

Jesús Hernán Flores, Raymundo Martínez, Abraham Medina, Rodolfo Marines, Jaime Urrutia
Estimación de las constantes elásticas del terreno en el área de Salazar, Estado de México, a través de
exploración sísmica
Ciencia Ergo Sum, vol. 7, núm. 3, noviembre, 2000
Universidad Autónoma del Estado de México
México

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=10401911>



Ciencia Ergo Sum,
ISSN (Versión impresa): 1405-0269
ciencia.ergosum@yahoo.com.mx
Universidad Autónoma del Estado de México
México

¿Cómo citar?

Fascículo completo

Más información del artículo

Página de la revista

www.redalyc.org

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Estimación de las constantes elásticas del terreno en el área de Salazar, Estado de México, a través de exploración sísmica

JESÚS HERNÁN FLORES RUIZ,* RAYMUNDO ÁNGELES MARTÍNEZ,** ABRAHAM MEDINA OVANDO,**
RODOLFO MARINES CAMPOS** Y JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI*

Recepción: 16 de noviembre de 1999

Aceptación: 12 de junio del 2000

Elastic Constants Estimation for the Area of Salazar of the State of Mexico Through A Seismic Survey

Abstract. *A seismic survey profile of the subsoil was performed to investigate the properties of the elastic constants on the propagation of wave (V_p , V_s) velocity in the geological area of Salazar of the State of Mexico. Respectively, the compressional and shear velocities were 200 m/s and 107 m/s for the first lime-sand interface, which was of 3.46 m in thickness. The second interface, which was of 17.07 m in thickness in its lime-sand tuff deposit, had compressional and shear velocities of 57 m/s and 137 m/s, respectively. The results indicate that for the first layer, which was a consolidated sediment, Poisson's Coefficient was 0.32. For the second layer, Poisson's Coefficient was 0.46. The results for the second layer suggest that it is a low consolidate sediment associated with the presence of fluid saturation.*

Palabras clave: constantes elásticas, velocidad estructural, sísmica de refracción.

Introducción

Los requisitos para autorizar la construcción de nuevas instalaciones civiles nucleares incluyen efectuar estudios del sitio, de acuerdo con la norma de regulación federal apéndice-A (10 CFR100, 1994), misma que indica que se deben conocer los parámetros hidrológicos, geológicos y sísmicos para garan-

tizar el buen funcionamiento de las instalaciones (planta piloto de ensambles combustibles y planta piloto de agua pesada y reactor de investigación), equipos de laboratorio (fuente de gammas y laboratorio de calificación de equipos) que operen con calidad nuclear, así como reactores de potencia y cementerios nucleares de bajo, intermedio y alto nivel de radiación.

Como parte de los estudios para el emplazamiento de nuevas instalaciones, se han realizado exploraciones geofísicas dentro de los terrenos del Centro Nuclear (CN) del municipio de Salazar, Estado de México, a fin de caracterizar las propiedades físicas del terreno. El presente trabajo forma parte de dichos estudios, en el cual se programó y llevó a cabo un levantamiento geofísico mediante dos perfiles sísmicos de refracción en un área de 30 mil m². Del análisis de mecánica de suelos se cuenta con los siguientes parámetros locales del sitio: porosidad 64%, permeabilidad 5×10^{-5} cm/seg e infiltración anual de 300 mm/año. Además, a través de la exploración magnética dentro del área de estudio se estimó el espesor de la capa sedimentaria superficial, con resultados de 4 a 26 metros (Flores *et al.*, 1994).

Por otro lado, de los datos de la exploración eléctrica efectuada en el sitio se obtuvo un modelo geoelectrico de tres capas: la primera tiene un espesor variable entre 0 a 1.5 m en un suelo limo-arenoso; la segunda varía entre 1 y 4 m en tobas areno-arcillosas; la tercera capa tiene espesores entre 5 y 18 m (Flores *et al.*, 1998).

Debe considerarse que el uso de los métodos geofísicos de exploración antes usados dentro de las instalaciones del CN proviene de la medición indirecta del espesor de las capas

*Instituto de Geofísica, UNAM. juf@tonatihu.igeofcu.unam.mx

** Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración y Producción, Eje central Lázaro Cárdenas No. 152, Col. San Bartolo Atepehuacán. C.P. 07730, México, D.F. Correo electrónico: amedina@www.imp.mx

y de la geometría del subsuelo de una manera rápida en la selección del sitio y de la ubicación precisa de la zona más fiable para desplantar una obra civil. A continuación se mencionan también ejemplos de la aplicación del método de refracción sísmica a una escala regional.

Se conocen estudios sobre la corteza terrestre en el área del cratón de Canadá, en los cuales se infirió la rigidez de la corteza terrestre a través del análisis de las velocidades sísmicas de las ondas compresionales P y transversales S, con coeficiente de Poisson 0.28 (Jones, 1981) y para el cratón sudafricano el valor es similar (Durheim y Green, 1992).

Para el cinturón volcánico mexicano (CVM) —o faja volcánica mexicana (FVM)—, los primeros 20 km poseen corteza rígida con un coeficiente de Poisson de 0.15. Para profundidades entre 20 y 50 km, la corteza inferior tiene un valor promedio de Poisson de 0.37 (Flores *et al.*, 2000); sin olvidar que en la parte centro-este de esta provincia se ubica el CN.

Los primeros estudios locales de *sismo elasticidad* (distancia entre pozos de 20 m) se hicieron con la técnica de correlación de pozos sísmicos *crosshole*, que determina las cuatro constantes de elasticidad de cada uno de los estratos; su aplicación se dio en las plantas nucleoelectricas (Butler y Curro, 1982). Y una variante de esta técnica es la tomografía sísmica que estima el coeficiente de Poisson, la porosidad y la densidad en el sitio cuya aplicación frecuente se da en los yacimientos petroleros (Mendoza-Amuchastegui y Ramírez-Cruz, 1994); sin embargo, ambas técnicas son demasiado costosas.

El objetivo del estudio sismo-elástico en el sitio es conocer por medio de dos perfiles de refracción superficial las constantes elásticas de los estratos que configuran el subsuelo donde se van a desplantar obras civiles de calidad nuclear; esta técnica es más barata que las anteriores debido a que se realiza en la superficie del terreno y, posteriormente, estos datos elásticos se usan generalmente para modelar la interacción dinámica suelo-estructura a través de códigos de computación.

I. Geología

El área de estudio abarca una superficie de 30 mil m²; se localiza dentro de las instalaciones del Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares (ININ), en el municipio de Salazar, Estado de México; geográficamente se encuentra entre las coordenadas 19°17'19" de latitud Norte (N) y 99°22'43" de longitud Oeste (W) con una altitud de 3,054 msnm al oeste de la Cuenca de México, en la Sierra de Las Cruces.

El acceso a las instalaciones del ININ se realiza por la autopista México-Toluca en el kilómetro 36.5, pasando La Marquesa.

El clima de la zona es predominantemente semifrío subhúmedo, con temperatura media anual de 11.3°C y precipitación anual de 1,110 mm (García, 1981).

Se tienen rocas ígneas de composiciones que abarcan desde basaltos hasta riolitas, de los cuales los productos volcánicos de composición intermedia, andesita y andesita basáltica son los más abundantes (Robin, 1982). Además, en el cinturón volcánico mexicano existe flujo de calor, así como sismicidad y vulcanismo fisural que dieron origen al magmatismo de cada uno de los aparatos volcánicos asimétricos, lo cual definió bloques afallados, reajustes isostáticos y basculamiento del neogeno, comprendidas dentro de la fase trafogénica-postorogénica en el ciclo geotectónico (Lugo, 1984).

El área de estudio se encuentra entre los paralelos 19° y 20° de latitud Norte y entre los meridianos 99° y 100° de longitud Oeste, al oeste de la Cuenca de México en la Sierra de Las Cruces.

II. Tectónica

En la región aledaña al área de estudio se presenta un patrón de fracturamiento muy espaciado que delimita grandes bloques, el cual se ha originado por simple enfriamiento de la roca. El patrón de fracturamiento es ortogonal con tendencias de orientación Nornoroeste-Sursuroeste (NNE-SSW) y Noreste-Suroeste (NE-SW). Cabe mencionar que, en algunos cruces de este fracturamiento, se localizan aparatos volcánicos por donde las cámaras magmáticas emitieron los derrames ígneos extrusivos. En imágenes de satélite y fotografías aéreas se observan tectolineamientos semicirculares, que se han interpretado como colapsos, donde se encontraban las cámaras magmáticas mencionadas.

Los sistemas de fracturas y fallas en el valle de México sugieren que la actividad volcánica se inició a principios de la era cenozoica, es decir, después de haberse plegado las calizas del cretácico por la orogenia Laramide. Con base en la columna geológica reportada y los datos estructurales, puede inferirse que, después de los efectos de la orogenia Laramide (cretácico superior-terciario inferior), se inician en el oligoceno tardío-mioceno medio las primeras pulsaciones magmáticas viscosas, representadas por las rocas volcánicas del terciario medio. Del mioceno medio al plioceno se registra otra etapa de vulcanismo, originada con el mismo tipo de magma, representada por la formación Las Cruces.

Por último, en el pleistoceno se registra una actividad magmática de carácter explosivo, es decir, no se registran derrames andésiticos, representados por la formación Tacubaya (López, 1972).

El espesor cortical terrestre en el área de estudio es, en promedio, de 45 km (Flores, 1997); a nivel regional, el mayor espesor cortical en toda la FVM se presenta en la zona de los grandes valles de los estados de México y Puebla, así como en el Distrito Federal (Urrutia *et al.*, 1995; Urrutia *et al.*, 1999).

En el área comprendida entre los 19° y 21° de latitud Norte y los 99° y 101° de longitud Oeste, se localiza el sitio de estudio, cruzado por dos sistemas de fallas: uno, E-W más joven (Chapala-Tula), característico de la FVM; y otro (Noroeste-Sureste) NNW-SSE, que comprende Querétaro-Toluca-Taxco QTT, más viejo (ver figura 1) y parece la continuación del sistema de cuencas y montañas, tectonismo típico del norte de la faja (Urrutia *et al.*, 1995).

El tramo suroccidental de la zona tiene una longitud de 400 km y una anchura de 150 km. Está formada por numerosas cuñas tectónicas con una orientación general de NE-SW. Sus relaciones actuales acusan magnitudes cronológicas de desplazamientos diversos durante los últimos 5 millones de años (Zoltan *et al.*, 1988), y se asocian con la sismicidad somera, de profundidad hipocentral, menor de 30 km y de magnitud de 3.2° de la escala Richter, interpretando zona de baja actividad sísmica local en el área del CN, que está enclavado en la Sierra de Las Cruces a lo largo de esta zona de cizallamiento (Flores *et al.*, 1997). Ello indica un rasgo tectónico activo que, indudablemente, se extiende con dirección NW, hacia el Golfo de México (Marines *et al.*, 1999).

III. Metodología

La adquisición de datos se realizó con un sismógrafo de prospección por refracción, marca Geometrics, tipo Nimbus

modelo ES-1210, con registro de 12 trazas. Se usaron dos tipos de geófonos de 8 Hz de frecuencia natural, en función del componente del campo de velocidades que se desea medir: verticales y horizontales. Los sensores verticales se utilizaron en los perfiles ondas P, mientras que los horizontales, orientados perpendicularmente a la línea del tendido, se utilizaron para registrar ondas S. El procedimiento en campo fue el siguiente: primeramente se seleccionó la ubicación del perfil, posteriormente se tendió el cable que une los sensores con el registrador. Los sensores se enterraron en el suelo equidistantemente cada 6 m. Para el perfil de onda P, se utilizaron como fuente el tiro de escopeta y el golpe de marro, este último sobre una placa metálica. El registro se inició en el momento del golpe gracias a un dispositivo colocado sobre el mango del marro, cerca de la masa. La distancia entre la fuente y el receptor (*offset*) fue de 10 m en todos los registros, la longitud del tendido sísmico fue de 66 m, más 10 m de *offset*; se realizaron ocho tendidos en el campo, por lo tanto la longitud total del perfil sísmico fue de 608 m en dirección S-N (ver figura 2).

En lo que concierne al perfil de ondas S, destaca que la distancia entre los receptores fue menor que en los tendidos de ondas P, debido a que las primeras se propagan con una velocidad menor. Con el objeto de generar ondas S con la amplitud necesaria para registrarlas, se colocó un polín sobre el terreno orientado perpendicularmente al perfil, finalmente se golpeó lateralmente sobre el polín. Con el objeto de confirmar que los tiempos de llegada leídos corresponden efectivamente a ondas S, las cuales se propagaron perpendicularmente a su dirección de polarización; se realizaron mediciones golpeando en ambos extremos del polín. Esto permite

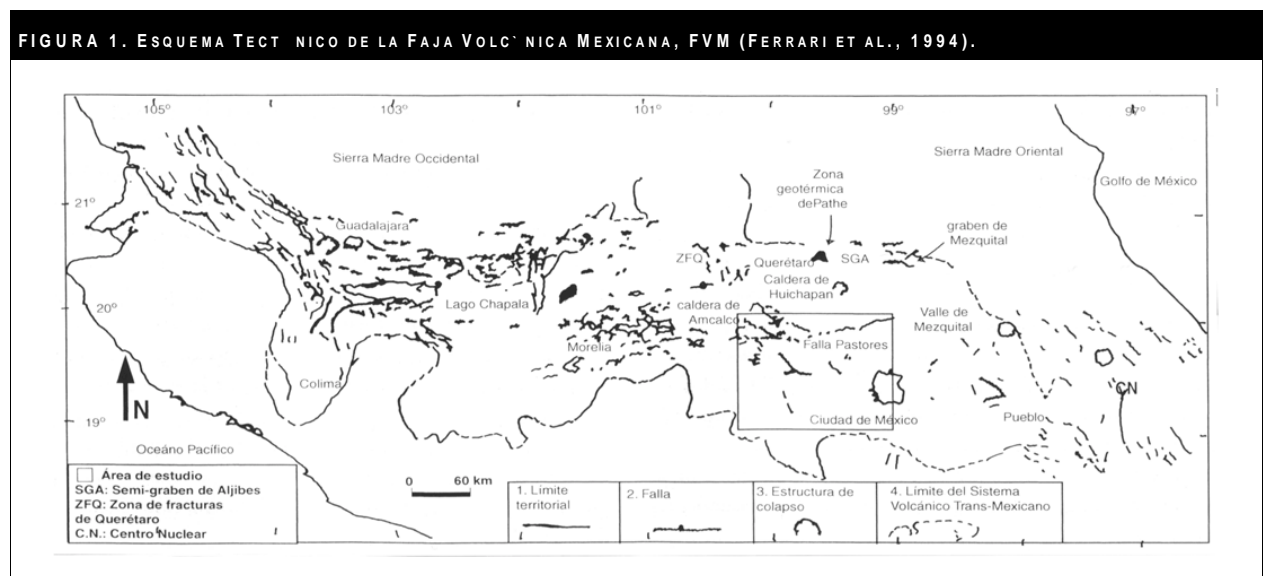
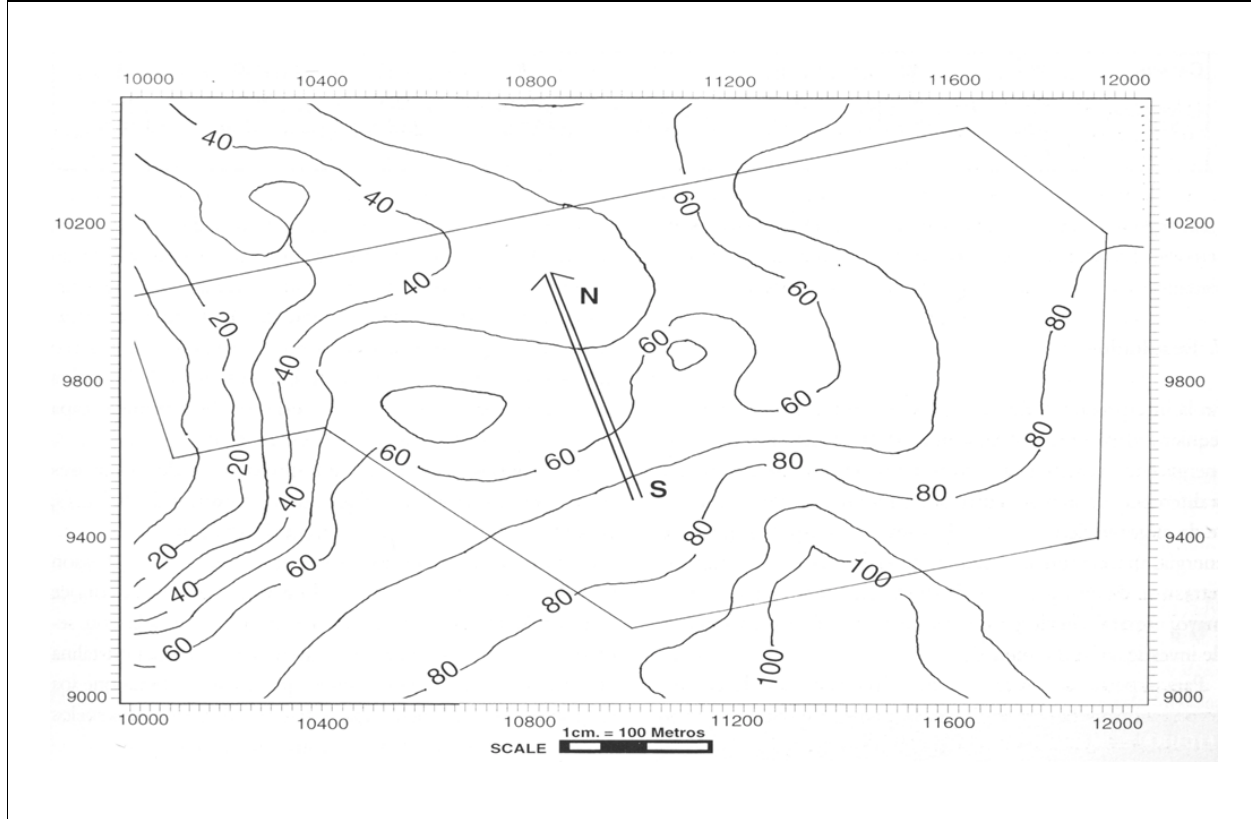


FIGURA 2. PERFIL SÍSMICO DE REFRACCIÓN DE 608 M DE LONGITUD, OBSERVADO EN LA DIRECCIÓN (S-N) DENTRO DE LA POLIGONAL TOPOGRÁFICA DEL CENTRO NUCLEAR



generar ondas despolarizadas en direcciones opuestas, que son fácilmente identificables en los sismogramas.

En general, se realizaron cinco registros sísmicos de un solo perfil, de los cuales tres corresponden a ondas P y dos a ondas S. Se efectuaron dos registros de ida para ondas P, uno con tiro de escopeta y otro con golpe de marro, el tercero de regreso también con golpe de marro; para las ondas S se obtuvieron dos registros, uno de golpe izquierdo y otro de golpe derecho.

Resumiendo el método de refracción sísmica, se estimó la medición de los valores de velocidad de la onda sísmica y se calcularon las profundidades de las capas y la interfase de los acuíferos potenciales (Murphy *et al.*, 1979).

IV. Estimación de las propiedades mecánicas

Finalmente se estimaron las propiedades mecánicas para cada uno de los estratos. De acuerdo con la teoría de elasticidad, es posible relacionar las velocidades de propagación de ondas P (v_p) y de ondas S (v_s) con los módulos elásticos del material a través de las siguientes fórmulas (Sheriff, 1973). Generalmente, la medición de propiedades dinámicas *in situ*

en el medio geológico da una evaluación del sitio respecto a los materiales del subsuelo, que conforman la respuesta de suelo y material rocoso (Dobecki, 1979).

$$\nu = (V_p/V_s)^2 - 2/2(V_p/V_s)^2 - 2 \quad \text{relación de Poisson}$$

$$G = \rho V_s^2 \quad \text{Nt/m}^2 \quad \text{módulo cortante}$$

$$E = [3V_p^2 - 4V_s^2] / [(V_p/V_s)^2 - 1] \text{Nt/m}^2 \quad \text{módulo de Young}$$

$$K = \rho [V_p^2 - (4/3)V_s^2] \text{Nt/m}^2 \quad \text{módulo de compresibilidad}$$

$$\lambda = \rho [V_p^3 - 2V_s^3] \text{Nt/m}^2 \quad \text{constante de Lamé}$$

Para estas expresiones, ρ = densidad del material (g/cm^3), donde λ y μ son constantes de Lamé (Nt/m^2), y $\mu = G$.

El valor de densidad es 1.1 g/cm^3 , utilizado en las fórmulas anteriores, y fue el promedio de los cuatro sitios donde se realizó la mecánica de suelos dentro del Centro Nuclear, que corresponde a un suelo limo-arenoso cohesivo friccionante de alta compresibilidad (Flores *et al.*, 1994).

TABLA 1

PROPIEDADES MECÁNICAS OBTENIDAS DEL PERFIL SISMO-ELÁSTICO								
CAPA (M)	VP M/S	Vs M/S	ρ G/CM ³	ν	K NT/M ²	E NT/M ²	$\mu = G$ NT/M ²	λ NT/M ²
3.46	208	107	1.1	0.32	3.07E+07	3.32E+07	1.25E+07	2.24E+07
20.53	571	137	1.9	0.46	5.71E+08	1.04E+08	3.56E07	3.56E+07

La segunda capa consiste en tobas limo-arenosas con densidad 1.9 g/cm³. Con estos valores se calcularon las propiedades mecánicas que se presentan en la tabla 1.

V. Resultados

En la interpretación de un registro de refracción sísmica se requiere identificar en cada una de las trazas de arriba la energía común a todas las trazas. Es posible, entonces, medir la diferencia de tiempo entre el momento de inicio (cuando se da el golpe del marro) y el momento en que el pulso de energía aparece en la traza. Esta diferencia de tiempo o retraso se da en función de la distancia fuente y receptor: a mayor separación de geófonos, mayor será la profundidad de investigación del método.

Para el perfil de ondas P, se interpretó un modelo de tres

capas; la más superficial presentó una velocidad de 208 m/s, seguida de otra de 571 m/s. Estas dos capas son iguales tanto en el tiro de ida como en el de regreso. La tercera, en el registro de ida, presenta una velocidad de 3,600 m/s; desafortunadamente y como ya se mencionó, el registro de regreso no aporta información para definir la velocidad de la tercera capa. Asimismo se determinó el espesor de la primera capa que fue de 3.46 m y la segunda de 20.53 m.

Para el perfil de ondas S, se interpretó un modelo es de tres capas con las siguientes velocidades: la primera de 107 m/s, la segunda de 137 m/s y la tercera de 1500 m/s.

Con los datos anteriores, se tiene que la relación de Poisson para la primera capa es 0.32 y 0.46 para la segunda. Se conoce que la relación de Poisson para una zona saturada con sedimentos no consolidados es 0.49, y para una roca cristalina densa es de 0.25 (Mooney, 1974); por tanto, se tiene que los sedimentos de la primera capa están consolidados. Estos suelos se constataron en las observaciones de campo.

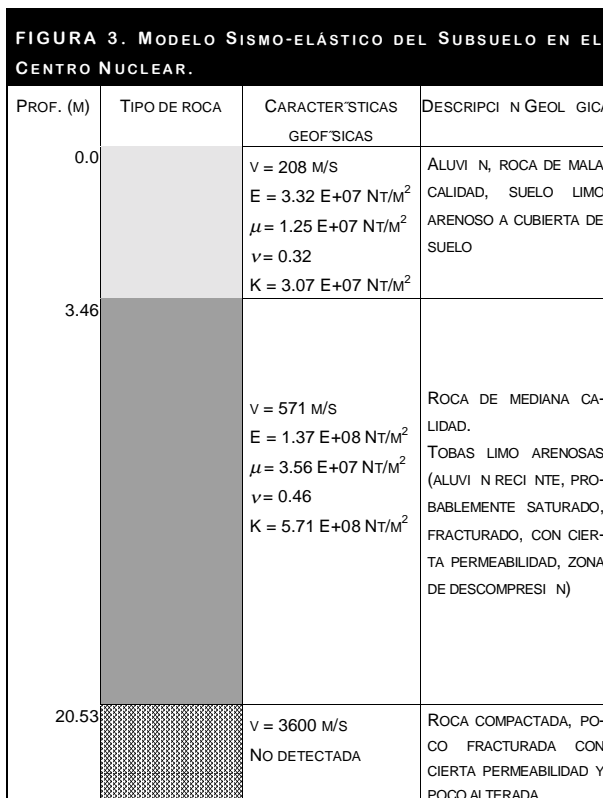
Respecto a la segunda capa, se presenta una relación de Poisson de 0.46, lo cual quiere decir que el material tiene una consolidación muy baja, que posiblemente corresponda a las tobas limosas pobremente consolidadas de la formación Tacubaya, y presenta cierto grado de humedad.

El módulo de Young para la primera capa es de 3.32E+07 Nt/m², y para la segunda capa es de 1.04E+08 Nt/m². Los valores estándar para la arenisca es de 16E+09 Nt/m², y para el granito de 50E+09 Nt/m² (Levi, 1984). Como se observa, los valores obtenidos son más bajos que los consultados. Por lo tanto, el material investigado tiene una elasticidad muy pobre (ver figura 3).

Conclusiones

Se han presentado los resultados de mediciones de refracción sísmica para ondas P y S en el perfil realizado. El objetivo de estas mediciones fue obtener una estimación de los parámetros geodinámicos a partir de las velocidades de propagación de las capas del subsuelo, así como las profundidades de las interfaces, entre éstas y las cuatro constantes elásticas del medio.

En el modelo sismo-elástico (ver figura 3) se resumen los resultados obtenidos de la información generada con este



estudio. Se presentan los valores de los espesores, velocidades de propagación para las ondas P y S en el medio geológico y sus respectivas constantes elásticas del perfil, así como su interpretación de la estratigrafía sísmica del sitio.

En investigaciones futuras en el campo de la sismoelasticidad se empleará la técnica de refracción superficial para obtener la imagen del subsuelo estimando las constantes elásticas, la densidad de las interfases, así como la porosidad del sitio. Sus aplicaciones son enormes: en recursos hídricos y en construcciones civiles especiales tales como presas hi-

droeléctricas, plantas termoeléctricas y nucleoelectricas, además de complejos petroquímicos; en el campo de la mecánica de suelos y rocas se incorporarán estas técnicas para estimar *in situ* las constantes elásticas del medio geológico más rápido que con las técnicas tradicionales, y seleccionar así con mayor precisión el sitio idóneo para el desplante de la obra civil. Con los datos elásticos se modelará la interacción dinámica suelo-estructura de las obras civiles especiales, a través de la herramienta computacional por modelos de elemento finito. ☺



BIBLIOGRAFÍA

- Butler, D. K. y Curro, J. R. (1982). "Crosshole Seismic Testing", en *Geophys.* Vol. 16. No. 1. pp. 23-29.
- CFR100 (part-10) (1994). *Reactor Site Criteria. Appendix-A, Seismic and Geologic Siting Criteria for Nuclear Power Plants*. Nuclear Regulatory Commission, NRC. pp. 1-7.
- Dobecki, T. L. (1979). "Measurement of in Situ Dynamic Properties in Relation to Geologic Conditions. Reviews in Engineering Geology", en *Geol. Soc. Ame.* Vol. 4. p. 201-214.
- Durheim, R. J. y Green, W. E. (1992). "A Seismic Refraction Investigation of the Archean Craton South Africa Using Mine Tremors", en *Jour. Roy. Astr.* Vol. 108. p. 812-832.
- Ferrari, L.; Garduño-Monroy, Y.; Innocenti, F.; Manetti, P.; Pasquare, G. y Vaggelli, G. (1994). "Volcanic and Tectonic Evolution of Central Mexico: Oligocene to Present", en *Geof. Int.* Vol. 33. No. 1. p. 91-105.
- Flores Ruiz, J. H.;
 _____ Hernández Quintero, J. E. y Gutiérrez Briones, J. (1994). *Exploración magnética en el Centro Nuclear y sus alrededores*. AMGE. p. 30-35.
- _____ y Urrutia Fucugauchi, J. (1996). "Bouguer Gravity Anomalies and Regional Crustal Structure in Central México", en *Inter. Geol. Rev.* Vol. 38. p. 176-194.
- _____ Fernández Arguelles, R.; Camacho López, M. E. y Urrutia Fucugauchi, J. (1997). "Evaluación del riesgo sísmico en el Centro Nuclear aplicando la distribución de Gumbel-P", en *Rev. Fac. Ing.* UNAM, Vol. LXVIII. No. 2. (Abril-Mayo). pp. 147-152.
- _____ (1997). *Estructura cortical en el Centro de México derivada del análisis de anomalías gravimétricas regionales*. Tesis Doctoral en Exploración Geofísica. Instituto de Geofísica, UNAM (IGUNAM).
- _____ Benhumea León, M.; Urrutia Fucugauchi, J.; Cisniega Rojas, G. y Olgún Lojero, F. (1998). *Modelo geoelectrico del Centro Nuclear*. AMGE. p. 1-8.
- _____ Urrutia Fucugauchi, J.; Marines Campos, R. y Martínez Angeles, R. (2000). *Estimación de la estructura interna de la Faja Volcánica Mexicana a través del coeficiente de Poisson*. Unión Geofísica Mexicana (UGM), GEOS (en prensa).
- García, E. (1981). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de la República Mexicana*. Inst. de Ingeniería, UNAM. México.
- Jones, A. G. (1981). "On a Type Classification of the Lower Crustal Layers Under Precambrian Regions", en *Jor. Geophys. Res.* Vol. 49. p. 226-233.
- Levi Lates, E. (1984). *Elementos de mecánica del medio continuo*. Limusa. México.
- López, R. E. (1972). *Geología de México*. Escolar. Vol. 3. p. 1-30.
- Lugo, H. J. (1984). *Geomorfología del sur de la Cuenca de México*. Geol., UNAM. p. 5-10.
- Marines, R. C.; Flores, J. H.; Gutiérrez, J. A.; Cerón, F. A.; Angeles, R. M. y Urrutia, F. J. (1999). *Estimación regional de la estructura interna del Golfo de México a través de datos gravimétricos*. GEOS. Vol. 19, N. 4. Unión Geofísica Mexicana UGM. p. 264.
- Mendoza-Amuchastegui, J. A. y Ramírez-Cruz, L. C. (1994). "Reconstruction of Petrophysical Images Using Cross-well Traveltime Tomography", en *Soc. Petro. Eng.* SPE 28674. p. 61-70.
- Mooney, H. M. (1974). "Seismic Shear Waves in Engineering", en *Ame. Soc. Civil Eng.* Vol. 100. No. GT8. p. 905-923.
- Murphy, V. J.; Sexton, T. F. y Levine, E. N. (1979). "Geophysics as Related to Siting of Nuclear Power Plants. Reviews in Engineering Geology", en *Geol. Soc. Ame.* Vol. 4. p. 197-199.
- Robin, C. (1982). *Mexico in Andesitas*. Wiley and Sons. p. 193-202.
- Sheriff, R. E. (1973). *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Society Exploration Geophysicist SEG. p. 69-70.
- Urrutia Fucugauchi, J.;
 _____ Soler Arechalde, A. M. y Flores Ruiz, J. H. (1995). "Tectonics and Volcanism in the Central Mexico-Influence of Crustal Structure and Pre-neogene Tectonics in the Subduction Magmatic Arc-System", en *Geol. Soc. Ame. (GSA)*. p. 189.
- _____ Flores Ruiz, J. H.; Bandy, W. L. y Mortera Gutiérrez, C. A. (1999). "Crustal Structure of the Colima Rift, Western Mexico: Gravity Models Revised", en *Geof. Inter.* Vol. 38, No. 4. p. 205-216.
- Zoltan de Cerna, M.; De La Fuente, M.; Palacios, N.; Mitre Salazar, M.; Mota Palomino, R. (1988). *Estructuras geológicas, gravimétricas, sísmicas y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México*. Instituto de Geología, UNAM. 104. p. 1-71.