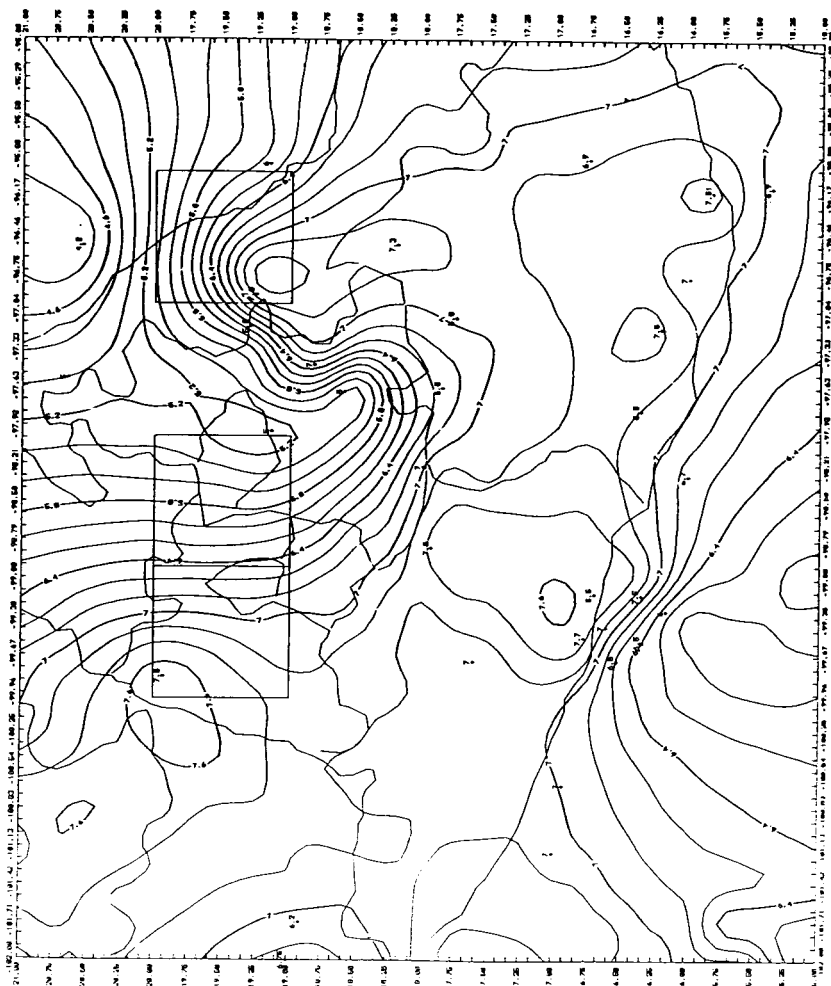


Fig. 3.- Macroseismos (1806-1985) C. Nuclear.

TABLA 1.2

**CATALOGO DE SISMOS (1912-1990) DEL CENTRO NUCLEAR
EN UNA REGION DE 1° = 111.11 KM
ENTRE LOS PARALELOS Y MERIDIANOS
(19°, 20°) Y (98.90°, 100.30°)**

AÑO	MES	DIA	H	M	SEG	LAT. N	LONG. W	PROF.	MAG
1912	NOV	19	23	12	34.0	19.93	99.83	045	7.8
1974	JUN	30	04	24	10.0	18.30	99.74	033	3.6
1974	OCT	30	00	03	08.7	18.40	99.54	081	4.6
1976	APR	05	02	50	58.7	19.93	99.46	004	3.7
1980	FEB	20	04	23	09.4	19.40	99.21	033	3.5
1982	JUL	24	07	31	51.7	18.27	99.96	056	4.3
1987	JUL	6	14	39	50.3	19.91	100.27	004	3.1
1987	AGO	01	07	44	44.7	18.46	99.24	028	2.5
1987	AGO	03	22	38	16.8	19.00	100.20	020	2.4
1987	AGO	04	19	30	13.9	19.35	100.51	033	3.0
1987	AGO	05	21	30	44.5	18.93	99.23	046	2.6
1987	AGO	07	03	37	13.8	19.55	99.78	017	3.0
1987	AGO	09	16	53	44.5	19.81	99.60	039	3.1
1987	AGO	10	12	39	06.1	19.00	100.29	028	2.3
1987	AGO	12	13	30	42.4	19.74	99.45	035	3.0
1987	AGO	13	12	56	19.6	18.73	100.18	030	2.3
1987	AGO	14	17	13	32.8	19.24	100.34	035	2.6
1987	AGO	30	12	13	51.9	18.92	100.53	032	2.4
1987	SEP	01	07	46	51.6	18.49	99.98	008	2.4
1987	SEP	06	06	47	57.1	18.45	99.37	039	1.8
1987	SEP	28	21	50	21.0	19.09	99.91	037	2.6
1987	SEP	29	08	08	48.4	19.97	100.36	007	2.5
1987	OCT	14	07	07	52.8	19.11	99.14	033	2.7
1987	OCT	20	20	21	31.8	19.85	98.59	033	2.9
1987	NOV	24	03	56	56.3	18.93	99.38	039	3.0
1987	DEC	02	15	32	57.2	20.15	100.22	030	2.9
1987	DEC	04	09	04	29.0	19.83	99.15	028	3.0
1987	DEC	09	00	04	02.8	19.06	100.17	030	2.4
1987	DEC	11	17	42	09.6	19.17	100.61	096	2.3
1987	DEC	17	05	34	14.3	19.48	98.645	035	3.3
1987	DEC	21	11	41	20.0	19.61	99.16	033	3.1
1987	DEC	30	21	33	21.9	19.48	100.61	035	2.9
1988	MAY	07	08	36	39.3	18.92	98.15	015	2.4
1988	MAY	09	00	37	52.2	18.17	99.03	031	3.2
1988	MAY	10	07	56	50.4	19.18	98.95	026	2.4

TABLA 1.2

**CATALOGO DE SISMOS (1912-1990) DEL CENTRO NUCLEAR
EN UNA REGION DE 1° = 111.11 KM
ENTRE LOS PARALELOS Y MERIDIANOS
(19°, 20°) Y (98.90°, 100.30°)
(Continuación)**

AÑO	MES	DIA	H	M	SEG	LAT. N	LONG. W	PROF.	MAG
1988	MAY	27	17	19	20.1	20.14	99.13	031	3.0
1988	SEP	14	13	05	55.6	19.97	100.40	023	2.7
1988	OCT	28	19	30	09.3	19.33	99.19	016	2.9
1988	NOV	20	17	44	49.2	19.03	99.47	015	3.1
1989	JAN	23	00	51	31.7	18.65	99.86	022	3.6
1989	MAR	20	01	16	05.8	19.86	99.61	140	3.1
1989	MAY	08	08	26	19.6	18.5	100.00	035	3.4
1989	MAY	18	00	41	48.4	19.07	100.17	032	3.8
1989	AGO	06	19	13	37.3	19.4	99.01	025	3.1
1989	AGO	11	00	06	19.2	19.76	99.16	015	2.9
1989	AGO	20	11	49	17.2	19.37	100.35	024	3.2
1989	AGO	24	15	43	26.7	19.86	99.32	030	3.2
1989	SEP	10	14	22	09.7	20.96	99.55	001	4.0
1989	SEP	11	16	43	20.7	20.76	99.24	006	3.0
1989	SEP	12	10	40	58.8	18.84	99.71	023	3.4
1989	OCT	14	15	27	59.9	19.81	99.36	014	2.9
1989	OCT	20	13	16	19.0	20.21	99.01	011	3.3
1989	OCT	26	11	08	38.4	20.39	99.29	016	3.8
1989	NOV	10	13	52	35.8	19.25	98.93	008	4.3
1989	NOV	11	17	34	52.7	20.29	99.49	022	3.3
1989	NOV	22	20	58	45.1	19.79	99.26	015	2.8
1989	DEC	03	11	31	08.0	19.13	99.58	150	4.0
1989	DEC	05	23	06	28.1	20.03	99.41	010	2.8
1989	DEC	11	06	09	20.0	18.40	98.98	015	3.6
1989	DEC	21	18	17	38.8	19.94	100.38	026	4.2
1989	DEC	22	16	18	06.0	19.33	100.06	021	3.6
1990	JAN	02	17	32	01.9	20.21	99.30	001	2.6
1990	JAN	04	02	50	24.7	20.26	100.10	021	2.6
1990	JAN	05	14	17	27.6	19.46	99.19	015	1.8
1990	JAN	17	19	48	43.4	19.46	99.15	006	2.2
1990	JAN	27	18	45	12.8	19.56	99.20	010	2.1
1990	FEB	07	19	45	59.9	19.48	99.14	026	1.9
1990	FEB	12	11	47	44.6	19.09	99.07	028	1.9
1990	FEB	13	20	57	10.8	19.52	99.25	004	2.2
1990	MAR	09	23	00	24.3	19.59	99.30	018	2.0

TABLA 1.2

**CATALOGO DE SISMOS (1912-1990) DEL CENTRO NUCLEAR
EN UNA REGION DE 1° = 111.11 KM
ENTRE LOS PARALELOS Y MERIDIANOS
(19°, 20°) Y (98.90°, 100.30°)
(Continuación)**

AÑO	MES	DIA	H	M	SEG	LAT. N	LONG. W	PROF.	MAG
1990	MAR	10	15	28	14.7	19.55	99.17	015	2.2
1990	MAR	13	20	45	45.6	19.56	98.46	005	1.7
1990	MAR	18	00	49	18.3	19.15	99.99	015	2.1
1990	MAR	20	20	52	24.1	19.50	99.17	001	1.8
1990	MAR	22	22	37	43.0	19.56	99.26	017	1.9
1990	APR	03	19	22	17.8	20.04	99.13	015	1.7
1990	APR	08	06	23	35.4	19.55	99.05	049	1.8
1990	APR	10	08	50	29.2	20.06	99.58	034	2.1
1990	APR	11	19	36	41.5	19.46	99.11	030	2.2
1990	APR	30	23	52	08.9	19.48	99.14	026	2.0
1990	JUN	12	23	16	12.7	20.06	99.01	005	2.1
1990	JUN	20	20	35	24.0	19.51	9.07	015	1.8
1990	JUN	23	08	59	33.7	19.46	98.50	008	2.1
1990	JUN	26	19	48	39.1	20.06	98.56	015	2.2
1990	JUN	27	15	53	14.6	19.20	99.37	015	3.5
1990	JUL	02	22	11	18.1	19.46	99.15	015	1.0
1990	JUL	03	20	52	23.8	19.46	99.03	015	1.9
1990	JUL	05	12	16	34.4	20.06	98.52	015	1.8
1990	JUL	07	13	56	22.0	18.26	100.04	053	3.1
1990	AGO	03	19	41	29.9	19.56	99.24	015	2.6
1990	SEP	08	17	18	47.5	19.56	99.22	015	2.4
1990	NOV	09	20	50	59.8	19.52	99.02	015	2.0
1990	NOV	10	15	35	09.4	19.44	99.03	037	2.1
1990	NOV	20	12	53	06.7	19.09	98.59	005	2.4
1990	NOV	24	20	11	52.2	19.53	99.12	024	2.1
1990	NOV	24	20	55	32.5	19.52	99.10	011	2.2

IV. RIESGO SISMICO

La evaluación de la ocurrencia de temblores y los daños asociados a los efectos del movimiento del terreno incluyen varios aspectos:

- a) Elaboración de un catálogo sísmico.
- b) Selección de estadística apropiada para describir la ocurrencia de los sismos.
- c) La omisión de parámetros estadísticos inciertos.
- d) Ley de atenuación.

El inciso a) fue citado en el capítulo anterior, los demás incisos son desarrollados a continuación:

B) Estadística de Valor Extremo

La función de probabilidad $f(x)$ de la variable aleatoria 'x' es:

$$f(x) = p(x \leq m) \quad (1)$$

Buscando el valor extremo de la variable 'x' si $f(x)$ es muestreada la probabilidad de que (m) sea un valor extremo obtenido de (n) muestras independientes, está dado por:

$$G(m) = p(x_1 \leq m_1, X_2 \leq m_2 \dots X_n \leq m_n) \quad (2)$$

puesto que:

$$G(m) = f_n(x) \quad (3)$$

Gumbel demostró que: si $f(x)$ es una de varias "distribuciones exponenciales" entonces $G(m)$ sería una distribución asintótica de valores extremos con tres posibilidades.

La primera distribución asintótica de valor extremo de Gumbel-I:

$$G_I(m) = \exp(-\exp(-\alpha(m-u))) \quad (4)$$

Esta distribución tiene dos parámetros: α que la caracteriza y el valor extremo u .

Epstein and Lomnitz (1966), han demostrado la aplicación de esta distribución de frecuencia acumulada en los sismos de California.

El primer tipo de distribución asintótica es recomendado para calcular el pico de aceleración, velocidad y desplazamiento (Burton and Makropoulos, 1986).

La ecuación 4 es obtenida usando el valor extremo anual, entonces el periodo de recurrencia (m) para el evento n es dado por:

$$T(m) = 1/(1-G(m)) \quad (5)$$

El método para calcular el periodo de recurrencia es el de mínimos cuadrados no-lineal, basado en la técnica del entorno de Levenberg (1944) y desarrollado por Marquardt (1963). La aplicación de éste es para estimar los parámetros inciertos de la distribución, calculando la matriz de covarianza o de error.

La ecuación 4 es no-lineal y es linearizada por el desarrollo en serie de Taylor en función de los parámetros p_j y optimizando los valores dp_j en un incremento infinitesimal.

Esto conduce a:

$$y(X) = y_0(X) + \sum [\delta y_0(X) dp_j], j=i \dots n \quad (6)$$

El estimador de la función aproximante es:

$$X^2 = \sum [1/\sigma^2 (y_i - y(X))^2], i=i, \dots n \quad (7)$$

Donde σ^2 es la desviación estándar asociada a cada dato, esta es mínima con respecto a cada parámetro, dando la ecuación matricial.

$$B = dp \cdot A \quad (8)$$

Los elementos de A y B son las derivadas parciales de la función en el origen $y(X)$ más un incremento infinitesimal. La solución de la ecuación anterior es:

$$dp = BA^{-1} = B\hat{e} \quad (9)$$

donde \hat{e} es la matriz simétrica de covarianza o error.

C) Parámetros Inciertos

Los parámetros inciertos son obtenidos de los elementos de la matriz de covarianza de la diagonal principal, y los demás elementos dan la dependencia entre ellos.

La solución de la ecuación 8 se estima por el Método de Marquart (1963), obteniéndose:

$$B_j \approx \beta \text{ dpj } A_{jj} \quad (10)$$

La solución para dpj es similar a la búsqueda del gradiente

En la práctica, los valores de la función $y(x)$ es evaluada con X^2 en iteraciones sucesivas, con el nivel de confianza de 95%, los elementos de la matriz de covarianza, son calculados cuando (β) se reduce a un valor pequeño o cero.

Posteriormente, se establece el rango de la ecuación 2 que se le asigna su función de probabilidad $p(m)$, con pesos en los extremos. Los (n) extremos anuales de la (m_i) son arreglados de una manera ascendente, así que $m_1 \leq m_2 \leq \dots \leq m_n$ donde el punto evaluado es:

$$p(m_i) = (i-0.44)/(n + 0.12) \quad (11)$$

D) Ley de Atenuación

Esta es obtenida a partir del modelo estocástico que simula sismos, los cuales corresponden a la componente horizontal modificada para terreno blando (Rascón, 1968) expresada como:

$$A = (50/R^2) \exp(0.5M) \quad (12)$$

donde:

M = Magnitud en la escala de Richter.

R = Distancia focal en kilómetros.

A = Aceleración máxima del terreno (cm/seg²) o Gals.

Esteva ha introducido en 1967 la constante empírica $C = 20$ km para calcular R ; con esto se reduce la desviación estándar para distancias focales muy cortas y además la ecuación 12 no tiende al infinito cuando R tiende a cero.

Se realizó análisis de riesgo sísmico, basado en la aceleración del terreno con predicciones a 1, 25, 50, 100 y 200 años, con sus respectivas coordenadas geográficas (19 y 20° N) y (100 y 99° W) e interpoladas cada $0.1^\circ = 11$ km con el 70% de probabilidad que no ha sido excedida anualmente.

A partir de los análisis anteriores se elaboraron mapas de riesgo sísmico con distintos periodos de recurrencia.

Los mapas (Figs. 5, 5.1 y 5.2) representan la estimación del riesgo sísmico en aceleración máxima del terreno en una ventana de $1^\circ \times 1^\circ$, presentando el valor máximo en la localidad donde ocurrió el sismo de 1912 a una distancia epicentral de aproximadamente 90 km al NW del Centro Nuclear, es decir, en la parte superior izquierda de la figura 3.1 entre los meridianos 100 y 99.60° y los mínimos se ubican entre esta misma franja guardando un alineamiento norte-sur.

V. CONCLUSIONES

- a) El área de estudio cae en la zona sísmica, aproximadamente entre los paralelos 19 y 20° N y meridianos 100 y 99° W (ver Fig. 3.1). La sismicidad en el periodo (1912–1990) alrededor del CNM es de magnitud promedio de 3.2 grados de Richter y la profundidad promedio es 30 km, localizándose estos sismos en la corteza continental, es decir, en la placa de Norteamérica, asociados a las fallas superficiales de tensión con una dirección NE–SW, debido a la colisión de la placa de Cocos al sur–este.
- b) Los mapas calculados de riesgo sísmico en aceleración en 1, 25 y 50 años (Figs. 5, 5.1 y 5.2) se presentan en la localidad del CNM del orden de 1.08, 4.02 y 4.66 Gales, respectivamente, siendo un valor despreciable para los eventos futuros de aceleración del terreno.

Dando por resultado, que esta zona presenta bajo riesgo sísmico en magnitud y aceleración, tomando en cuenta los 78 años de historia sísmica, y suponiendo que esta misma relación estadística permanezca invariante dentro de los próximos 25 años hasta alcanzar los 200 años de predicción.

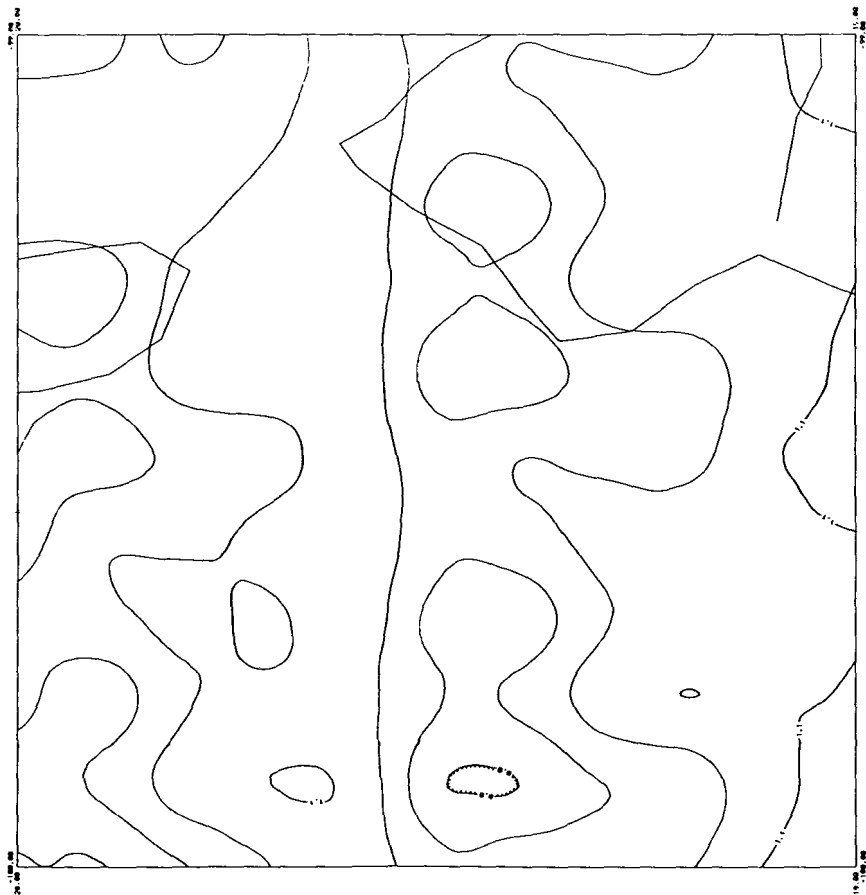


Fig. 5. - Aceleración Anual (Gals) C. Nuclear.

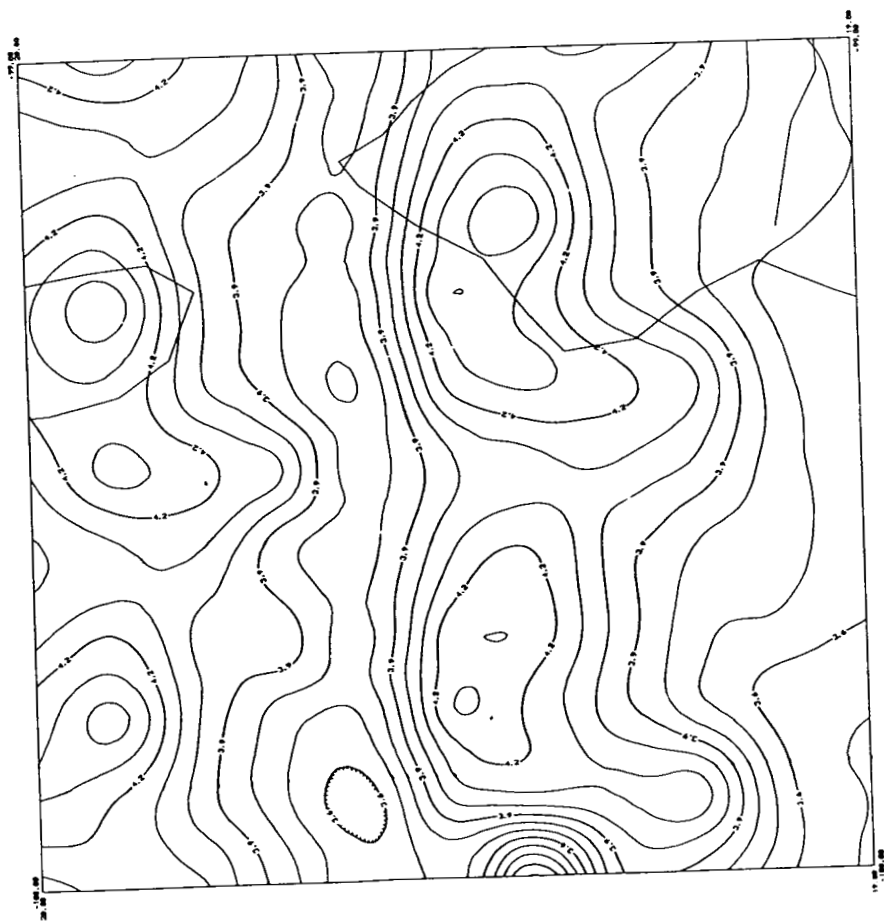


Fig. 5.1.- Aceleración 25 años (Gals) C. Nuclear.

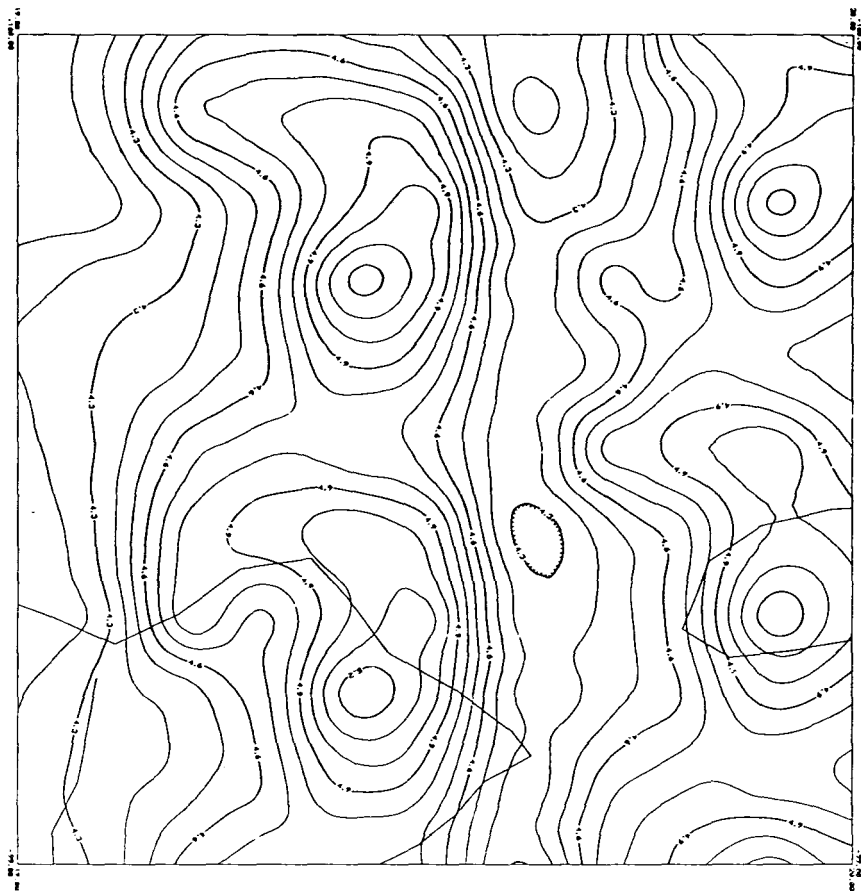


Fig. 5.2. - Aceleración 50 años (Gals) C. Nuclear.

VI. REFERENCIAS

- Burton, P.W., 1978. The Application of the Extreme Values Statistics to Seismic Hazard Assesment in the European Area: Proc. Symp. Anal. Seismicity and on Seismic Risk, Liblice (october 17-21, 1977) Academia, Prague, p. 323-334.
- Burton, P.W., 1979. Seismic Risk in Southern Europe Through to the India Examined Using Gumbel's Third Distribution of Extreme Values: Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc., v. 59, No. 2, p. 249-280.
- Burton, P.W. Main, I.G. and Long, R.E., 1983. Perceptible Earthquakes in the Central and Eastern United States: Bull. Seism, Soc., Ame., vol. 73, No. 2, p. 497-518.
- Burton, P.W. *et al.*, 1984. Seismic Risk in Turkey, Aegean and the Eastern Mediterranean: The Ocurrance of the Large Magnitude Earthquakes: Geophys. Jour. Roy. Astro. Soc., vol. 78, No. 2, p. 475-506.
- Burton, P.W. and Makropoulos, K.C., 1986. Seismic Hazard Parameter Using Gumbel's Theory of Extreme Value Statistics, Computers and Geosciences., vol. 12, No. 1, p. 29-46.
- 10 CFR-PART 100, appendix-a, 1973. Seismic and Geologic Sitting Criteria for Nuclear Power Plants, p. 15-30.
- Demant, A., 1981. L'axe Néo-Volcanique Transmexicain, Etude Volcanologique et Pétrographique. Significations Géodynamique. Thésis doctorat d'Etat, Univ. Aix-Marseille, p. 203.
- Epstein, B. and Lomnitz, C., 1966. A Model for the Ocurrance to Large Earthquakes: Nature, vol. 211, p. 954-956.
- Flores, J.H., 1988. Seismicity and Earthquake Risk at the Nuclear Power Station of Laguna Verde, Veracruz. Geological Survery of Japan (GSJ) Participants of Group Training Course in Offshore Prospecting (JICA).
- Flores, J.H., 1990. Integración Geológica-Geofísica en el Area de la Planta Nucleoeléctrica de Laguna Verde y sus alrededores. DEPI. UNAM.

- Gumbel, E.J., 1958. Statistics to Extreme: Columbia Univ. Press., N.Y., p. 375.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F., 1944. Frequency of the Earthquakes in California: Bull. Seism. Soc. Ame., vol. 4, p. 185-188.
- Jenkinson, A.F., 1955. The Frequency Distribution of the Annual Maximum or minimum Values of Meteorological Elements: Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc., vol. 87, p. 158-171.
- Levenberg, K., 1944. A Method for the Solution of Certain Non-linear Problems in Least Squares: Quart. Appl. Math., vol. 2, p. 164-168.
- Makropoulos, K.C., 1978. The Statistics of the Large Earthquake Magnitude and an Evaluation of Greek Seismicity: unpubl. Doctoral dissertation, Univ., Edinburgh, p. 193.
- Marquardt, D.W., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters: Jour. Soc. Indust. Appl. Math. vol. 11., p. 431-441.
- Rascón, Ch. Octavio, 1968. Modelo Estocástico para Simular Registro de Temblores en Terreno Duro, Instituto de Ingeniería, UNAM, No. 169, abril 1968.
- Schenkova, Z., and Karnik, V., 1976. Application of the Largest Values Theory to Balkan Earthquakes: Proc. Seminar on Seism. Maps, Skopje, vol. 1, p. 193, (27 october to 4 november 4, 1975)
- Yegulab, T.M., and Kuo, J. T., 1974. Statistical Prediction of the Occurrence of Maximum Magnitude Earthquakes: Bull. Seism. Soc. Ame., vol. 64, No. 2, p. 393-414.

CALCULO DE LA PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO A PARTIR DE DATOS GRAVIMETRICOS EN EL AREA DEL CENTRO NUCLEAR DE MEXICO (CNM)

*M. en I. Jesús Hernán Flores Ruíz**

R E S U M E N

Como parte de los estudios geofísicos en la región, relacionados a documentar las características tectónica, y de estructura cortical, en este trabajo se analiza e interpreta el perfil gravimétrico que pasa en la localidad del Centro Nuclear de México (CNM) en la dirección NW65°SE, de este análisis se estimó la profundidad del basamento profundo (Corteza-Manto Superior) debajo del CNM que es del orden de 50 km promedio de profundidad, la cual corresponde a la localidad de la Cuenca de Toluca en el Estado de México. Para ello, se implementó un programa de cómputo, que realiza esquemas de inversión de la anomalía gravimétrica de cuerpos bidimensionales, que se sustituyen por una serie de prismas, las cuales no requieren ningún cálculo a priori.

* Gerencia de Investigación Aplicada del Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares.

I. INTRODUCCION

En la práctica usual de invertir la anomalía gravimétrica de cuerpos bidimensionales, es sustituida por su sección transversal, por un polígono de n -lados y se determina la localización de los vértices de la anomalía observada (Johnson, 1969; Enmark, 1981). Los valores iniciales de las coordenadas son asignados y más tarde modificados iterativamente, minimizando la diferencia entre las anomalías observada y calculada. Parece que en los esquemas de inversión de cuerpos bidimensionales por serie de prismas, en lugar de secciones de polígonos, no requiere ningún cálculo a priori de los valores de los parámetros iniciales que definen el contorno del cuerpo, en este trabajo se presentan los esquemas de inversión a partir de un programa de cómputo en lenguaje Fortran-77 (Rao and Murthy, 1989) que determina la superficie de densidad, tal como el basamento topográfico sobre la profundidad asignada Z y la densidad de contraste σ .

Este método no requiere valores iniciales de ningún otro parámetro y es aplicable para determinar la estructura superior o inferior plana.

II. GEOLOGIA

A continuación se presenta el mapa geológico de la Cuenca de México y regiones circundantes en función de las unidades que aparecen (Fig. 2).

Es conveniente señalar que los afloramientos de las rocas pre-mesozoicas se pudieran llamar rocas del basamento, se ubican hacia el sur de Izúcar de Matamoros, Puebla en la región de Ixtapan de la Sal, México en las cercanías de Teziutlán, Puebla y en la región de Molango, Hgo., debido a que todas estas localidades están demasiado lejos de la Cuenca de México, no puede, sino especularse sobre la naturaleza de estas rocas del subsuelo.

Las rocas pre-mesozoicas en las localidades ya mencionadas consisten en diversos tipos de rocas metamórficas, cuyas edades varían desde el Precámbrico

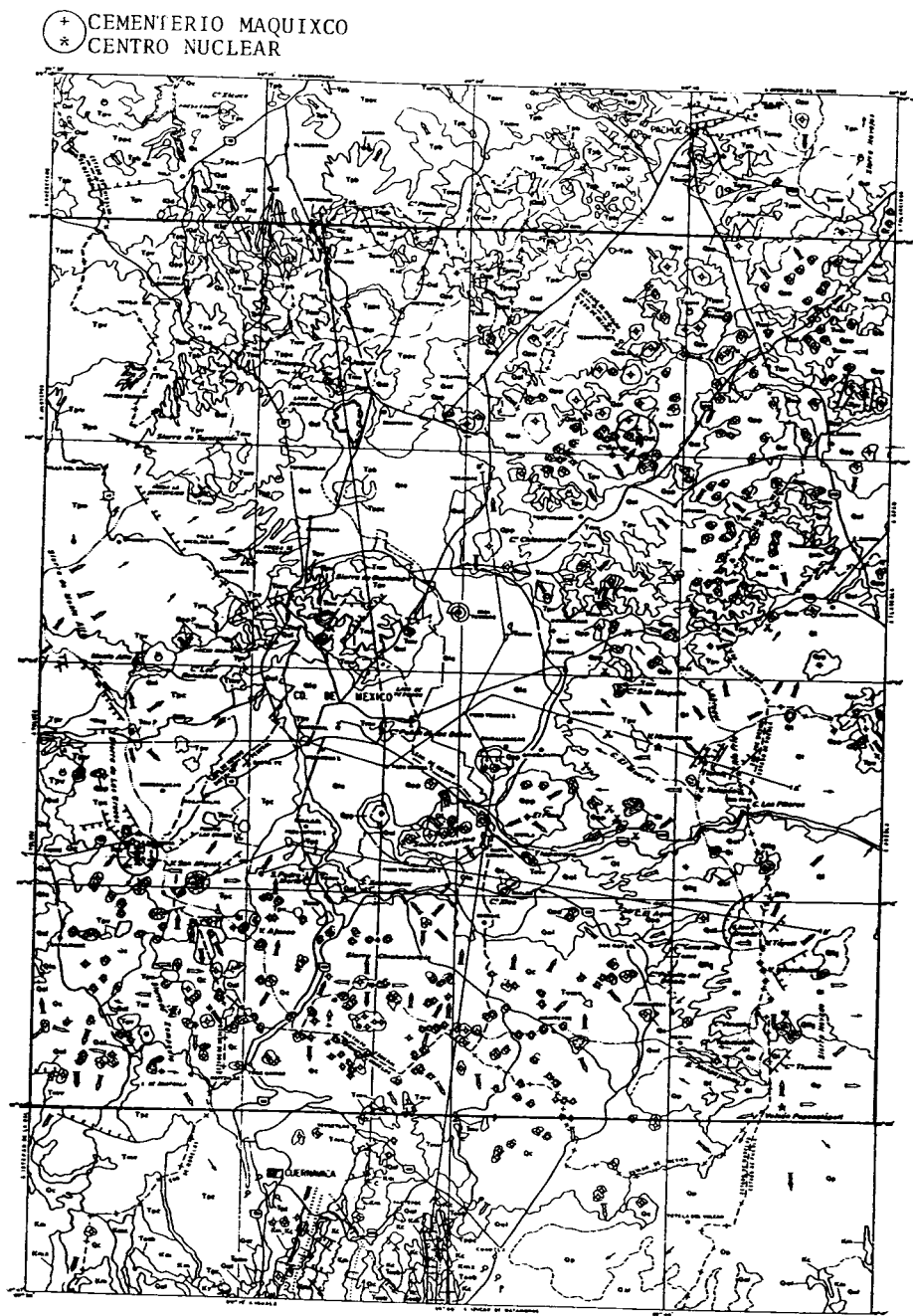


Fig. 2.- Mapa geológico de la Cuenca de México y zonas adyacentes.

co hasta el Paleozoico Tardío. Es una inferencia geológica razonable, sin embargo, que alguno de estos tipos de rocas metamórficas estén debajo del subsuelo de la Cuenca de México, en cuyo caso la cima de este basamento estaría probablemente a una profundidad entre 3,000 y 4,000 m.

III. TECTONICA

Con el objeto de determinar la influencia de la estructura geológica de la Cuenca de México en los riesgos para las obras civiles, fue necesario evaluar a la misma en función del marco Geo-Dinámico activo del Sur de México.

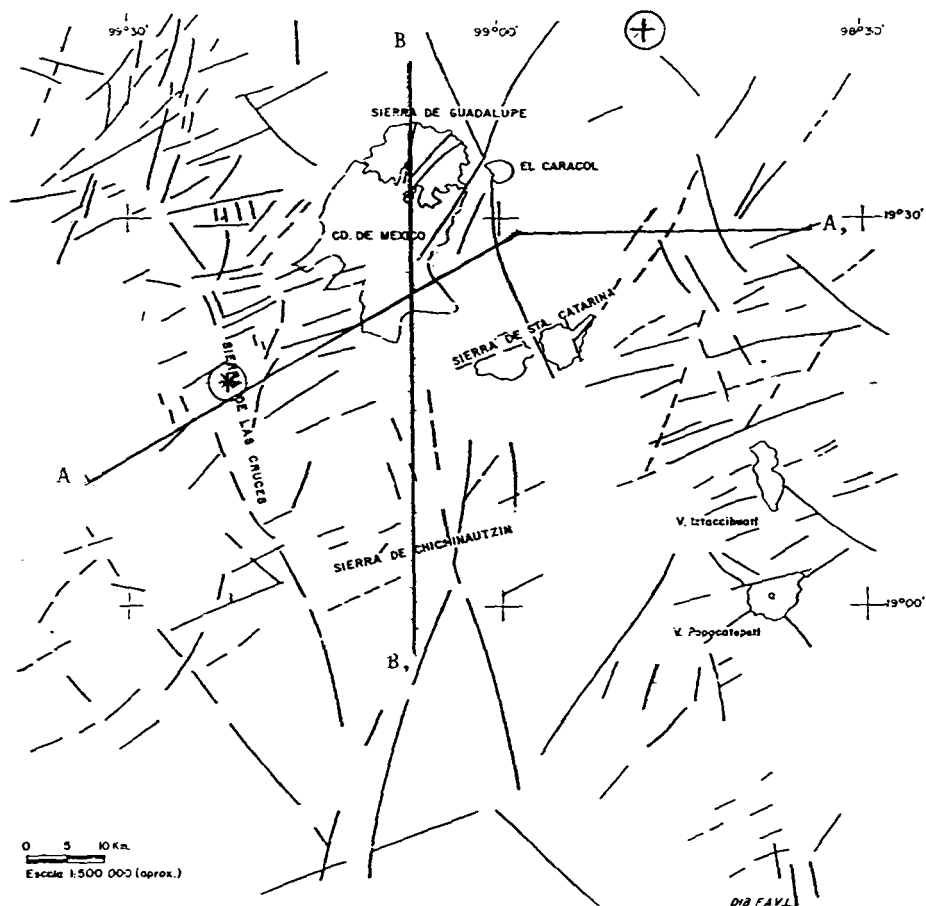
En la imagen del Satélite Landsat (Fig. 3), se interpretan los lineamientos regionales a una escala 1:500 000. Esta figura revela de inmediato la predominancia de alineamientos orientados en la dirección N 70° E, éstos reflejan fallas y fracturas. Esta inferencia refleja una presencia de un régimen regional de cizallamiento con orientación (NE-SW).

Con base a la información antes dicha, se muestra un bosquejo tectónico preliminar de la zona de cizallamiento que se denomina como Tenochtitlán, entre la región de Zihuatanejo-Petatlán y la Cuenca de México. Las líneas que aparecen en este mapa se consideran como fallas y fracturas, de las cuales aquéllas con orientación NW-SE corresponden a desplazamiento lateral. En esta zona de cizallamiento, necesariamente implica movimiento diferencial de dos bloques continentales mayores de México, cuyo "motor" es la subducción oblicua que está efectuando a lo largo de la fosa México-Mesoamericana con un vector de movimiento cercano de N 45° E y velocidad de 5 a 7 cm/año (Drummond, 1981).

El tramo sur-occidente de la zona, tiene una longitud de 400 km y de anchura 150 km. Está formado por numerosas cuñas tectónicas de orientación general NE-SW. Sus relaciones actuales acusan magnitudes cronológicas de desplazamientos diversos durante los últimos 5 m.a. asociada a la sismicidad somera de profundidad menor de 30 km a lo largo de esta zona de cizallamiento, lo que indica un rasgo tectónico activo e indudablemente se extiende hacia el nor-orienté, hacia el Golfo de México.

Conviene señalar la zona de cizallamiento de Tenochtitlan se aprecia perfectamente en la carta gravimétrica de México, desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México, manifestándose por un alineamiento NE-SW de anomalías dipolares similares a las observadas en el Norte de México y relacionadas con las zonas de cizallamiento Mohave-Sonora y Torreón-Monterrey.

ESTRUCTURA GEOLOGICA DE LA CUENCA DE MEXICO



+ CEMENTERIO MAQUIXCO • CENTRO NUCLEAR A-A', B-B' PERFIL HIDROGEOLOGICO

Fig. 3.- Mapa que muestra el inventario de los principales lineamientos en la región circundante a la Cuenca de México por el poniente, sur y oriente, a partir de una imagen LANDSAT. El inventario fue elaborado por el Dr. L.L. Mitre-Salazar.

VI. MODELO GRAVIMETRICO

El programa determina la profundidad de la parte superior de la superficie del basamento debajo de cada punto de gravedad anómala a lo largo del perfil observado. Puede no ser posible obtener la anomalía libre de la componente regional, por supuesto el programa determina la "anomalía regional" como buena. Los datos de gravedad son muestreados a intervalos iguales a lo largo del perfil, la profundidad Z , sobre la cual la estructura o superficie de densidad es resuelta con su densidad de contraste σ .

La superficie de densidad o estructura es igual a una serie de prismas, una debajo de cada punto de la anomalía y la profundidad Z_t de la parte superior de la estructura analizada es determinada, la aproximación usada es a partir del gradiente vertical de la anomalía gravimétrica y para cualquier "prisma es constante" sobre la profundidad de todo el prisma.

La parte incrementada que es la contribución a la anomalía en cualquier punto, es una simple multiplicación del gradiente y su espesor por lo incrementado. El perfil anómalo cubre la estructura completamente, además un tren regional lineal es definido por $AX + B$.

La anomalía de gravedad es $g(k) = g(X_k)$ en cualquier punto $P(X_k)$, cuya estructura es reemplazada por prismas (Fig. 4.1).

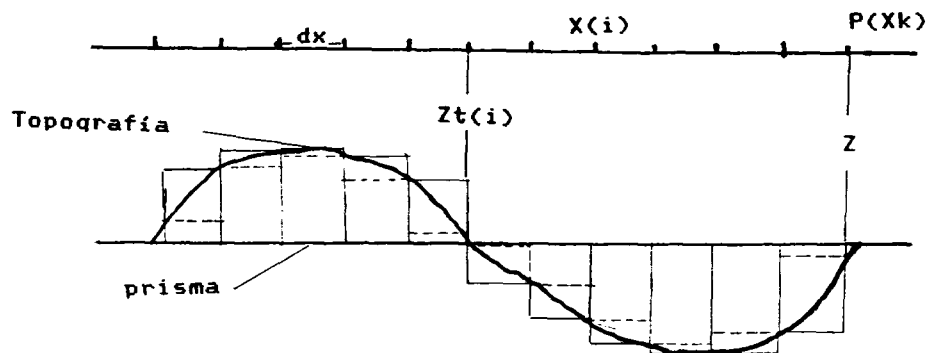


Fig. 4.1.- Modelado por prismas.

y puede escribirse la ecuación de la anomalía de gravedad de un dique de Rao y Murthy (1978).

$$g(k) = \sum_{k=2}^{n-1} \left[F_k(z) \right]_{z_1}^z + AX_k + B \quad (1)$$

con

$$\begin{aligned} F(z) = & [2(\arctan(X_k + dx/2)/Z - \arctan(X_k - dx/2)/Z)] \\ & + 0.5 [(X_k + dx/2) \ln ((X_k + dx/2)^2 + Z^2) \\ & - (X_k - dx/2) \ln ((X_k - dx/2)^2 + Z^2)] \end{aligned} \quad (2)$$

Donde dx es el espaciamiento de las estaciones, $Z_t(i)$ es la profundidad superior de la superficie debajo de la i -ésima estación y G es la constante gravitacional, donde:

$$[F_k(z)]_{z_2}^z = - [F_k(z)]_z^{z_1} \quad (3)$$

Una prisma debajo de la profundidad media ($Z_t(i) > Z$) produce un efecto de gravedad opuesto en signo a uno producido por una prisma arriba de la profundidad media ($Z_t(i) < Z$).

Si $Z_t(i)$, $i = 2, \dots, n-1$, son las profundidades a la superficie en el final de j -ésima iteración y A_j y B_j son coeficientes de la anomalía regional, entonces el modelo está dado por:

$$g(k)_{cal} = \sum_{k=2}^{n-1} \left[F_k(z) \right]_{z_1}^z + A_j X_k + B_j \quad (4)$$

de la ecuación 2 diferenciando con respecto a dz .

$$\begin{aligned} dz = & -2G\sigma [\arctan ((X_k + dx/2)/Z) \\ & - \arctan ((X_k - dx/2)/Z)] \end{aligned} \quad (5)$$

Esta ecuación se asemeja a la anomalía de un modelo delgado de una placa.

En el presente esquema consiste implícitamente en dos fases, una para inicialización, donde se supone que cada prisma contribuirá a la componente de la anomalía igual al producto de su espesor ($Z - Z_{t1}(i)$) y la razón de cambio de anomalía con $Z_t = Z$ será:

$$g(k) = \sum_{i=2}^{n-1} [\delta z] (Z - Z_{t1}(i)) + A1X_k + B1 \quad (6)$$

Donde los valores iniciales, $Z_t(i)$, $A1$ y $B1$, de la profundidad a la superficie y los coeficientes regionales de la anomalía regional son calculados. La diferencia $dg(k)$ entre la anomalía observada y la calculada al final de la j -ésima iteración es descrita por las ecuaciones 1 y 2 como:

$$dg(k) = \sum_{i=2}^{n-1} [F_k(z)] + dAX_k + dB \quad (7)$$

Donde dA y dB son incrementos de A_j y B_j .

La ecuación 7 es la función objeto que se minimiza empleando el método de optimización de Marquard (1963).

Las iteraciones determinan cuando el factor de amortiguamiento de Marquard α tiene un gran cambio y excede a un valor definido como 15.0, la función objeto es reducida para admitir un error o un mínimo especificado de iteraciones que son completadas.

En esencia, el esquema de iteraciones consiste en:

1. Igual a $Z_t(i)$ a Z para todos los valores de $i = 1, n$, $dg(i)$ y A y B a cero
2. Calcula δz para $i = 2, n-1$ y para cada valor de $k = 1, n$
3. Se suman los incrementos de los respectivos parámetros.
4. Calcula $g(k)$ de la ecuación 4 y entonces $dg(k) = g(k) - g(k)$ para $k = 1, n$
5. Se repiten los pasos 2, 3 y 4.

A continuación, se muestra el perfil del centro nuclear modelado por los siguientes parámetros gravimétricos, con profundidad promedio de

40 km, densidad de las rocas subyacentes a dicha profundidad es de 3.30 gr/cm³ y las rocas sobreyacentes es de 2.60 gr/cm³, el perfil de gravedad varía de -110 mgals a SE del Estado de Morelos, que es la parte más somera de la curva de profundidad que es del orden de 40 km, en la parte central del perfil en la localidad del CNM, la gravedad es de -225 mgals es el mayor valor donde se localiza la cuenca de Toluca, Estado de México a una profundidad de 50 km.

Más al NW se tiene una gravedad de -210 mgals donde se asocia una profundidad de 60 km como se muestra en la figura 4.2 de "gravedad-profundidad", se muestra también la gravedad observada con la gravedad modelada (calculada) y su ajuste cuadrático medio que es de 3,050 el cual debería tender a cero, pero es la solución más óptima. La profundidad así estimada es del orden de límite corteza-manto superior.

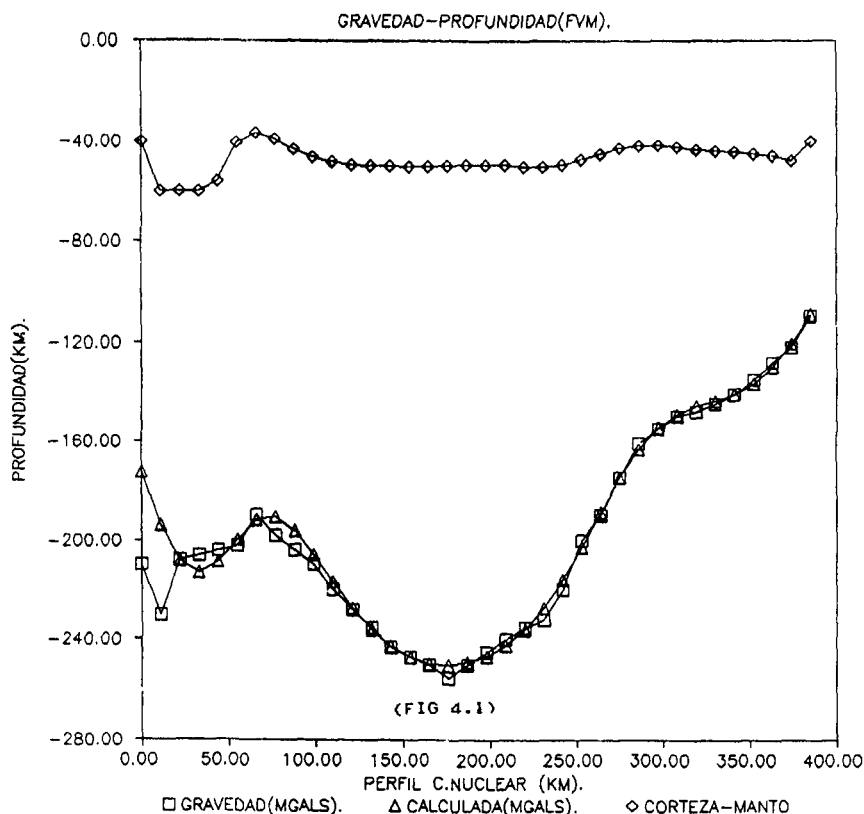


Fig. 4.2.- Gravedad vs profundidad (FVM).

V. CONCLUSIONES

1. El área de estudio tiene una sismicidad promedio de 3.2° Richter y una profundidad promedio de 30 km, estos sismos se localizan en la "corteza continental" de la placa de Norteamérica asociados a las fallas superficiales de tensión en la dirección NE-SW, en la misma dirección de colisión de la Placa de Cocos.
2. De la estimación de la profundidad del basamento profundo (Corteza-Manto) en la región del CNM es del orden de 50 km promedio de profundidad que corresponde a la localidad de la Cuenca de Toluca en el Estado de México, el cual fue modelado con densidades de las rocas subyacentes de 3.30 gr/cm³ (corresponde al manto superior) y rocas sobreyacentes de 2.60 gr/cm³ (corresponde a granitos) y una profundidad promedio de 40 km.

6. REFERENCIAS

- Drummond, K.J., *et al*, 1981. Plate-Tectonic Map of the Circum-Pacific Region. Northeast Quadrant: Tulsa Oklahoma Ame. Asoc. Petroleum. Geol. AAPG, esc: 1:10 000 000.
- Enmark, Th., 1981. A Versatile Interactive Computer Program for Computation and Automatic Optimización of Gravity Models Geo-Exploration, vol. 19., No. 1, p. 47-66.
- Johnson, W.W., 1969. A Least Square Method of Interpreting Magnetic Anomalies Caused by Two-Dimensional Structures.
- Marquardt, D.W., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Non-Linear parameters: Jor. Soc. Indust. Appl. Math, vol. 11, No. 2, p. 431-441.
- Rao, B.S.R. and Murthy, I.V.R. 1978. Gravity and Magnetic Methods of Prospecting: Arnold-Heinemann (India) put. LTD Ab/q satdar jang enclave, New Dehli, p. 309.
- Rao, B.S.R. and Murthy, I.V.R., 1989. A. Fortran-77 Program for Inverting Gravity Anomalies of the Two-Dimensional Basement Structures, Computers and Goesciences, vol. 15, No. 7, p. 1,149-1,156.

**IMPRESO EN EL
INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
SUBDIRECCION GENERAL DE CAPACITACION
Y DESARROLLO PROFESIONAL
DIVISION EDITORIAL**

