

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**ESTUDIO GEOTÉCNICO-GEOFÍSICO DEL COMPORTAMIENTO DINÁMICO
DEL SUBSUELO PARA EL ÁREA METROPOLITANA DE MONTERREY,
NUEVO LEÓN, MÉXICO**

TESIS

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

PRESENTA

JORGE ALÁN SALINAS JASSO

LINARES, NUEVO LEÓN

MARZO 2014



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**ESTUDIO GEOTÉCNICO-GEOFÍSICO DEL COMPORTAMIENTO DINÁMICO
DEL SUBSUELO PARA EL ÁREA METROPOLITANA DE MONTERREY,
NUEVO LEÓN, MÉXICO**

ELABORADA POR

JORGE ALÁN SALINAS JASSO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OPTAR AL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. JUAN CARLOS MONTALVO ARRIETA



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**ESTUDIO GEOTÉCNICO-GEOFÍSICO DEL COMPORTAMIENTO DINÁMICO
DEL SUBSUELO PARA EL ÁREA METROPOLITANA DE MONTERREY,
NUEVO LEÓN, MÉXICO**

ELABORADA POR

JORGE ALÁN SALINAS JASSO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

COMITÉ DE TITULACIÓN

DR. JUAN CARLOS MONTALVO ARRIETA

M.C. EFRAÍN ALVA NIÑO

DR. IGNACIO NAVARRO DE LEÓN

LINARES, NUEVO LEÓN

MARZO 2014

Por este medio declaro bajo protesta que este trabajo lo he desarrollado personalmente con el apoyo del Comité de Titulación, utilizando únicamente las metodologías y procedimientos descritos en el mismo. Toda la información extraída de la literatura ha sido citada debidamente.

Jorge Alán Salinas Jasso

Linares, Nuevo León. Marzo 2014.

DEDICATORIA

A mi Señor padre, Jorge Alberto Salinas García, y mi amada madre, Nora Jasso Martínez. Gracias por el amor, cariño, comprensión y confianza brindadas incondicionalmente. Las enseñanzas, valores y grandísimo apoyo que he recibido de Ustedes ha sido parte importante para mi formación personal y profesional, lo cual me permite cumplir satisfactoriamente una meta más. ESTE TRABAJO ES PARA USTÉDES !

Mis hermanos, Adrián y Salma, por su apoyo y aguantar mis días malos. Los quiero mucho...

A la primera de las mujeres que le dan felicidad a mi vida, Monse. Gracias por estar ahí alentando cada uno de mis pasos y ser el soporte de mis tropiezos. Has sido parte de mis mejores momentos, cargado con mis malos ratos y dispuesta a enfrentar peores situaciones, por eso y más: TE AMO !

A Gaby, mi princesa y principal motor de mis esfuerzos.

Al resto de mi Familia y seres queridos, GRACIAS

AGRADECIMIENTOS

A mi *Alma Mater*, Universidad Autónoma de Nuevo León que, mediante la Facultad de Ciencias de la Tierra, me ha brindado una excelente formación académica y profesional.

Al **Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta**, por asesorar y encaminar este trabajo por el camino correcto. Gracias por sus invaluable consejos, recomendaciones y apoyo tanto académicos como personales.

Al Comité de Revisión integrado por el **M.C. Efraín Alva Niño** y el **Dr. Ignacio Navarro de León**. Estoy infinitamente agradecido con Ustedes por los comentarios y sugerencias que permitieron “pulir” este trabajo.

Al **Dr. Fernando Velasco Tapia** por los consejos y regaños.

A todo el Personal Docente y Laboral de la Facultad de Ciencias de la Tierra.

Al CONACYT, por la beca brindada durante mi curso en el Posgrado.

A las personas que se volvieron mi familia durante el transcurso de mi Maestría: *Carmen, Aurora, Paulina, Ray, Luisito, Javier, César, Felipe, Raúl, Silver, Ariel, Emanuel*. Gracias amigos por formar parte de tan importante etapa para mi . Estaré eternamente agradecidos con Ustedes.

La raza de mi querido y preciado Hualahuises: Edson, Neto, Emanuel, Rubén, Juan de Dios, Pablo, Victor.

A todas las personas que en algún momento me brindaron su apoyo pero que omito involuntariamente, Gracias !

*But everyone who hears these words of mine and
does not put them into practice is like a foolish man
who built his house on sand... Matthew 7:26*

*“Like Frankie said:
I did it my way !”*

ÍNDICE	Página
LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABLAS	iv
RESUMEN	v
ABSTRACT	vii
CAPÍTULO I: GENERALIDADES	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 OBJETIVO	3
1.3 HIPÓTESIS	4
1.4 METAS	4
1.5 ANTECEDENTES	5
1.6 LOCALIZACIÓN	7
CAPÍTULO II: MARCO SISMOTECTÓNICO Y GEOLÓGICO	8
2.1 INTRODUCCIÓN	8
2.2 TECTÓNICA DE PLACAS	9
2.2.1 Límites de placas	11
2.3 SISMICIDAD INTRAPLACA	13
2.4 SISMICIDAD HISTÓRICA EN EL NORESTE DE MÉXICO	15
2.4.1 Sistemas de Fallas de Basamento en el NE de México	19
2.4.1.1 Megacizalla Mojave-Sonora	20
2.4.1.2 Fallas La Babia y San Marcos	21
2.4.2 Reactivaciones de la Falla San Marcos	22
2.5 GEOLOGÍA REGIONAL	25
2.5.1 Provincia de Cuencas y Sierras	27
2.5.2 Provincia de la Sierra Madre Oriental	28
2.5.3 Provincia de la Planicie Costera del Golfo de México	31
2.6 GEOLOGÍA LOCAL	32
2.6.1 Fm. Cupido (Hauteriviano – Aptiano)	32
2.6.2 Fm. La Peña (Aptiano Superior)	33
2.6.3 Fm. Tamaulipas Superior (Albiano Inferior y Medio)	35
2.6.4 Fm. Cuesta del Cura (Albiano Superior – Cenomaniano Inferior)	35
2.6.5 Fm. Agua Nueva (Cenomaniano Superior – Turoniano)	35
2.6.6 Fm. San Felipe (Coniaciano – Santoniano)	36
2.6.7 Fm. Méndez (Campaniano – Maastrichtiano)	36
2.6.8 Sedimentos Recientes (Cuaternario)	37
CAPÍTULO III: RIESGO SÍSMICO	40
3.1 INTRODUCCIÓN	40
3.2 EVALUACIÓN DEL RIESGO SÍSMICO	41
3.3 EFECTOS DE SITIO	47
3.4 RESPUESTA SÍSMICA DE SITIO	53

3.4.1 Correlación entre velocidades de ondas de corte (V_s) y valor N(SPT)	56
3.5 EFECTOS INDUCIDOS POR LOS TERREMOTOS	62
3.5.1 Vibración y ruptura de suelo	63
3.5.2 Licuefacción	63
3.5.3 Cambios regionales en la elevación del terreno	65
3.5.4 Deslizamientos en masa	65
3.5.5 Incendios	66
3.5.6 Enfermedades	66
3.5.7 Beneficios	66
3.6 ZONIFICACIÓN SÍSMICA	67
3.6.1 Zonificaciones sísmicas en el NE de México	71
CAPÍTULO IV: SISMOLOGÍA	77
4.1 INTRODUCCIÓN	77
4.2 TEORÍA DE LA ELASTICIDAD	78
4.2.1 Esfuerzo y deformación	78
4.2.2 Ondas sísmicas	81
4.2.2.1 Tipos de ondas sísmicas	81
4.2.3 Velocidades de las ondas sísmicas	85
4.3 FUNDAMENTOS FÍSICOS	87
4.4 INTENSIDADES Y MAGNITUDES DE TERREMOTOS	90
4.4.1 Intensidad de terremotos	90
4.4.2 Magnitud de terremotos	94
4.5 FUENTES DE ENERGÍA SÍSMICA	97
4.5.1 Tipos de fuente	98
4.5.2 Adquisición y Almacenamiento de Datos	99
CAPÍTULO V: METODOLOGÍA	101
5.1 INTRODUCCIÓN	101
5.2 REFRACCIÓN SÍSMICA	101
5.2.1 Descripción del método	103
5.2.2 Interfases simples	105
5.2.3 Interfases Dobles Horizontales	109
5.2.4 Interfases Múltiples	113
5.2.5 Modelo de una capa con buzamiento	114
5.2.6 Resultado del Método	116
5.3 ENSAYO DE PENETRACIÓN ESTÁNDAR	117
5.3.1 Norma ASTM D1586-11	118
5.3.1.1 Términos Específicos de la Norma	119
5.3.1.2 Significado y Uso	120
5.3.1.3 Aparatos	120
5.3.1.4 Procedimiento de Perforación	123
5.3.1.5 Procedimiento de Muestreo y Ensayo	124
5.3.1.6 Reporte	127

5.3.1.7 Precisión	128
5.3.2 Factores que afectan el valor N(SPT)	128
5.3.3 Correlaciones entre los valores N(SPT) y otras Propiedades del Suelo	130
CAPÍTULO VI: ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE DATOS	132
6.1 INTRODUCCIÓN	132
6.2 CONDICIONES GEOLÓGICAS – GEOTÉCNICAS	135
6.3 CONDICIONES GEOFÍSICAS	139
6.4 CORRELACIÓN EMPÍRICA ENTRE V_s-N(SPT) PARA EL AMM	143
6.4.1 Análisis Estadístico	146
CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	153
7.1 Conclusiones	153
7.2 Recomendaciones	155
CAPÍTULO VIII: BIBLIOGRAFÍA	156

LISTA DE FIGURAS		Página
Fig. 1.1	Localización AMM.	7
Fig. 2.1	Foco y epicentro de un terremoto. Tarbuck & Lutgens, 2005.	10
Fig. 2.2	Distribución de las Placas Tectónicas de acuerdo a Bird (2003).	11
Fig. 2.3	Tipos de Límite de Placas. Modificado de Tarbuck & Lutgens, 2005.	12
Fig. 2.4	Sismicidad durante el año 2012 para la República Mexicana. SSN, 2013.	16
Fig. 2.5	Sistemas de Fallas reportadas en el NE de México. Aranda-Gómez <i>et al.</i> , 2005.	20
Fig. 2.6	(a) Provincias Fisiográficas en el NE de México. (b) Se aprecia también la localización del AMM en la zona de transición entre la Provincia Sierra Madre Oriental y la Planicie Costera del Golfo. INEGI, 2013.	26
Fig. 2.7	Distribución de los principales anticlinales, cabalgaduras y fallas transcurrentes en la Curvatura de Monterrey. Nótese las cinco grandes regiones en que se ha dividido la Curvatura de Monterrey de acuerdo a diferencias en los estilos de plegamiento: A: Área Norte; B: Área Sur; C: Área de Basamento Somero; D: Área de Vergencia Opuesta; E: Área del Anticlinal La Silla. Localidades de referencia: CO: Concepción del Oro; LV: La Ventura; ES: El Salvador; EC: El Carmen; G: Galeana; L: Linares; SA: San Antonio de las Alazanas; MS: Montemorelos; A: Allende; MY: Monterrey. Modificado de Padilla & Sánchez, 1985; Ibarra Martínez, 2007.	30
Fig. 2.8	Geología Local generalizada para el Área Metropolitana de Monterrey. Cavazos Tovar, 2007.	33
Fig. 2.9	Formaciones Geológicas presentes en el Área Metropolitana de Monterrey. Modificado de Michalzik, 1988.	34
Fig. 2.10	Sección Geológica en dirección N-S (A-A') de la distribución generalizada de los sedimentos someros en el AMM, obtenido a partir de información de pozos y perfiles de refracción sísmica. Modificado de Montalvo-Arrieta <i>et al.</i> , 2008.	38
Fig. 3.1	Representación de los 4 pasos para el análisis de riesgo sísmico. Ansal, 2004.	44
Fig. 3.2	Regionalización Sísmica de México (MDOC-DS, 1993). A: Región con poca sismicidad. Ausencia de registros sismológicos. B: Región Intermedia, sismos no tan frecuentes. C: Región Intermedia, sismos de baja intensidad. D: Región con reportes de grandes sismos históricos.	46
Fig. 3.3	Ilustración esquemática de la propagación de la onda sísmica desde una falla a la superficie terrestre. Modificado de Ansal, 2004.	48
Fig. 3.4	Influencia del tipo de suelos en la aceleración espectral. González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002.	49
Fig. 3.5	Sección esquemática mostrando los factores que influyen en las condiciones locales de la respuesta sísmica. A, B y C representan estaciones sismológicas. Modificado de González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002.	49
Fig. 3.6	Relación general entre los materiales geológicos cerca de la superficie y la amplificación de la vibración durante un terremoto. La amplificación es mayor en sedimentos saturados de agua. Modificado de Keller & Blodgett, 2004.	52
Fig. 3.7	Aceleraciones en suelos y sitios de roca. Modificado de Idriss, 1991.	53
Fig. 3.8	Sondeos geofísicos para determinar la velocidad de las ondas sísmicas.	57
Fig. 3.9	Correlaciones Vs- N(SPT) publicadas para todos los tipos de suelos.	61
Fig. 3.10	Relación de atenuación-distancia para sismos M=5 y M=7 en regiones intraplaca. Bolt, 2003.	69
Fig. 3.11	Distribución histórica de sismicidad (1847-2013) para el centro, NNE de México y	73

sur de Texas. Se indican algunas provincias geológicas para la República Mexicana (SGM), así como la cabalgadura principal en la Sierra Madre Oriental (Padilla y Sánchez, 1985). Abreviaturas, M_l: magnitud local; M_w: magnitud de momento; Chi: Chihuahua; Coah: Coahuila; NL: Nuevo León; Tamps: Tamaulipas; Dur: Durango; Zac: Zacatecas; SLP: San Luis Potosí; Sin: Sinaloa; Nay: Nayarit; Ags: Aguascalientes; Jal: Jalisco; Gto: Guanajuato; Qro: Querétaro; Ver:Veracruz; Hgo: Hidalgo; Mich: Michoacán; Mx: Estado de México; Pue: Puebla. Tomado de Ramos Zuñiga, 2014.

Fig. 3.12	Sismicidad reportada por el Servicio Sismológico Nacional para el Estado de Nuevo León desde Abril del 2006 hasta Diciembre del 2013.	74
Fig. 3.13	Zonificaciones sísmicas para a) Monterrey (Montalvo-Arrieta <i>et al.</i> , 2008), b) Linares (Montalvo-Arrieta <i>et al.</i> , 2005) y c) Nuevo León (Ramos Zuñiga, 2007).	76
Fig. 4.1	Relación entre el esfuerzo (σ) y la deformación (ϵ). Modificado de Gil, 2005.	79
Fig. 4.2	Deformación elástica producida por el paso de las Ondas P. Las partículas se desplazan en la dirección de propagación de la onda. Modificado de Bolt, 2003.	82
Fig. 4.3	Deformación elástica producida por el paso de las Ondas S. Las partículas viajan perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda. Modificado de Bolt, 2003.	83
Fig. 4.4	Deformación elástica producida por el paso de las Ondas Rayleigh. El movimiento de las partículas es elíptico retrogrado en el plano vertical con respecto a la superficie. Modificado de Bolt, 2003.	84
Fig. 4.5	Deformación elástica producida por el paso de las Ondas Love. Las partículas de desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación de las ondas, pero paralelo a la superficie. Modificado de Bolt, 2003.	85
Fig. 4.6	Propagación de un frente de onda explicado por el Principio de Huygens.	87
Fig. 4.7	Ley de Reflexión. Ramos Zuñiga, 2007.	89
Fig. 4.8	Ley de Refracción. Ramos Zuñiga, 2007.	90
Fig. 4.9	Rangos de frecuencia y energía para diferentes tipos de fuentes. Burger, 1992.	99
Fig. 4.10	Adquisición y almacenamiento de datos. Ramos Zuñiga, 2007.	99
Fig. 5.1	Método de Refracción Sísmica.	102
Fig. 5.2	Orientación de los geófonos en la superficie del suelo, a partir de la dirección del golpe aplicado por el marro (vertical u horizontal). Además se ilustra la dirección del movimiento en la superficie del terreno debido a la propagación de las ondas P y SV. Ramos Zuñiga, 2007.	102
Fig. 5.3	Distribución de los rayos en un medio homogéneo. Modificado de Burger, 1992.	104
Fig. 5.4	Gráfica tiempo-distancia. Modificado de Burger, 1992.	104
Fig. 5.5	Diagrama de refracción para una interfase simple.	106
Fig. 5.6	Gráfica tiempo-distancia para una estructura geológica de dos capas.	106
Fig. 5.7	Diagrama ilustrativo de un rayo sísmico que viaja a través de tres capas.	110
Fig. 5.8	Gráfica tiempo-distancia para una estructura de tres capas.	112
Fig. 5.9	Diagrama de la trayectoria de un rayo sísmico para un modelo con un estrato inclinado.	114
Fig. 5.10	Gráfica tiempo-distancia para un modelo con una capa inclinada.	115
Fig. 5.11	Ensayo de Penetración Estándar.	118
Fig. 5.12	Tubo sacamuestras. Modificado de ASTM (2013).	123
Fig. 5.13	Interpretación de Ensayos SPT en base a densidad relativa, valor N(SPT) y profundidad. González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002.	130
Fig. 6.1	Sismicidad registrada dentro del AMM por las Estaciones Sismológicas LNIG y MNIG. SSN, 2013.	133

Fig. 6.2	Localización de los Sondeos desarrollados previa construcción de la Línea 2 del Metro. La traza del perfil definido por los sondeos es sobre la Avenida Cuauhtémoc.	136
Fig. 6.3	Sondeo que ejemplifica la información de datos de pozo analizada.	138
Fig. 6.4	Localización de los Perfiles empleando las metodologías de Refracción Sísmica (PR, Cavazos Tovar, 2007; CU, este trabajo) y SPAC (Vázquez Rosas, 2007) para el AMM.	141
Fig. 6.5	Correlación entre información Geológica, Geotécnica y Geofísica para los perfiles realizados en este estudio.	142
Fig. 6.6	Gráfica que define la relación entre las variables N(SPT) y Vs (m/s) para el AMM.	148
Fig. 6.7	Comparativa de correlaciones entre Vs-N(SPT) publicadas y este estudio para sedimentos aluviales recientes y no consolidados.	150
Fig. 6.8	Modelo Geotécnico-Geofísico para los sedimentos aluviales del Área Metropolitana de Monterrey. Se definen los valores de N(SPT) y Vs (m/s) para las distintas litologías presentes en la zona central del Valle. Además, se presenta la comparación con el análisis de microtemores y gravimetría desarrollado por López Barbosa (2008) para la misma zona, comprobando que los materiales geológicos definidos por granulometrías finas y cuyos grandes espesores se encuentran en la parte Sur del perfil, tienden a amplificar la señal sísmica en comparación con los sedimentos más consolidados, localizados en la parte Norte.	152

LISTA DE TABLAS		Página
Tabla 2.1	Sismicidad histórica reportada en periódicos y publicaciones mediante crónicas, relatos y reportes para el NE de México. García Acosta & Suárez Reynoso, 1996.	17
Tabla 3.1	Clasificación de suelo de acuerdo a NEHRP. Montalvo-Arrieta <i>et al.</i> , 2008.	55
Tabla 3.2	Correlaciones $V_s = AN^B$ reportadas alrededor del mundo. Marto <i>et al.</i> , 2013.	59
Tabla 3.3	Relación entre tipo de suelo, valor N(SPT) y V_s (m/s). MDOC-DS, 2008.	61
Tabla 4.1	Escala de Mercalli Modificada. g = aceleración debido a la gravedad, 980 m/s^2 . Bolt, 2003; Keller & Blodgett, 2004; Galván Ramírez, 2005; Quintanilla López, 2008	91
Tabla 4.2	Relación entre magnitud, número de eventos y energía liberada de los terremotos. Keller & Blodgett, 2004; Tarbuck & Lutgens, 2005; Galván Ramírez, 2005.	96
Tabla 5.1	Alcances y limitaciones de emplear los Métodos Sísmicos en práctica.	117
Tabla 5.2	Determinación en campo de la densidad de suelos granulares. González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002.	131
Tabla 6.1	Promedio de velocidades para ondas V_s . Cavazos Tovar, 2007.	140
Tabla 6.2	Correlaciones para suelos no cohesivos entre la densidad relativa y la resistencia a la penetración estándar. Terzaghi & Peck, 1967; Carter & Bentley, 1991; González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002; Hunt, 2005.	144
Tabla 6.3	Categorías geotécnicas de sitios propuestos por Rodríguez-Marek <i>et al.</i> , 2001.	145
Tabla 6.4	Rango de valores N(SPT) y V_s para el Área Metropolitana de Monterrey.	147
Tabla 6.5	Constantes obtenidas en el análisis de regresión.	147
Tabla 6.6	Evaluación estadística de las variables utilizadas en el análisis de regresión.	148

RESUMEN

Recientemente se ha experimentado un incremento en la sismicidad en el Estado de Nuevo León. Esto obliga a planear y desarrollar estudios multidisciplinarios que permitan caracterizar, de acuerdo a sus propiedades dinámicas, los distintos materiales geológicos presentes con el principal objetivo de mitigar, y/ó evitar potenciales daños en las estructuras civiles de las distintas ciudades localizadas en el Estado. Las edificaciones ubicadas en el Área Metropolitana de Monterrey (AMM), como en la mayoría de los centros urbanos localizados en la parte NE del país, no han sido construidas tomando en cuenta los criterios de diseño sísmico.

La predicción de la respuesta del subsuelo durante la sacudida sísmica, la cual es expresada en términos de velocidades de ondas de corte (V_s), requiere el conocimiento de las propiedades de los distintos materiales.

En este trabajo se presenta la primera correlación empírica para el AMM, definida como $V_s = 99.8429N(SPT)^{0.524}$, la cual permite estimar valores de V_s en función del número de golpes obtenidos en los Ensayos de Penetración Estándar ó valor $N(SPT)$. Los valores $N(SPT)$ fueron analizados a partir de la información de datos de pozos desarrollados previa construcción de la Línea 2 del Metro, en la parte central del Valle de Monterrey. Esta zona esta caracterizada geológicamente por la presencia de grandes espesores de sedimentos aluviales no consolidados y variación de sus propiedades geotécnicas en base a las fluctuaciones del nivel freático y el grado de cementación. Los valores de V_s fueron analizados a partir de información de perfiles desarrollados en este trabajo y trabajos previos que emplearon las metodologías geofísicas de refracción sísmica y SPAC. De esta manera, un total de 286 pares de datos $V_s-N(SPT)$ fueron utilizados en el ajuste estadístico.

Definida la correlación Geotécnica-Geofísica para el AMM, se procedió a asignar valores de $V_s-N(SPT)$ para los sitios donde no se contaba con suficiente información Geológica-Geotécnica-Geofísica que permitiera caracterizar la respuesta dinámica de los sedimentos aluviales en la parte central del AMM. De esta manera, se define que los

sedimentos más someros (arcillas, materia orgánica) presentan valores $V_s = 180$ m/s y $N(SPT) < 4$. Los materiales que presentan intercalaciones de arcillas, limos y arenas tienen valores $4 < N(SPT) < 10$ y $V_s = 268$ a 360 m/s. Los conglomerados pobre y medianamente cementados son caracterizados por $10 < N(SPT) < 30$ y $V_s = 460$ a 530 m/s. En cambio que, tanto los conglomerados fuertemente cementados como la lutita de la Fm. Méndez, considerado el basamento geotécnico en la región, presentan valores $N(SPT) > 30$ y $V_s > 632$ m/s.

Se espera entonces, que durante un sismo cercano ó dentro del AMM, los materiales definidos por arcillas, limos y arenas, los cuales tienen sus mayores espesores en la parte Sur del área de estudio, presenten una mayor amplificación de la sacudida sísmica en comparación con los materiales más compactos (conglomerados y la lutita Méndez), localizados en la parte Norte del área.

ABSTRACT

Recently, most of Nuevo Leon State has experimented an increase in seismicity. This urges to design and develop multidisciplinary works allowing to characterize the geologic sediments based on their dynamic properties. This will be very helpful to mitigate or avoid serious damages in the civil edifications. The buildings in Monterrey Metropolitan Area (MMA), like most of the cities in the NE of Mexico, have been constructed without seismic design criteria.

Prediction of the ground shaking soil response requires data of the different soil properties, expressed in terms of shear wave velocity (V_s).

This work presents the first empirical correlation for MMA, defined as $V_s = 99.8429N^{0.524}$, allowing estimating by statistical regression, V_s values as a function of Standard Penetration Test blow count (SPT-N value). The SPT-N value were obtained and analyzed from the boreholes previous to the construction of the Subway Line 2, in the central zone of the Monterrey Valley. This zone is characterized for large thicknesses of unconsolidated alluvial sediments and the variation of their geotechnical properties as consequence of groundwater level fluctuations and sediment consolidation degree. V_s values were obtained from seismic profiles and previous works that employed seismic refraction and SPAC methodologies. The result was a total of 286 pairs of SPT and V_s values, which were utilized for statistical regression.

From the empirical correlation of MMA, it was assigned V_s -SPT values for that sites where Geological-Geotechnical-Geophysical information does not exist. This allowed distinguish the dynamic response of the alluvial sediments. The shallow alluvial sediments (clay and organic matter) have $V_s = 180$ m/s and $SPT < 4$ values. Intercalations between clay and silt or sand shows $4 < SPT < 10$ and $V_s = 268$ to 360 m/s values. $10 < SPT < 30$ and $V_s = 460$ to 530 m/s values are typically for loose and medium consolidated conglomerates. On the other hand, a high consolidated conglomerates and shale of the Mendez Formation, which represent geotechnical basement in the area, are defined for $SPT > 30$ and $V_s > 632$ m/s values.

It is probable that when an earthquake occurs near or within the MMA, the largest thicknesses of geological sediments like clays, silts and sands, deposited in the Southern part of the region, might experimented higher amplification of ground shaking than the consolidated conglomerates and Mendez shale, localized in the Northern part.

**CAPÍTULO I:
GENERALIDADES****1.1 INTRODUCCIÓN.**

El crecimiento de la población en el Área Metropolitana de Monterrey (AMM) avanza a gran velocidad, convirtiéndolo en un proceso demográfico fuera de control para las autoridades. Ésto implica grandes retos para los Gobiernos, abarcando los tres niveles Ejecutivos: Municipales, Estatal y Federal. Tal suceso obliga a las Entidades Gubernamentales a elaborar planeaciones efectivas e inmediatas en las que se incluyan Normativas adecuadas para el desarrollo y construcción de infraestructura urbana y ubicación de asentamientos humanos en el territorio, con el objetivo de evitar que las personas no se establezcan en zonas vulnerables a riesgos geológicos originados por fenómenos naturales, como lo son terremotos, inundaciones, deslizamientos en masa, etc. La complejidad de estos fenómenos pueden ser ampliamente reducidos si se entiende las características naturales de la superficie terrestre y los procesos que actúan sobre la misma.

El estudio de las condiciones geológicas, geofísicas y geotécnicas locales de un sitio representa un factor esencial en la determinación de las propiedades físicas del subsuelo, así como la profundidad, geometría y distribución tanto de la estructura superficial del subsuelo como del macizo rocoso ó basamento geotécnico (*bedrock*), definido como aquellas formaciones rocosas que constituyen el soporte de las cimentaciones de infraestructura civil en zonas urbanas, cumpliendo las condiciones geotécnicas idóneas que permitan una estabilidad aceptable de las mismas durante su vida útil frente a procesos naturales como lo son los terremotos.

Se ha reconocido que las condiciones geológicas de cada sitio (litología, espesor de sedimentos, propiedades elásticas de suelos y rocas, profundidad del macizo rocoso, profundidad del nivel freático, topografía, geometría de cuencas y valles, etc.) desempeñan un papel importante en el daño potencial generado por las ondas sísmicas a partir de terremotos, ya que tienden a atenuar ó amplificar la intensidad del movimiento sísmico

siendo los lugares asentados sobre materiales recientes y no consolidados, donde se registra la mayor cantidad de daños debido a tales características.

La amplificación de movimientos en suelos someros, la cual comúnmente es referida como *efecto de sitio* (Joyner & Boore, 1988), es generalmente identificada como un riesgo sísmico significativo. Ejemplos como los terremotos de México en 1985 y el de Loma Prieta (E.U.A.) en 1989 demuestran que la amplificación de sitio es un factor importante en el daño producido por los terremotos (Anderson *et al.*, 1986; Holzer, 1994).

Para investigar el efecto de sitio se han propuesto varias clasificaciones de los suelos mediante las diferencias observadas en las amplificaciones del movimiento de la superficie terrestre, desde clasificaciones simples de suelos y roca (Trifunac & Brady, 1976), otras basadas en la compactación y grosor de los depósitos sedimentarios someros (Abrahamson & Shedlock, 1997) ó en la edad de las formaciones geológicas superficiales (Joyner & Fumal, 1984; Aki, 1988), hasta los enfoques más recientes que proponen relaciones cuantitativas, generalmente empíricas, entre la amplificación de sitio y algún parámetro físico de los materiales del suelo (velocidad de propagación de ondas de corte, V_s , razón de vacío, módulo de corte, etc.) (Rogers *et al.*, 1985; Fumal & Tinsley, 1985; Abrahamson & Silva, 1997).

Un simple método para determinar las condiciones de sitio es considerando únicamente la impedancia acústica por medio de la velocidad de ondas de corte (V_s) en la superficie somera (Ramos Zuñiga, 2007). Joyner *et al.* (1981) propusieron que la velocidad a $1/4$ de longitud de onda del periodo de interés podría representar las condiciones de sitio.

En las áreas de baja sismicidad y ausencia de registros de movimientos fuertes del terreno, como en el Noreste de México y específicamente para este trabajo el Área Metropolitana de Monterrey, una posibilidad de clasificar, evaluar y mapear las condiciones sísmicas de sitio es a través de correlaciones entre geología superficial, información de datos de pozo (litología, espesores, resistencia a la penetración ó valor N(SPT), posición del nivel freático) y mediciones de velocidades superficiales de la propagación de ondas de corte V_s . Estas técnicas han sido utilizadas en diferentes zonas urbanas localizadas muy cercanas a los límites de placas, como también en el interior de los

continentes (Tinsley & Fumal, 1985; Park & Elrick, 1998; Wills & Silva, 1998; Wills *et al.*, 2000; Rodríguez-Marek *et al.*, 2001; Stewart *et al.*, 2003; Wills & Clahan, 2006; Hanumantharao & Ramana, 2008; Montalvo-Arrieta *et al.*, 2008).

La velocidad de onda de cizalla (V_s) es uno de los parámetros más importantes para evaluar el comportamiento dinámico del subsuelo. Lo recomendable es medir V_s en ensayos de propagación de onda *in situ*, sin embargo su elevado costo y la falta de personal especializado no permite su realización en todos los lugares en los que se quisiera desarrollar estos estudios (Hanumantharao & Ramana, 2008; Maheswari *et al.*, 2010; Marto *et al.*, 2013).

En este trabajo se presenta una manera sencilla para estimar V_s a partir de correlaciones empíricas entre V_s y parámetros geotécnicos obtenidos en sondeos *in situ* como lo son los números de golpes obtenidos en los Ensayos de Penetración Estándar ó N(SPT).

Esta correlación matemática define una relación proporcional entre las variables V_s y N(SPT), basada en la observación que a mayor número de golpes N(SPT) ó variable independiente, aumenta la velocidad de propagación de las ondas V_s ó variable dependiente.

El resultado obtenido puede ser interpretado como un decremento ó aumento en el grado de compactación y rigidez de los materiales estudiados, permitiendo definir la litología, características y una aproximación de la distribución tanto horizontal como vertical de los distintos materiales geológicos presentes a lo largo de la zona de interés, lo cual es de suma importancia al momento de evaluar la respuesta dinámica de los materiales frente a terremotos.

1.2 OBJETIVO.

- Desarrollar una relación empírica que permita obtener V_s a partir de parámetros que representen las condiciones geotécnicas de un sitio, en este caso, N(SPT).

- Modelo bidimensional Geotécnico-Geofísico de los sedimentos aluviales del Cuaternario para la zona central del AMM, dependiendo de su velocidad de propagación de ondas de corte V_s e información geológica (litología, espesor, distribución y valor N(SPT) del subsuelo a partir de datos de pozos.

1.3 HIPÓTESIS.

Conocer las propiedades dinámicas del subsuelo (en el presente trabajo será el análisis de la propagación en los distintos materiales de las velocidades de ondas de corte V_s) de un área permite hacer una estimación del comportamiento de los materiales durante sismos, lo que se puede ver reflejado en daños potenciales en las estructuras civiles y consecuentemente con pérdidas humanas en aquellos sedimentos recientes y no consolidados, por ejemplo los sedimentos del Cuaternario. Tales parámetros controlan la intensidad, amplitud, frecuencia y duración del movimiento sísmico dependiendo de la litología, edad, grado de compactación, posición del nivel freático, fracturamiento, etc.

1.4 METAS.

- Realizar una base de datos en la que se agrupe la descripción de los diferentes materiales geológicos presentes en el AMM, según información de datos de pozo (litología, espesores, distribución geográfica, posición del nivel freático, número de golpes obtenidos en los ensayos de penetración estándar ó N(SPT)).
- Determinar y asignar velocidades de propagación de ondas de corte (V_s) para los sedimentos aluviales del Cuaternario depositados en el Área Metropolitana de Monterrey y correlacionar con información de datos de pozo: litología, distribución, espesor, posición del nivel freático y número de golpes obtenidos en los Ensayos de Penetración Estándar ó valor N(SPT).
- Realizar perfiles de refracción sísmica sobre estos materiales geológicos para así incrementar la base de datos de V_s .
- Desarrollar una correlación empírica que permita obtener V_s a partir de N(SPT).

- Elaborar un modelo bidimensional que permita identificar los materiales geológicos del Cuaternario así como su comportamiento dinámico ante futuros eventos sísmicos de acuerdo a las condiciones geológicas-geofísicas definidas en este estudio.

1.5 ANTECEDENTES.

La región del Noreste de México está documentada a detalle en términos generales a partir de una gran cantidad de estudios geológicos. Sin embargo, existe una notable carencia de publicaciones que hagan énfasis en las características geofísicas de la región (Mickus & Montana, 1999), así como en trabajos multidisciplinarios entre geología-geofísica-geotecnia.

El Área Metropolitana de Monterrey (AMM) no es la excepción y son pocos los estudios multidisciplinarios publicados en los que se determine las condiciones geológicas-geotécnicas-geofísicas del subsuelo. Alva Niño (1995), a partir de información de datos de pozo elabora una carta Ingeniero-Geológica del Área Metropolitana de Monterrey, Nuevo León. Hernández Padilla (1995) y Alva Niño (1997) realizaron estudios geológicos e hidrológicos y un balance hidrogeológico, respectivamente, en el Área Metropolitana de Monterrey.

Quintanilla López (2005) y Cavazos Tovar (2007) realizaron las microzonificaciones sísmicas para las ciudades de Linares (ciudad con condiciones geológicas similares a las del AMM) y Monterrey, Nuevo León respectivamente, basadas en geología y velocidades de propagación de ondas de cizalla (V_s). Definieron clases predominantes de tipo C ($360 < V_s < 760$ m/s) para Linares y clase A ($V_s > 1500$ m/s), B ($760 < V_s < 1500$ m/s) y C ($360 < V_s < 760$ m/s) para el AMM. Estas clases son referidas en el Código de Construcción de Estados Unidos *NEHRP* (por sus siglas en inglés, *National Earthquake Hazard Reduction Program*).

Ramos Zuñiga (2007) elaboró la Regionalización para el Estado de Nuevo León usando la metodología descrita anteriormente. Define, en base a *NEHRP*, que los sitios de

clase A ($V_s > 1500 \text{ m/s}$), B ($760 < V_s < 1500 \text{ m/s}$) y C ($360 < V_s < 760 \text{ m/s}$) predominan en el área de estudio.

Rodríguez Pedraza (2007) desarrolló la microzonificación de la zona centro de la ciudad de Monterrey, Nuevo León basada en frecuencias dominantes aplicando el Método de Cocientes Espectrales (H/V). Define que el rango de amplitudes máximas relativas observadas fueron del orden de 4 a 6, presentando una variación en la frecuencia dominante entre 1 a 20 Hz. Encuentra además que las bajas frecuencias ($< 6 \text{ Hz}$) están relacionadas con el incremento del espesor de capas de limos ó arcillas, en tanto que las altas frecuencias ($> 6 \text{ Hz}$) se correlacionan con gravas parcialmente cementadas y/ó la disminución del paquete sedimentario hasta encontrar el basamento geotécnico (Fm. Méndez).

López Barbosa (2008) determina la respuesta sísmica de sitio a lo largo de la Línea 2 del Metro en Monterrey, Nuevo León a partir del cálculo de amplificaciones relativas de cocientes espectrales H/V, generando un modelo 2D de la distribución de densidades, definiendo rangos de 2.18 a 2.41 g/cm^3 para lutitas de la Fm. Méndez y 1.7 a 2.0 g/cm^3 para los sedimentos aluviales. Se representa además, que las mayores amplificaciones son debido a los grandes espesores de materiales aluviales predominantes en la parte sur de la zona de estudio.

Tello Medrano (2010) realizó la evaluación del Efecto Sísmico de sitio mediante el análisis espectral H/V de microtemores en Linares, Nuevo León. El rango de frecuencias para las cuales se observaron las mayores amplificaciones se encontró entre 6 y 10 Hz se asocian a la presencia de los mayores espesores de sedimentos aluviales poco consolidados y bajo grado de compactación localizados al NW y SE del área de estudio. Las menores amplitudes se localizan en una franja SW-NE en el centro del área de estudio y es referida como material aluvial cementado por caliche.

El presente trabajo está enfocado en analizar, evaluar y hacer una aproximación de la respuesta dinámica de los distintos materiales geológicos presentes en la región debido a oscilaciones sísmicas, actividad geológica que recientemente se ha incrementado en la región, conociendo los valores de V_s a partir de sondeos *in situ* que definan características geotécnicas del subsuelo, como lo es el valor N(SPT). Los resultados representan una

aportación al momento de elaborar y emitir recomendaciones sobre el riesgo sísmico latente en el Área Metropolitana de Monterrey y que se reflejaría en cuantiosos daños tanto sobre el medio natural, los objetos, las estructuras civiles y en el peor de los casos, pérdidas humanas.

1.6 LOCALIZACIÓN.

El Área Metropolitana de Monterrey constituye unos de los centros económicos e industriales más importantes del país. Ocupa el 3er lugar en población después de las zonas conurbadas de la Ciudad de México, D.F. y Guadalajara, Jalisco. (INEGI, 2013). Está conformada por nueve municipios: Monterrey, San Pedro Garza García, Santa Catarina, Guadalupe, San Nicolás de los Garza, Apodaca, General Escobedo, Juárez y García. Cuenta con un total de 3.7 millones de personas, representando el 88% de la población total del estado. (Gobierno del Estado de Nuevo León, 2013).

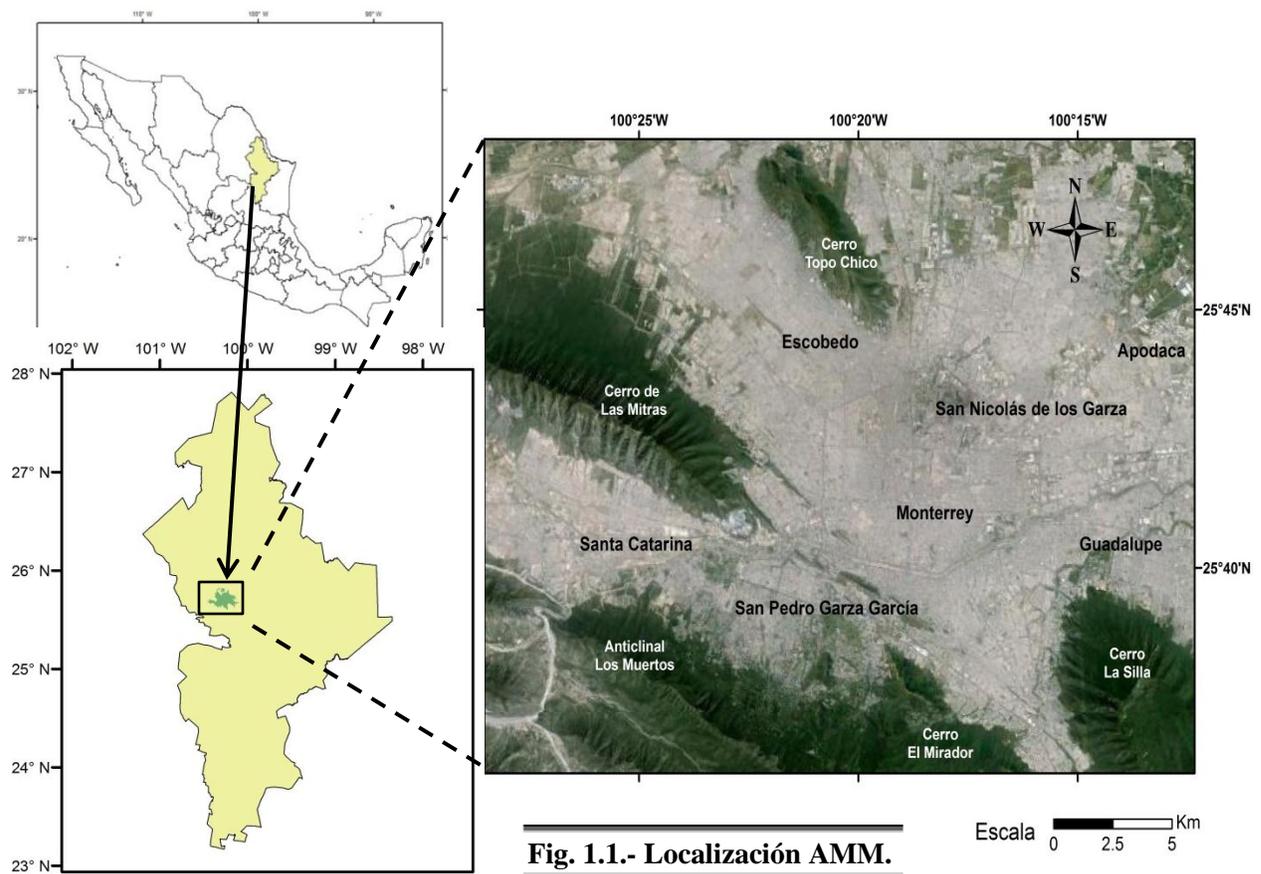


Fig. 1.1.- Localización AMM.

CAPÍTULO II:

MARCO SISMOTECTÓNICO Y GEOLÓGICO

2.1 INTRODUCCIÓN.

La sismotectónica estudia la relación existente entre los terremotos y la tectónica de placas (Lay & Wallace, 1995). Los estudios sismotectónicos realizan un análisis detallado de las relaciones entre la situación geodinámica histórica y actual en el ámbito de la tectónica de placas y la sismicidad, definida por el campo de esfuerzos tectónicos y la frecuencia de terremotos por unidad de área, identificando las fallas geológicas, entre las que se distinguen las fallas no activas, que representan restos de la paleotectónica y las fallas activas tanto recientes como reactivadas (González de Vallejo *et al.*, 2002).

El campo de esfuerzos se obtiene de los estudios de análisis poblacional de fallas y los análisis de mecanismos focales de los terremotos. En tanto que, los análisis sísmicos de las fallas tienen el objetivo de determinar la velocidad media con la que se mueven las fallas, evaluar la magnitud de paleoterremotos y establecer la datación del último evento paleosísmico.

Para la implementación de tales estudios se requiere contar con la siguiente información sísmica (González de Vallejo *et al.*, 2002):

- Catálogo sísmico en donde se indique la posición del terremoto, magnitud, intensidad, profundidad focal, duración, etc.
- Distribución de epicentros de terremotos históricos e instrumentales. Mapas de epicentros.
- Mecanismos focales y distribución de esfuerzos, con el análisis y determinación de los campos tensionales.
- Acelerogramas del movimiento del suelo.
- Energía sísmica liberada.

La distribución espacial de los terremotos puede utilizarse para determinar la localización de límites de placas ó bloques; los mecanismos focales ayudan a inferir la dirección de los movimientos relativos entre las placas tectónicas y, la velocidad y tasa de acumulación de desplazamiento originada durante un terremoto puede utilizarse para determinar la velocidad relativa entre dos ó más placas (Lay & Wallace, 1995). Debido a que la tectónica de placas produce gran parte de la sismicidad mundial, es importante entender funcionamiento de este proceso global cuando se trata de reducir el riesgo sísmico al que se encuentra expuesto la sociedad.

2.2 TECTÓNICA DE PLACAS.

Los terremotos son vibraciones de la corteza terrestre producidas por una súbita liberación de energía. La energía liberada se propaga en forma de ondas, desde el origen del terremoto, denominado *foco ó hipocentro*. La proyección del foco sobre la superficie de la tierra se llama *epicentro* (Fig. 2.1). Estas vibraciones son producidas debido a la ruptura de rocas que han sido sometidas a largos periodos de esfuerzos que superan sus límites de resistencia, generalmente debido al deslizamiento de la corteza terrestre a lo largo de una falla ó sistema de fallas, los cuales pueden ser explicados desde la perspectiva de la tectónica de placas. Esta teoría está compuesta por una gran variedad de ideas que explican el movimiento observado de la capa externa de la Tierra por medio de los mecanismos de subducción y la expansión del piso oceánico, generando los principales rasgos geológicos que moldean la morfología del planeta: continentes, las montañas y las cuencas oceánicas.

La corteza terrestre, la capa más externa y delgada de la tierra, se divide en corteza oceánica y continental. La corteza terrestre se ubica sobre el manto superior, el cual es capaz de fluir lentamente bajo la corteza, permitiendo el desplazamiento de grandes masas rocosas ó *placas*. La corteza y parte del manto superior, forman una capa relativamente rígida y fría, denominada *litosfera*. Aproximadamente a los 660 kilómetros de profundidad, se encuentra la *astenosfera*, una capa blanda y plástica. Las rocas de la litosfera se vuelven más dúctiles a medida que aumenta la profundidad, debido al incremento de la temperatura, llegando a alcanzar la temperatura de fusión de las rocas, sin embargo, a mayor

profundidad, la mayor presión compensa los efectos de la mayor temperatura y las rocas vuelven a solidificarse. Tal proceso permite la existencia de una porción de roca fundida, permitiendo a la litosfera moverse con independencia de las rocas situadas bajo la astenosfera.

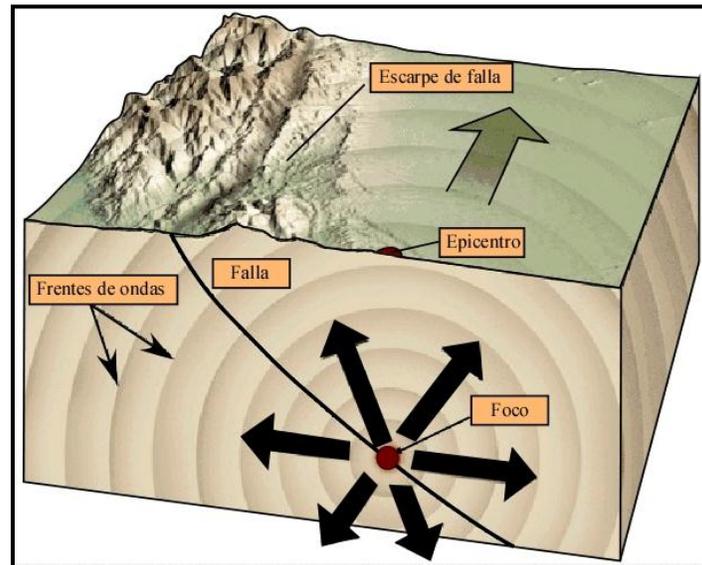


Fig. 2.1.- Foco y epicentro de un terremoto. Tarbuck & Lutgens, 2005.

En la actualidad se reconocen siete placas principales: Norteamericana (NA), Sudamericana (SA), Pacífico (PA), Africana (AF), Euroasiática (EU), Australiana (AU) y Antártica (AN) (Fig. 2.2). Además se reconocen otras microplacas, las cuales varían constantemente en forma y tamaño, incluso generando nuevas placas resultantes del movimiento relativo entre estos grandes fragmentos de litosfera.

Uno de los principales fundamentos de la tectónica de placas es que las placas tectónicas interactúan entre sí moviéndose como unidades coherentes en relación con las demás placas, deformando las rocas en sus bordes ó límites de placas, sitios donde se genera la mayor sismicidad del planeta (Tarbuck & Lutgens, 2005; Atkinson, 2007).

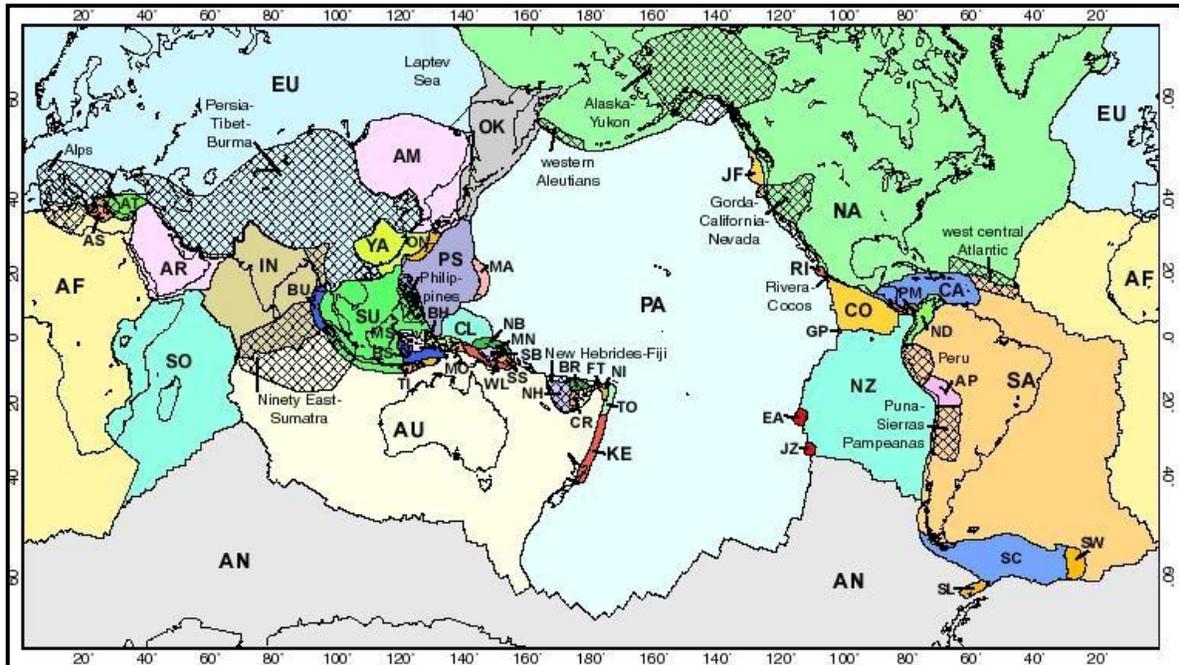


Fig. 2.2.- Distribución de las Placas Tectónicas de acuerdo a Bird (2003).

2.2.1 Límites de placas.

Las placas tectónicas se mueven como unidades dependientes en relación con las otras placas. Es en los límites entre dos ó más placas que se produce la mayor deformación de estos bloques, sin embargo también existe deformación intraplaca. Estos límites fueron identificados por primera vez al localizar la sismicidad (Tarbuck & Lutgens, 2005). De esta manera, se puede definir tres tipos de límites de placas: divergente, convergente y transformante (Fig. 2.3).

1. *Límites divergentes*: Denominados también límites constructivos, son localizados donde dos placas se separan, provocando adelgazamiento de una litosfera existente y el posterior ascenso de material desde el manto. Este magma se enfría y solidifica gradualmente generando una roca dura y creando nuevo piso oceánico. La mayoría de los sismos en estos bordes es debido al desplazamiento de fallas normales.

2. *Límites convergentes*: Conocidos como límites destructivos, son localizados donde dos placas se juntan provocando el descenso de litosfera oceánica (más densa) bajo una litosfera continental (menos densa), siendo la primera reabsorbida en el manto. Otra manifestación de este tipo de borde de placas es cuando se presenta la colisión de dos bloques continentales para crear un sistema montañoso. Aunque todas las zonas convergentes tienen las mismas características básicas, cada una tiene rasgos muy variables que dependen principalmente del tipo de material de la corteza que interviene y por el ambiente tectónico. Los sistemas de fallas característicos de estos límites de placas son predominantemente de tipo inverso.
3. *Límites transformantes*: También denominados bordes pasivos, son aquellas zonas donde se encuentra la interacción de dos placas con desplazamiento lateral una con respecto a la otra, ya sea izquierdo ó derecho, en la que la característica principal es que no se crea ni se destruye litósfera. Las fallas transformantes ó laterales son características de estos límites. Sin embargo, existen fallas laterales que presentan componentes normales ó inversas.

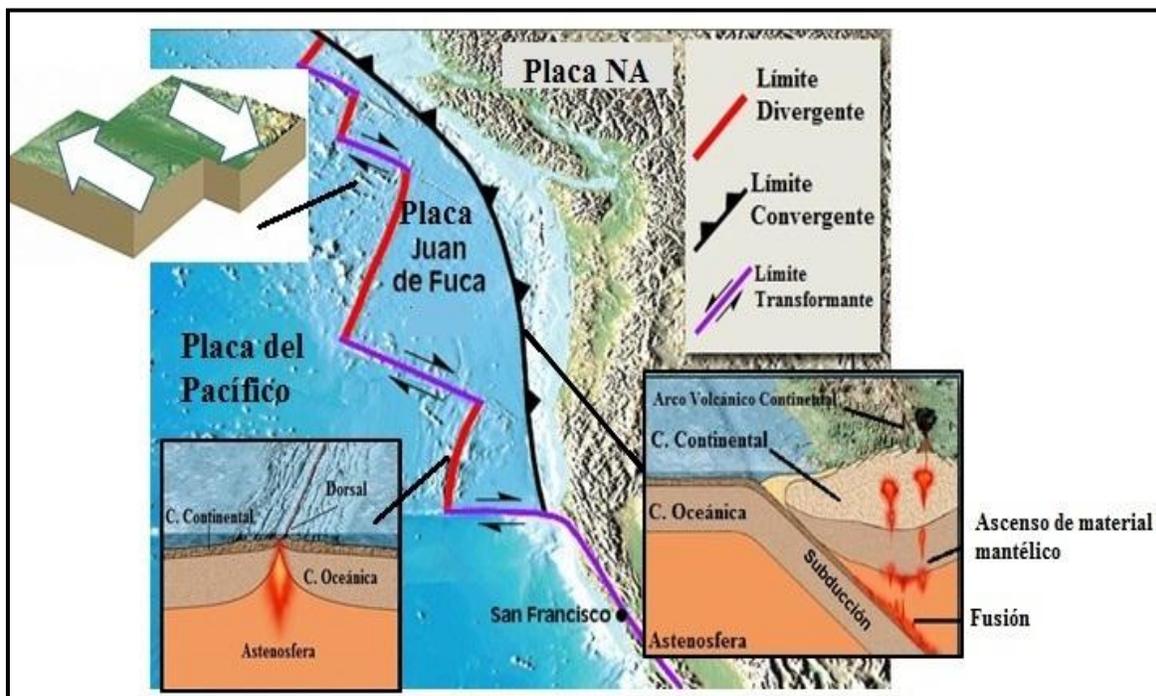


Fig. 2.3.- Tipos de Límites de Placas. Modificado de Tarbuck & Lutgens, 2005.

De manera general, la mayor parte de la sismicidad ocurre en los límites convergentes, específicamente en las zonas de subducción. Además los límites divergentes y transformantes están caracterizados por sismicidad relativamente somera (profundidades menores a los 30km) (Tarbuck & Lutgens, 2005).

2.3 SISMICIDAD INTRAPLACA.

Cerca del 90% de la sismicidad global ocurre en los límites de placas. En estas regiones los procesos sismotectónicos son bien entendidos (Atkinson, 2007). Sin embargo, es en las regiones intraplaca donde el estudio de la sismicidad se vuelve aún más complejo.

Los grandes terremotos de tipo intraplaca, generados en el interior de las regiones continentales y que representan deformación interna de la placa, son raros en comparación con aquellos sismos que ocurren en regiones de límite de placas tectónicas, debido a las bajas tasas de desplazamiento (menores a 1mm/año), comparadas con lo que ocurre en los límites convergentes (Scholz *et al.*, 1986; Dixon *et al.*, 1996; Newman *et al.*, 1999; Calais *et al.*, 2005; Stein, 2007). Es por esto que los periodos de retorno de los terremotos de tipo intraplaca pueden ser mayores a 10^3 años (Scholz *et al.*, 1986; González de Vallejo *et al.*, 2002; Keller & Blodgett, 2004).

Existen dos diferencias importantes entre la sismicidad ocurrida en los límites de placa ó “interplaca” y la sismicidad “intraplaca”. La primera es que el intervalo de recurrencia de los sismos intraplaca es mucho más largo que los eventos interplaca y, el segundo es que típicamente los eventos intraplaca tienen caídas de esfuerzos mucho más grandes (Lay & Wallace, 1995). Con frecuencia los terremotos intraplaca ocurren en zonas antiguas con debilidad cortical como lo son zonas de sutura ó *rifts* que han sido reactivados por fallas bajo campos de esfuerzos actuales (Sykes, 1978). El origen de este campo de esfuerzos es resultado de la tectónica de placas actual y se concentra en estructuras débiles ó que han tenido actividad en el pasado, como las fallas. Las fallas que producen este tipo de sismicidad no son fáciles de reconocer en superficie debido a que se encuentran decenas

de kilómetros bajo el subsuelo, y el pequeño desplazamiento acumulado en estas estructuras ocurre por reactivaciones.

En México, existe evidencia de sismos intraplaca de magnitud intermedia a grande (Suter *et al.*, 1996): Pinal de Amoles, Querétaro en 1887 ($M_s=5.3$); Acambay, Estado de México en 1912 ($M_s=6.7$); Jalapa, Veracruz, en 1920 ($M_s=6.2$); Cardonal, Hidalgo en 1976 ($M_s=5.3$) y Maravatío, Michoacán, en 1979 ($M_s=5.3$). En el Norte de México y la frontera con Estados Unidos, los principales terremotos han sido Bavispe, Sonora en 1887 ($M_w=7.4$; Natali & Sbar, 1982), Parral, Chihuahua en 1928 ($M_w=6.5$; Doser & Rodríguez, 1993), Valentine, Texas en 1931 ($M_w=6.4$; Doser, 1987) y Alpine, Texas en 1995 ($M_w=5.7$; Doser, 1987).

La sismicidad intraplaca puede ser inducida debido a la actividad antropogénica. Tal es el caso de la sismicidad producto de la producción de aceite y gas en la Cuenca de Delaware, en el W de Texas, en Estados Unidos (Doser *et al.*, 1991, 1992). Las magnitudes para estos sismos son menores a 4.5 (Galván-Ramírez & Montalvo-Arrieta, 2008). Hasta el momento en el que se ha desarrollado el presente trabajo no existe información donde se tenga registro de sismicidad inducida para el Noreste de México, sin embargo, la inyección de fluidos y extracción de hidrocarburos producto de la intensa actividad petrolera en la Cuenca de Burgos, con más de 4000 pozos activos, dejan la posibilidad latente de que este tipo de actividad se presente en el área (Galván-Ramírez & Montalvo-Arrieta, 2008).

Aunque estos eventos intraplaca son esporádicos, pueden llegar a ser devastadores debido a que la mayoría de las ciudades localizadas dentro de los continentes son construidas sin tomar en cuenta criterios de diseño sísmico. Crone *et al.*, (2003) menciona que este tipo de terremotos pueden causar gran cantidad de daños debido a que la atenuación de la energía sísmica es relativamente baja en el interior de los continentes. Esto se debe a que las rocas en el interior continental, relativamente estable, transmiten la energía sísmica más eficientemente (Ramos Zuñiga *et al.*, 2012b). Aunque solo apenas el 5% de la energía sísmica global es liberada en el interior de los continentes (Talwani, 1999; Crone *et al.*, 2003), el impacto humano generado justifica grandes esfuerzos para entender mejor y determinar los riesgos en estas regiones aparentemente estables. Por lo tanto,

identificar la sismicidad histórica y actual de una zona permite definir el marco sismotectónico regional a futuro, lo cual puede ser útil para definir aquellas regiones propensas a experimentar terremotos, y así establecer estudios y recomendaciones que regulen correctamente la planeación del uso del suelo y criterios de diseño sísmico para la construcción de estructuras civiles.

2.4 SISMICIDAD HISTÓRICA EN EL NORESTE DE MÉXICO.

La sismicidad histórica para la región Noreste de México, comprendida por la región oriental del Estado de Chihuahua, además de los Estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, y las zonas al Norte de los Estados de Durango, Zacatecas y San Luis Potosí, esta documentada en base a catálogos sísmicos nacionales e internacionales, además de crónicas encontradas en reportes históricos y actuales, así como información disponible en la base de datos del Servicio Sismológico Nacional.

El Noreste de México había sido considerado hasta hace poco como una región tectónicamente estable, caracterizada por baja actividad sísmica y escasez de registros de movimientos de suelos producto de las sacudidas sísmicas.

Sin embargo, existe evidencia histórica de la ocurrencia de temblores desde hace más de 160 años en la región (García-Acosta & Suárez-Reynoso, 1996; Casasús, 2003; Galván-Ramírez & Montalvo-Arrieta, 2008) la cual ha sido confirmada a partir de la instalación de la estaciones sismológicas LNIG en enero del 2006 en la Facultad de Ciencias de la Tierra (UANL) localizada en Linares, Nuevo León (Ramos-Zuñiga *et al.*, 2012a) y MNIG en 2012 en el Campus Mederos (UANL) ubicado en Monterrey, Nuevo León. LNIG y MNIG pertenecen a la amplia red de sismógrafos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) localizadas a lo largo de México pero, son las únicas localizadas en esta zona del país. El hecho de contar con pocas redes sismológicas en el NE de México limita la determinación exacta de la localización, magnitud y mecanismo focal de cualquier evento sísmico presente en la región (Ramos-Zuñiga *et al.*, 2012a).

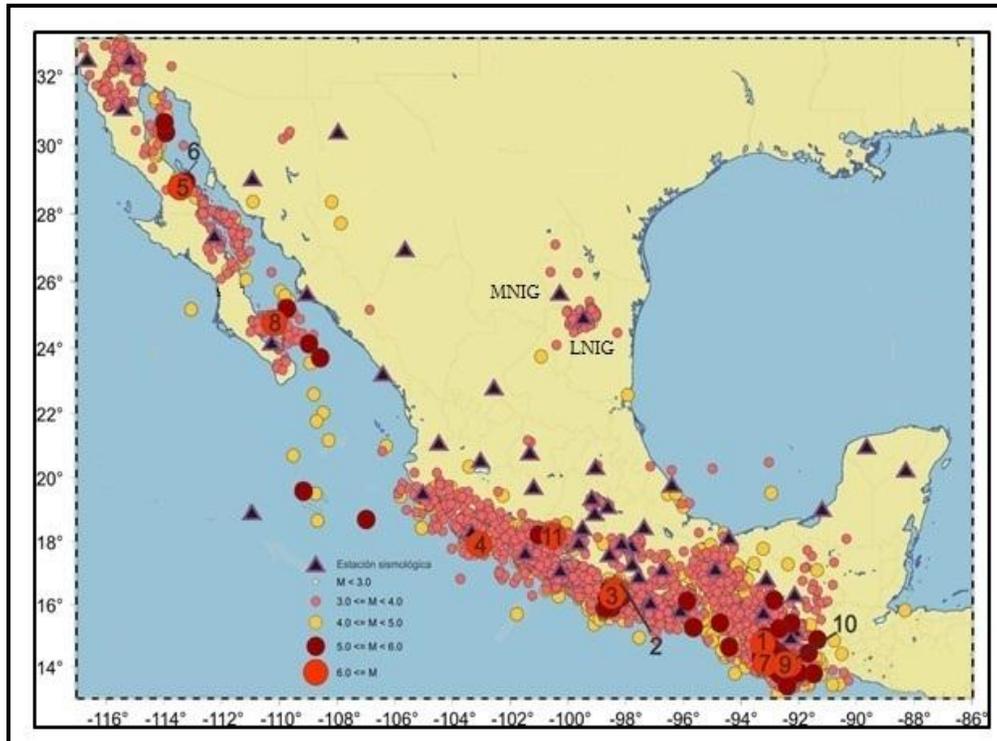


Fig. 2.4.- Sismicidad durante el año 2012 para la República Mexicana. SSN, 2013.

Durante el segundo semestre del año 2012 se disparó la sismicidad en el NE del país (Fig. 2.4), teniendo un total de 89 eventos, con magnitudes menores ó iguales a $M=4.0$ representando un 1.8% de la sismicidad total ocurrida durante ese periodo de tiempo (Servicio Sismológico Nacional, 2013).

En el Norte de México y la frontera con Estados Unidos, los principales terremotos han sido (Suter *et al.*, 1996; Galván-Ramírez & Montalvo-Arrieta, 2008):

- Bavispe, Sonora en 1887. $M_w=7.4$ (Natali & Sbar, 1982).
- Parral, Chihuahua en 1928. $M_w=6.5$ (Doser & Rodríguez, 1993).
- Valentine, Texas en 1931. $M_w=6.4$ (Doser, 1987).
- Alpine, Texas en 1995. $M_w=5.7$ (Xie, 1998).

Es mediante relatos y crónicas publicadas en libros (García Acosta & Suárez Reynoso, 1996; Casasús, 2003) que se tiene registro y conocimiento de la ocurrencia de sismos en la región en el pasado (Tabla 2.1).

Tabla 2.1.- Sismicidad histórica reportadas en periódicos y publicaciones mediante crónicas, relatos y reportes para el NE de México. García Acosta & Suárez Reynoso, 1996.

Fecha	Hora	Ciudad	Crónica
26-Marzo-1787	¿?	Durango, Dgo.	<i>“Temblor en Durango con ruidos subterráneo...”</i>
27-Marzo-1787	¿?	Real del Oro, Dgo.	<i>“Un temblor similar fue sentido el día de ayer, no tan fuerte. Ruidos subterráneos fueron escuchados de nuevo y muchas casas fueron afectadas...”</i>
30-Agosto-1838	8:30 am	Monterrey, Villa de Santiago y Montemorelos, N.L.	<i>“El jueves a las ocho y media de la mañana se sintió uno en esta ciudad que tendría la duración de uno ó dos segundos..., hasta hoy se sabe que a la misma hora se sintió este acontecimiento en la Villa de Santiago y en Montemorelos...”</i>
28-Abril-1841	8:45 am	Saltillo y Punta Santa Elena, Coah.	<i>“... a las 8:45 minutos se dejó sentir en toda la ciudad un ruido subterráneo con detonaciones prolongadas... tenemos el sentimiento de saber que en la Hacienda de los Muertos, distante 10 leguas (40 km aprox.) al noreste, cayó una casa, en Punta Santa Elena distante 21 leguas (84 km aprox.) una noria se hundió y, la casa grande se arruinó quitando la vida a seis personas...”</i>
		Victoria, Tamps.	<i>“... a las 8 y media de la noche, el mismo que en Saltillo, donde las detonaciones fueron espantosas...”</i>
13-Mayo-1841	12:10 am	Saltillo, Coah.	<i>“Se sintió en esta ciudad un ruido subterráneo... su movimiento según algunos fue de oscilación... el que se repitió a la 1 y 3 minutos se cree que fue de trepidación muy</i>

			<i>violenta. A este fenómeno se atribuye el que se hayan resentido o cuarteado algunas casas y tapias de esta población...”</i>
27-Febrero-1849	¿?	Satevó, Dgo.	<i>“Al ponerse el sol se sintió un temblor de tierra acompañado de ruidos subterráneos”</i>
26-Abril-1850	4:00 am	La Concepción, N.L.	<i>“... hubo uno en el pueblo de la Concepción a las cuatro de la mañana. Aunque infundió gran temor, no ocasionó desgracia en la población.”</i>
02-October-1850	¿?	Mier y Noriega, y La Concepción, N.L.	<i>“... un terremoto acompañado de fuertes truenos...”</i>
02-Diciembre-1853	9:30 am	Durango, Dgo.	<i>“... se sintió un fuerte terremoto... que dejó un poco resentida la bóveda de la catedral y la parroquia...”</i>
19-Mayo-1869	9:15 am	Linares, N.L.	<i>“...se sintió un terremoto, al mismo tiempo fuertes detonaciones subterráneas...”</i>
07-Enero-1880	1:45 pm	Dr. Arroyo y, Mier y Noriega, N.L.	<i>“Un terremoto fue sentido”</i>
12-Enero-1880	2:30 pm	Mier y Noriega, N.L.	<i>“...se ha sentido en todo este municipio un fuerte temblor de tierra, precedido por un trueno subterráneo...”</i>
25-Marzo-1891	¿?	Distrito de China, Chih.; Guadalupe y Calvo, Chih.	<i>“se oyeron fuertes truenos subterráneos, desde que se sintieron allí dos temblores...”</i>
23-Junio-1896	10:00 pm	Cuencamé, Durango, Avino, Dgo.	<i>“... ligero temblor...”</i>
24-Junio-1896	6:20 am	Cuencamé, Dgo.	<i>“... otro igual al anterior...”</i>
14-October-1898	3:00 am	Villa de Arteaga, Coah.	<i>“... se sintió un fuerte temblor de tierra que sacudió las azoteas de las casas...”</i>
22-Enero-1905	1:20 pm	Dr. Arroyo, N.L.	Se sintió un temblor.
22-Marzo-1905	5:20 pm	Saltillo, Coah.	Se sintió un temblor.
24-NOVIEMBRE-1907	2:14 am	Linares, N.L.	Se sintió un temblor.
27-Febrero-1908	8:10 am	Dr. Arroyo, N.L.	Se sintió un temblor.
16-Marzo-1908	1:10 pm	Dr. Arroyo, N.L.	Se sintió un temblor.
20-Septiembre-1909	¿?	Monterrey, N.L.	Terremoto. Cancani III
24-October-1909	¿?	Linares y Montemorelos,	Terremoto. Cancani II

N.L.			
14-Mayo-1910	¿?	Victoria, Tamps.	Terremoto. Cancani III
31-Agosto-1911	¿?	Dr. Arroyo, N.L.	Terremoto, Cancani III
21-October-1911	¿?	Villagrán, Tamps.;	Terremoto. Cancani III
		Montemorelos, N.L.	
03-Diciembre-1911	¿?	Montemorelos, N.L.;	Terremoto. Cancani III. 10 seg. de duración.
		Villagrán, Tamps.	Terremoto. Cancani. 12 seg. de duración.

La mayor parte de la sismicidad registrada en el NE de México ha sido localizada cerca de los tres grandes lineamientos de fallas postulados para la región: Falla La Babia, Falla San Marcos y la hipotética MSM (Galván-Ramírez & Montalvo-Arrieta, 2008).

2.4.1 Sistemas de Fallas de Basamento en el NE de México.

Uno de los aspectos básicos para el estudio y evaluación de la peligrosidad sísmica es la caracterización de las fuentes de los terremotos. La tectónica de placas explica la distribución de la sismicidad a escala global, permitiendo distinguir entre zonas sísmicamente activas, que coinciden con límites de placas, y zonas relativamente estables situadas en el interior de las placas. Las fuentes concretas de los terremotos son las fallas geológicas, cuya actividad tectónica es responsable de la liberación de energía durante el terremoto. La mayor parte de los expertos coinciden que una falla es considerada activa cuando ha presentado movimiento en los últimos 10 000 años (Holoceno) (Crone *et al.*, 2003; Keller & Blodgett, 2004). Las fallas que muestran indicios de movimiento durante el Pleistoceno (~1.8Ma), pero no en el Holoceno, se clasifican como potencialmente activas, mientras que las fallas que no se han movido durante los últimos 2 Ma se clasifican por lo general como inactivas (Keller & Blodgett, 2004).

La influencia de fallas regionales de basamento en la evolución geológica del norte de México es un tema que ha recibido atención en años recientes (Oviedo *et al.*, 2010). Para el Noreste del país, los sistemas de fallas postulados son (Fig. 2.5): Falla La Babia (Charleston 1981), Falla San Marcos (Chávez Cabello, 2005; Arvizu Gutiérrez, 2006) y la

controversial e hipotética Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson & Schmidt, 1983; McKee *et al.*, 1984, 1990).

2.4.1.1 Megacizalla Mojave-Sonora.

La hipotética y controversial Megacizalla Mojave-Sonora ha sido postulada para explicar desplazamiento lateral izquierdo de aproximadamente 800 km durante el Jurásico (150 Ma) (Anderson & Schmidt, 1983). Fue propuesta originalmente por Silver y Anderson (1974) para dar solución a los problemas existentes entre la sobreposición de México y la parte de América del Sur en los modelos tectónicos para la reconstrucción de Pangea (Chávez Cabello, 2005). Anderson y Schmidt (1983) la utilizaron para aseverar la traslación hacia el Sur de parte del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon desde la región Sur-Sureste de Chihuahua hasta Ciudad Victoria, Tamaulipas.

Particularmente para el NE de México, este gran lineamiento ha sido utilizado para separar rocas volcánicas del arco magmático del Triásico Tardío-Jurásico de los estados de Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Nuevo León y Tamaulipas (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992).

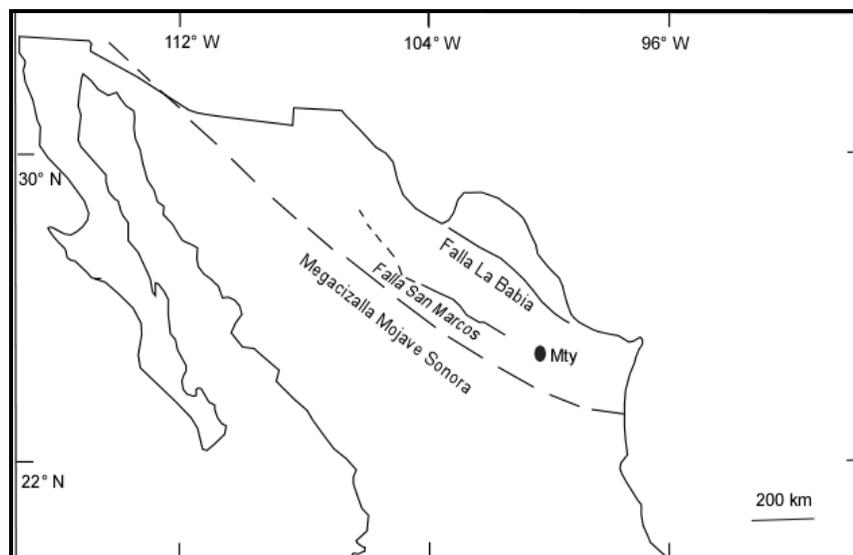


Fig. 2.5.- Sistemas de Fallas reportadas en el NE de México. Aranda-Gómez *et al.*, 2005.

Existen evidencias geocronológicas (Silver & Anderson, 1974) como estratigráficas (Flawn & Díaz, 1959; Jones *et al.*, 1995) a favor de su existencia, como aquellas que dudan de su presencia (Molina-Garza & Geissman, 1996, 1999; Stewart *et al.*, 1999; Iriondo 2001), por lo que el debate sobre la existencia de esta gran zona de cizalla es hoy en día tema de discusión.

2.4.1.2 Fallas La Babia y San Marcos.

Se considera a estos lineamientos como fallas maestras del basamento que controlaron gran parte del paleorelieve y litofacies durante el Mesozoico (Padilla & Sánchez, 1982, 1985; Chávez Cabello, 2005). La falla La Babia, también conocida como falla Sabinas ó lineamiento Boquillas del Carmen-Sabinas limita la parte norte del Cinturón Plegado de Coahuila (Padilla & Sánchez, 1982).

La Falla San Marcos (FSM), es la única falla de basamento reactivada en varias ocasiones y que ha sido documentada con evidencias estratigráficas y estructurales, lo que permite concluir su existencia y reactivaciones en superficie en el Noreste de México. Representa el límite sur y norte del Cinturón Plegado de Coahuila y el Bloque de Coahuila, respectivamente. (Padilla & Sánchez, 1982, 1986). Tiene una longitud mínima de 300 km y un rumbo de N62°W con inclinación hacia el NNE (McKee *et al.*, 1990, Chávez Cabello *et al.*, 2005; Arvizu Gutiérrez, 2006). Recientemente, Aranda-Gómez *et al.*(2005) propusieron que la falla San Marcos se extiende hasta Aldama, Chihuahua, pero ese segmento se encuentra sepultado por una gruesa cubierta de rocas volcánicas del Paleógeno y Neógeno. Se ha sugerido que la falla se originó durante la apertura del Golfo de México, al inicio de la dispersión de piso oceánico, durante el Jurásico Medio-Tardío (McKee *et al.*, 1990).

La Falla San Marcos fue originalmente identificada por Charleston (1981) quien infirió desplazamientos laterales izquierdos durante el Jurásico a lo largo de la traza en base a la interpretación de imágenes satélites (LANDSAT). Posteriormente, los primeros trabajos que se realizaron en la Falla San Marcos fueron principalmente estratigráficos (McKee *et al.*, 1984, 1990) los cuales permitieron identificar los periodos de actividad en el

Jurásico, Cretácico Temprano y Terciario, así como periodos de inactividad en el Jurásico Tardío y la mayor parte del Cretácico. El trabajo de estos autores estuvo basado en la interpretación de la secuencia estratigráfica y los estudios de procedencia de los depósitos marinos y continentales Mesozoicos depositados al norte de la falla en el bloque hundido de la falla, producto de la misma actividad de la FSM (Arvizu Gutiérrez, 2006; Arvizu Gutiérrez *et al.*, 2011).

Chávez-Cabello *et al.*, (2007) estiman que la falla inició su actividad durante el Jurásico Tardío con una componente normal, sin embargo, existen zonas de pliegues y fallas que podrían indicar un desplazamiento lateral para el tiempo de la instauración de la falla San Marcos.

Según McKee *et al.* (1990) la instauración de la falla San Marcos resultó en el depósito de una cuña clástica marina constituida de 2000 m de espesor al norte de la Falla San Marcos, la cual fue subdividida en tres unidades: capas Las Palomas, capas Sierro El Granizo y capas Tanque Cuatro Palmas.

2.4.2 Reactivaciones de la Falla San Marcos.

Cornell (1968) menciona que el primer paso a considerar en un estudio de análisis de riesgo sísmico, es la existencia de fuentes sismogénicas capaces de generar temblores de magnitud intermedia a grande cercanos a un área de estudio. Lin *et al.* (2006) a partir de datos geológicos y sismológicos, han demostrado que grandes terremotos pueden generarse en fallas pre-existentes. Considerar los diferentes periodos de actividad de un sistema de fallas permite considerarlo como activo ó inactivo. Esto permite concluir si una localidad ó población esta en peligro de ser afectado por sismos. Los lineamientos mencionados anteriormente son fuentes potenciales de generar sismicidad en el Noreste, pero es la Falla San Marcos la que, después de su formación, ha experimentado varias reactivaciones, y que han sido documentadas, estudiadas y representadas a detalle principalmente en afloramientos del Valle de San Marcos, Sierra La Fragua, Sierra Mojada (McKee *et al.*,

1990, Chávez-Cabello, *et al.*, 2007), Campo Volcánico de Camargo y en la Sierra el Morrión de Chihuahua (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

Muehlberger *et al.*, 1978; McKee *et al.*, 1984; 1990; Suter, 1991; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Chávez Cabello *et al.*, 2005 proponen que los sistemas de fallas La Babia y San Marcos han sido reactivadas en diferentes tiempos. McKee *et al.*, (1984, 1990) sugieren que la falla San Marcos experimentó movimiento durante el Jurásico, Cretácico Temprano y Terciario, lo cual controló los patrones de sedimentación al norte de la falla.

McKee *et al.* (1990) documentó la primera reactivación de la FSM y determina que la misma tuvo lugar en el Cretácico Temprano (Neocomiano) predominantemente normal. Se interpreta como un ajuste isostático que depositó rocas clásticas de la Fm. San Marcos (arenisca inmadura granular cementada por hematita) (Arvizu Gutiérrez *et al.*, 2011). Los detritos que componen a la Fm. San Marcos provienen del Bloque de Coahuila y de las capas Jurásicas que actuaron como fuente de detritos reciclados (McKee *et al.*, 1990). Las evidencias estratigráficas permiten determinar que el cambio drástico en los ambientes de depósito se ve reflejado en las diferencias entre los paquetes pre-necomianos de ambiente marino (capas Tanque Cuatro Palomas) depositados en el Valle de San Marcos, y los depósitos continentales característicos de la Fm. San Marcos. (McKee *et al.*, 1990; Chávez Cabello *et al.*, 2005).

La segunda reactivación de la Falla San Marcos, con una componente inversa, ocurrió como consecuencia de la orogenia Laramide en el Terciario Temprano (Padilla & Sánchez, 1982; McKee *et al.*, 1984, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2007). La deformación Laramide provocó el levantamiento del bloque norte de la traza de la FSM y la inversión de la Cuenca de Sabinas, además reactivó antiguas fallas normales como fallas inversas de alto ángulo, generando así pliegues tipo *drape* y transporte tectónico menor hacia el Sur-Suroeste sobre la traza principal de la FSM (Chávez Cabello, *et al.*, 2005; Arvizu Gutiérrez *et al.*, 2011).

La tercera reactivación no es del todo clara. Aranda-Gómez *et al.* (2005) sugieren que estas reactivaciones post-laramídicas están representadas en la parte sureste del estado de Chihuahua y en menor medida en Coahuila, como resultado de la actividad de la

provincia de Cuencas y Sierras en el Norte-Noroeste Mexicano y Suroeste de Estados Unidos. Esto reactivó a la Falla San Marcos con una componente normal y una ligera componente lateral izquierda que generó algunas estructuras aisladas. La incertidumbre radica en que el relieve no presenta deformaciones intensas, sin embargo existen evidencias de por lo menos dos eventos de reactivación durante el Cenozoico Tardío. El evento más antiguo (Mioceno Tardío-Plioceno Temprano, 14-5 Ma) es interpretada a partir de sinclinales suaves en rocas volcánicas con edades de 32 y 14 Ma, con inmersión hacia el Sureste y orientación Norte-Noroeste.

Para la cuarta reactivación de la falla San Marcos, Aranda-Gómez *et al.* (2005) sugiere que ocurrió en el Plioceno tardío (<4.8 Ma), debido al cambio de orientación de los esfuerzos regionales, causando extensión en el Noreste de México. Esto propició que se desarrollaran cuencas *pull-apart* sobre la traza de la falla, favoreciendo el fallamiento normal y el consecuente ascenso de magmas basálticos plio-cuaternarios a través de fracturas pre-existentes. Las últimas dos reactivaciones han sido reconocidas sobre la FSM sepultada por productos del Campo Volcánico de Camargo, al SE de Chihuahua (Chávez Cabello *et al.*, 2005).

De otra manera, Suter (1991) determinan que la falla La Babia y San Marcos pudieron haber sido reactivadas en el Cuaternario a través de fallas de rumbo lateral derecho con componentes extensionales. La dirección S_H (máximo esfuerzo horizontal) en Coahuila y Nuevo León en el área del Cinturón Plegado Laramide de Coahuila es paralela al Rift de Río Grande y a las fallas Cuaternarias en el oeste de Texas y Noreste de Chihuahua, lo cual sugiere un campo de esfuerzos con dirección $S_V > S_{NNW} > S_{ENE}$, lo que favorecería a una reactivación extensional de las fallas San Marcos y La Babia.

Aranda-Gómez *et al.* (2005) menciona que la falla San Marcos pudo haber sido reactivada durante el Plioceno Tardío-Cuaternario por fallamiento normal en la frontera de los estados de Chihuahua y Coahuila.

De manera general, estas reactivaciones coinciden con los periodos de deformación Laramide y pulsos de actividad extensional de la provincia Cuencas y Sierras, los cuales, afectaron las rocas prexistentes y permitieron la acumulación de sedimentos clásticos

continentales (Aranda-Gómez *et al.*, 2005) y la canalización de magmas de intraplaca hacia la superficie (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

2.5 GEOLOGÍA REGIONAL.

El Área Metropolitana de Monterrey está localizada en el Noreste de México, región ampliamente documentada en geología y tectónica regional a partir de numerosos estudios geológicos y recopilaciones (Guzmán & De Cserna, 1963; Padilla & Sánchez, 1986; De Cserna, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

La configuración actual tanto fisiográfica, estructural y estratigráfica del Noreste de México es resultado de distintos procesos geológicos durante el Triásico: el ensamble y posterior ruptura del supercontinente *Pangea*, el consecuente desarrollo de un margen pasivo y procesos orogénicos como la deformación Laramide fueron los principales acontecimientos que controlaron la sedimentación expuesta en el área (Padilla & Sánchez, 1982, 1986; Goldhammer, 1999).

Esta zona del país está caracterizada por una evolución tectónica compleja (Goldhammer, 1999; Dickinson & Lawton, 2001), en la cual se ha depositado una gruesa secuencia de rocas sedimentarias marinas carbonatadas y terrígenas, representadas principalmente por calizas, lutitas, areniscas y yesos depositados en ambientes de plataforma, cuenca y talud, cuyo rango de edades abarca desde el Jurásico hasta el Eoceno Superior (López Ramos, 1982; Padilla & Sánchez, 1982, 1985, 1986; Meiburg, 1987; Michalzik, 1988; Goldhammer 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

Todo el paquete sedimentario descansa sobre un basamento cristalino heterogéneo que varía en litologías y edades, siendo las rocas más antiguas granulitas, cuarcitas y gneises del Precámbrico Tardío, conociéndose su existencia debido a perforaciones al este del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Carrillo Bravo, 1961; De Cserna *et al.*, 1977) ó en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo Bravo, 1961) a las cuales se les ha asignado una edad Grenviliana (Eguiluz de Antuñano, 2000). Además se ha documentado

la presencia de esquistos de edad Preoxfordiana, que aparecen esparcidos en San Julián, Zacatecas (Córdoba, 1965), Jimulco, Coahuila (Kellum, 1932), Aramberri, Nuevo León y Miquihuana, Tamaulipas (Imlay, 1937), Peregrina (Carrillo Bravo, 1961) y Teziutlán, Puebla (Viniegra, 1963). Sedimentos del Paleozoico afloran en Las Delicias, Coahuila (King, 1934) y Peregrina, Tamaulipas (Carrillo Bravo, 1961).

El Noreste Mexicano se encuentra delimitado por tres provincias morfotectónicas: Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Ranges*), Provincia de la Sierra Madre Oriental (SMO) y Provincia de la Planicie Costera del Golfo de México (PCGM) (Galván-Ramírez & Montalvo-Arrieta, 2008) (Fig. 2.6a). Dichas provincias son cortadas por los tres grandes lineamientos y fallas con dirección N-NW, las cuales han sido identificadas y postuladas para el Noreste de México (Galván-Ramírez & Montalvo-Arrieta, 2008): Falla La Babia (Charleston, 1981), la cual cruza al norte de Coahuila, Falla San Marcos, localizada en el centro de Coahuila y, la hipotética y controversial Megacizalla Mojave Sonora (Anderson & Schmidt, 1983; McKee *et al.*, 1984, 1990).

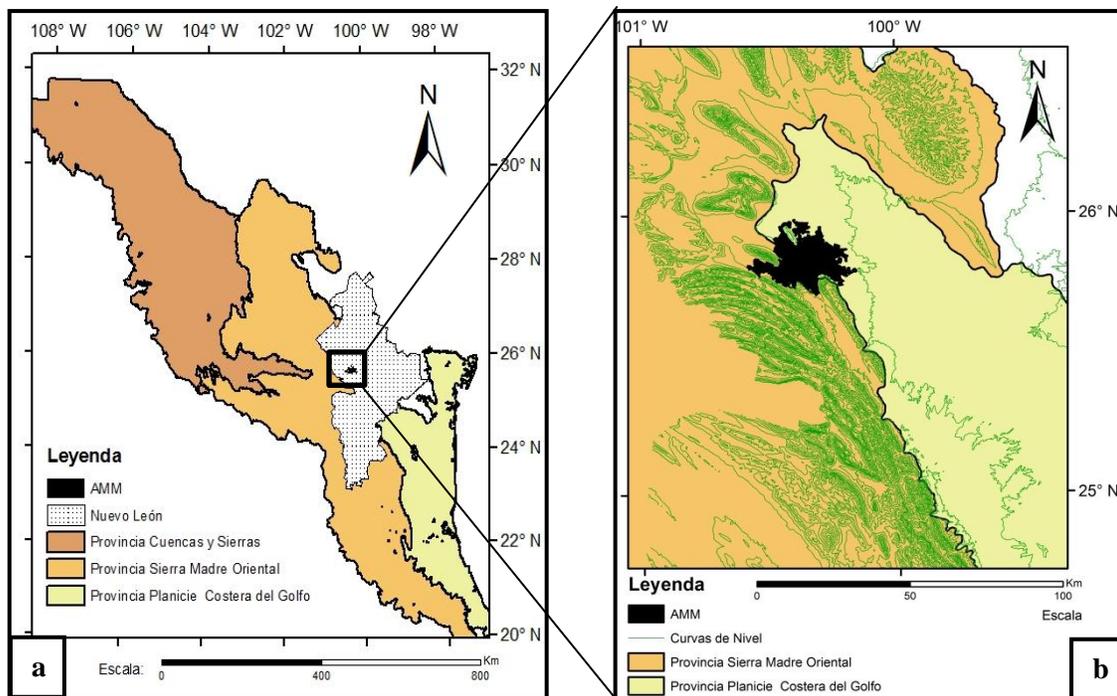


Fig. 2.6.- (a) Provincias Fisiográficas en el NE de México. (b) Se representa también la localización del AMM en la zona de transición entre la Provincia Sierra Madre Oriental y la Provincia de la Planicie Costera del Golfo. INEGI, 2013.

2.5.1 Provincia de Cuencas y Sierras.

Esta provincia, situada entre la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre Oriental, representa sistemas de “*horsts*” y “*grabens*” producto de la fragmentación de una delgada sección de corteza por esfuerzos extensionales comenzando en el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Stewart, 1971; Henry & Aranda-Gómez, 2000). Tiene una longitud máxima de 830 km. Representa una extensión al sur de la provincia “*Basin and Ranges*” de los Estados Unidos de América. La diferencia entre ambas radica en que en la parte mexicana, predominan rocas volcánicas terciarias y esporádicamente rocas cuaternarias, mientras que en los Estados Unidos de América tienen mayor representación estructuras bloque de rocas pre-Terciarias (Lugo Hubp, 1990).

Caracterizada por cadenas montañosas alargadas, orientadas al norte, asentadas en el altiplano y delimitadas por fallas. Entre las montañas, se extienden depresiones tectónicas ocupadas por planicies aluviales y de piedemonte (Lugo Hubp, 1990).

En la evolución del relieve de esta región de México, han tenido influencia procesos endógenos y exógenos. Los primeros, favorecieron una tectónica de bloques, definiendo altos estructurales y fosas controlados por sistemas de falla de orientación NW-SE y N-S. Las depresiones fueron rellenadas por acumulaciones potentes a finales del Pleistoceno, en condiciones de alta humedad.

Stewart (1978) menciona que el origen de esta provincia se debe al desarrollo de fallas normales en un sistema de bloques en distensión. La actividad tectónica debió tener lugar desde el Neógeno y en muchas regiones, se ha prolongado hasta la actualidad. Para esto, según el mismo autor, se requiere de una corteza delgada, levantamientos regionales y un flujo térmico elevado, lo cual se encuentra relacionado con el fin de la subducción de la placa Farallón a principios del Neógeno y con la intensa actividad en la margen occidental del continente del *rift* del Golfo de California y de la dorsal del Pacífico Oriental.

2.5.2 Provincia de la Sierra Madre Oriental.

El principal rasgo fisiográfico del Noreste mexicano es la Sierra Madre Oriental (SMO) (Moran-Zenteno, 1994; Michalzik, 1988). La SMO tiene una longitud aproximada de 1500 km con un ancho promedio de 200 km en Chihuahua, alcanzando de 400 hasta 500 km hacia el sur (De Cserna, 1956). Esta provincia se encuentra limitada hacia el Este por la Planicie Costera del Golfo; al Sur por el Cinturón Volcánico Mexicano y al Oeste por el Altiplano Central Mexicano ó Mesa Central. De manera general, las elevaciones de la Sierra Madre Oriental sobrepasan los 2500 m. Sin embargo, en la parte frontal del Este al sur del estado de Nuevo León se encuentra el Cerro del Potosí, con una altura de 3700 m.

La SMO se encuentra formada por cadenas montañosas compuesta principalmente por una gruesa secuencia de rocas carbonatadas y terrígenas de edad Mesozoica, las cuales descansan discordantemente sobre un basamento cristalino de edad Grenviliense (Ciudad Victoria, Anticlinorio de Huizachal-Peregrina; Padilla & Sánchez, 1982; López Ramos, 1982). La litología característica de la SMO es definida por calizas, lutitas, areniscas y yesos del Mesozoico, las cuales fueron depositadas en ambientes de plataforma, cuenca y talud (Meiburg *et al.*, 1987; Padilla & Sánchez 1982, 1985, 1986; Michalzik, 1988; Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

A finales del Cretácico y principios del Terciario, la secuencia sedimentaria fue deformada debido a esfuerzos compresivos producidos por la Orogenia Laramide. Esta orogenia fue consecuencia del cambio de ángulo de subducción en el Pacífico de la Placa Farallón bajo la placa Norteamérica, lo que propició un levantamiento de la corteza y acortamiento del antepaís, generando un *decólement* que ocasionó plegamientos y cabalgaduras que deformaron la secuencia Mesozoica en el Noreste de México. (Coney, 1976; Dickinson & Snyder, 1977). El basamento en el NE de México fue localmente incorporado en la deformación, generándose principalmente reactivaciones a lo largo de fallas regionales y/o zonas de fracturas principales dentro del basamento (Chávez Cabello *et al.*, 2005)

La SMO presenta dos flexiones importantes en su estructura, una en las cercanías de Torreón, Coahuila y la otra en la ciudad de Monterrey, Nuevo León, la cual se conoce como Curvatura de Monterrey, esto debido a que el rumbo de los ejes de plegamiento

cambia considerablemente de una dirección NNW – SSE entre Linares y Monterrey, a una dirección E – W al Sureste de Monterrey, hasta una SW – NE entre Saltillo y Monterrey (Padilla & Sánchez, 1985). La Curvatura de Monterrey esta constituida por rocas sedimentarias evaporíticas, carbonatadas y clásticas marinas del Mesozoico que fueron plegadas y cabalgadas durante la orogenia Laramide. El plegamiento está asociado al deslizamiento hacia el Noreste de la secuencia sedimentaria sobre evaporitas y lutitas del Mesozoico inferior. El cambio de dirección se encuentra relacionado con el choque de la cubierta sedimentaria con altos estructurales como la isla de San Carlos en Tamaulipas y la isla de Coahuila, generando una vergencia de las estructuras hacia el N y NE. (Padilla & Sánchez, 1985). La edad de la secuencia sedimentaria presente en esta región varía desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Tardío. En algunas localidades, la secuencia sedimentaria ha sido intrusionada por plutones emplazados durante el Terciario (Ramos Zuñiga, 2012b)

Padilla & Sánchez (1985) dividen los pliegues de la Curvatura de Monterrey en cinco grandes áreas, caracterizada por estilos diferentes de plegamientos (Fig. 2.7):

- A) Área Norte:** pliegues simétricos, apretados, por lo general arqueados, cuyos planos axiales son casi verticales. Varían de longitud de 15 a 60km.
- B) Área Sur:** consiste principalmente de anticlinales y sinclinales apretados, recostados, la mayoría asimétricos, con vergencia hacia el NE.
- C) Área de Basamento Somero:** también denominado Anticlinal del Potosí, con una longitud de 50km y pliegues de gran amplitud y abiertos con plano axial vertical.
- D) Área de Vergencia Opuesta:** los pliegues muestran una orientación NW, son apretados, elongados, asimétricos y recostados con planos axiales buzando en promedio 60° al NE, lo cual es opuesto a la vergencia regional de los pliegues en la Curvatura de Monterrey. Localizado el W de la zona de basamento somero.
- E) Área del Anticlinal La Silla:** la principal característica consiste en que es una estructura simétrica en los extremos, mientras que en su parte media se encuentra recostada hacia al NE, es asimétrica y cabalgada en su parte central.

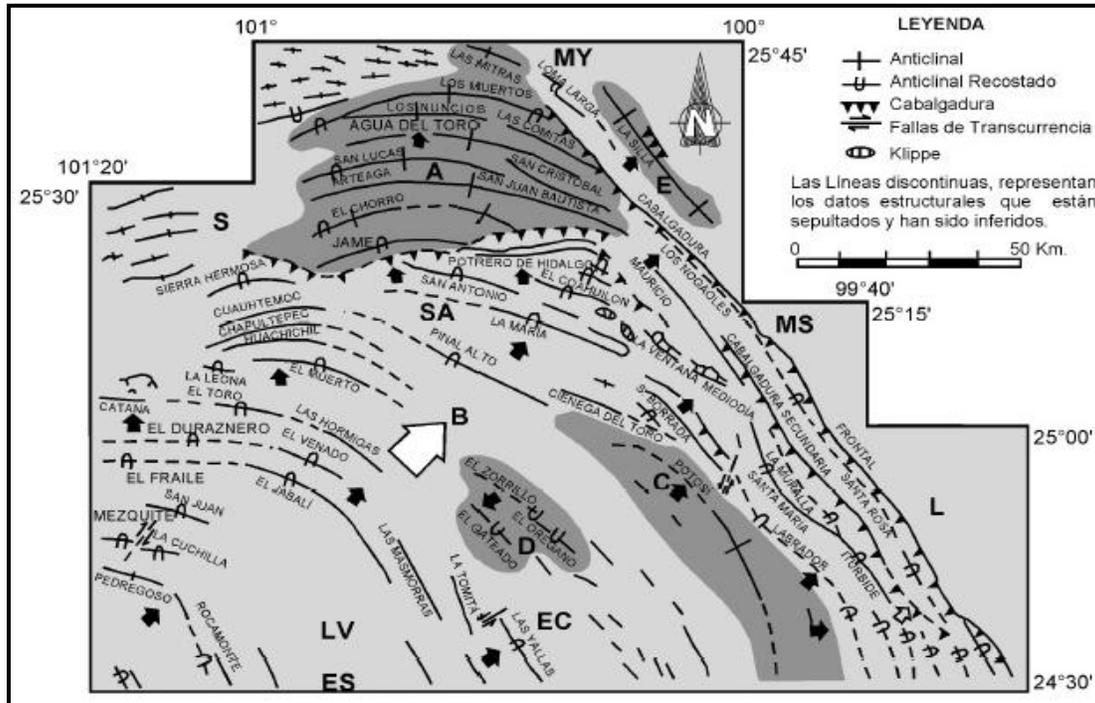


Fig. 2.7.- Distribución de los principales anticlinales, cabalgaduras y fallas transcurrentes en la Curvatura de Monterrey. Nótese las cinco grandes regiones en que se ha dividido la Curvatura de Monterrey de acuerdo a diferencias en los estilos de plegamientos: A: Área Norte; B: Área Sur; C: Área de Basamento Somero; D: Área de Vergencia Opuesta; E: Área del Anticlinal La Silla. Localidades de referencia: CO: Concepción del Oro; LV: La Ventura; ES: El Salvador; EC: El Carmen; G: Galeana; L: Linares; SA: San Antonio de las Alazanas; MS: Montemorelos; A: Allende; MY: Monterrey. Modificado de Padilla & Sánchez, 1985; Ibarra Martínez, 2007.

Las variaciones en la forma, longitud y amplitud de los pliegues se encuentran estrechamente relacionados a las variaciones litológicas de las distintas formaciones geológicas que conforman los sistemas de pliegues en la Curvatura de Monterrey. Otro rasgo característico en la Curvatura de Monterrey es la presencia de fallas de cabalgadura en la parte oriental de la traza de la SMO, siendo la principal la Cabalgadura Frontal, con una longitud aproximada de 200 km y un buzamiento de 30° al SW, se extiende desde Monterrey, Nuevo León hasta Ciudad Victoria, Tamaulipas (Padilla & Sánchez, 1985). El segundo fallamiento inverso ó Cabalgadura Secundaria se encuentra al W y con rumbo casi paralelo a la anterior. Tiene una longitud de 94km. Existen sistemas de fallas transcurrentes que Padilla & Sánchez (1985) asocian a las cabalgaduras.

2.5.3 Provincia de la Planicie Costera del Golfo de México.

La Planicie Costera del Golfo de México (PCGM) abarca la mayor parte del Estado de Tamaulipas, cubre parte de Nuevo León, San Luis Potosí, Hidalgo y Veracruz. Limita al Este con el Golfo de México, al Oeste con la Sierra Madre Oriental, al Sur con el Cinturón Volcánico Mexicano y al Norte con la Provincia de las Grandes Llanuras de Norteamérica (Lugo Hubp, 1990).

La PCGM corresponde a una gran cuenca marginal al orógeno de la Sierra Madre Oriental, con espesores potentes de 2 a 10 km de rocas sedimentarias terciarias, las cuales presentan una inclinación suave hacia el Golfo de México y se encuentra interrumpida por conjuntos montañosos al sur, como el Cinturón Volcánico Mexicano y los volcanes de la región de Los Tuxtla, Veracruz.

El subsuelo es conocido por pozos petroleros. Esto ha permitido definir tres grandes cuencas sedimentarias: Cuenca de Burgos al norte, Cuenca de Tampico-Misantla en el centro y Cuenca de Veracruz-Campeche al sur (Lugo Hubp, 1990). Dicha secuencia sedimentaria revela una extensión continua de occidente a oriente, la que gradualmente va cambiando al occidente de zona de hundimiento-acumulación a levantamiento. Los espesores varían, llegando a alcanzar una profundidad de 10 km y, los depósitos más jóvenes (Mioceno), tienen espesores de 3 km de sedimentos continentales y litorales. El Plioceno, representado por depósitos deltaicos, alcanzan de 15 a 35 m de espesor, mientras que el Cuaternario, fluvial-litoral, presenta 300 m cerca de la costa (López Ramos, 1982).

En la porción norte de la PCGM, predomina un relieve de superficies planas, inclinadas al oriente, originadas por acumulación fluvial y marina. También, están presentes superficies onduladas y de lomeríos, formadas por la erosión de las capas del Oligoceno y Neógeno. Localmente, existen montañas, como la Sierra de Tamaulipas, originada por un batolito al que sobreyacen las capas de rocas mesozoicas (López Ramos, 1982; Lugo Hubp, 1990).

2.6 GEOLOGÍA LOCAL.

El Área Metropolitana de Monterrey se encuentra en la transición de la Provincia de la Sierra Madre Oriental hacia la Provincia Costera del Golfo, la cual desciende paulatinamente hasta alcanzar la costa hacia el Este. En esta zona la cadena principal de montañas cambia de dirección su eje de plegamiento de dirección N-S a E-W, localizada en la zona denominada “Curvatura de Monterrey” (Fig. 2.6b).

El AMM se caracteriza por una morfología de cerros y montañas conformados por rocas del Cretácico, además de material no consolidado del Cuaternario, principalmente en las zonas de escurrimiento fluvial y terrazas formando una estructura de valle amplio con una salida hacia el Noreste, el cual ha sido cubierta casi en su totalidad por la mancha urbana de la ciudad. Los cambios abruptos en la topografía del área se reflejan por variaciones de altura que van desde los 580-600 m.s.n.m. en las partes bajas, y alcanzando alturas máximas de 2100 m.s.n.m (Montalvo-Arrieta *et al.*, 2008). Los principales rasgos geomorfológicos y la geología generalizada del AMM son representados en la Fig. 2.8.

A continuación, se describe de manera general las distintas formaciones geológicas expuestas en el Área Metropolitana de Monterrey (Fig. 2.9):

2.6.1 Fm. Cupido (Hauteriviano – Aptiano).

La Fm. Cupido fue definida por Imlay (1937) en la parte Norte del Cañón del Mimbres, en la zona central de la Sierra de Parras, Coahuila. Se identifican 300 m de calizas gruesas de color gris depositadas de manera concordante y transicional a la Fm. Taraises y subyace concordantemente a la Fm. La Peña.

Padilla & Sánchez (1982) determina que para el Noreste de México, la Fm. Cupido presenta variaciones de espesores que abarcan de los 300 hasta los 1000 m. Para tal causa divide la Formación Cupido en tres grupos en base a los cambios de facies arrecifales: Facies Arrecifales (rudistas), Facies de Talud ó Brechas Arrecifales (arenas de esqueleto) y Facies de Cuenca (micritas).

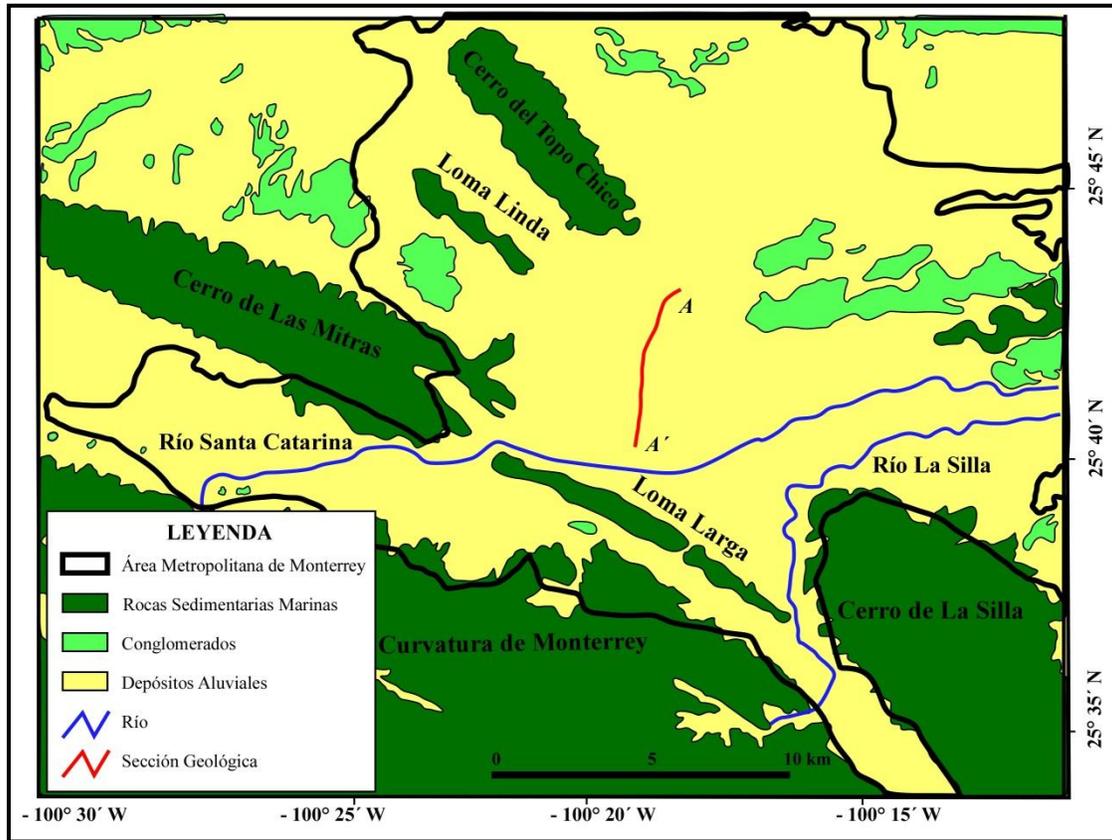


Fig. 2.8.- Geología Local generalizada para el Área Metropolitana de Monterrey. Cavazos Tovar, 2007.

Humphrey (1949) asigna una edad del Hauteriviano Superior al Aptiano, en tanto que Michalzik (1988) y López Oliva (1989) concluyen que su rango estratigráfico va desde el Hauteriviano Tardío al Aptiano Temprano. En el aspecto faunístico, la Fm. Cupido presenta una gran variedad de rudistas y gasterópodos. La Formación Cupido aparece coronando la mayoría de las elevaciones topográficas del AMM. Las rocas de esta formación se depositaron en un ambiente de agua poco profundas a extra litoral.

2.6.2 Fm. La Peña (Aptiano Superior).

Definida originalmente por Imlay (1936) en la parte occidental de la Sierra de Parras, Coahuila, sin embargo, Humphrey (1949) redefine la formación en la Sierra de los Muertos, en donde propone que la Fm. La Peña se usará solamente para la parte superior

arcillosa de la unidad definida por Imlay (1936). La localidad tipo se encuentra en la parte Norte del Mimbres, en la Sierra de Taraises, cerca de la Hacienda La Peña.

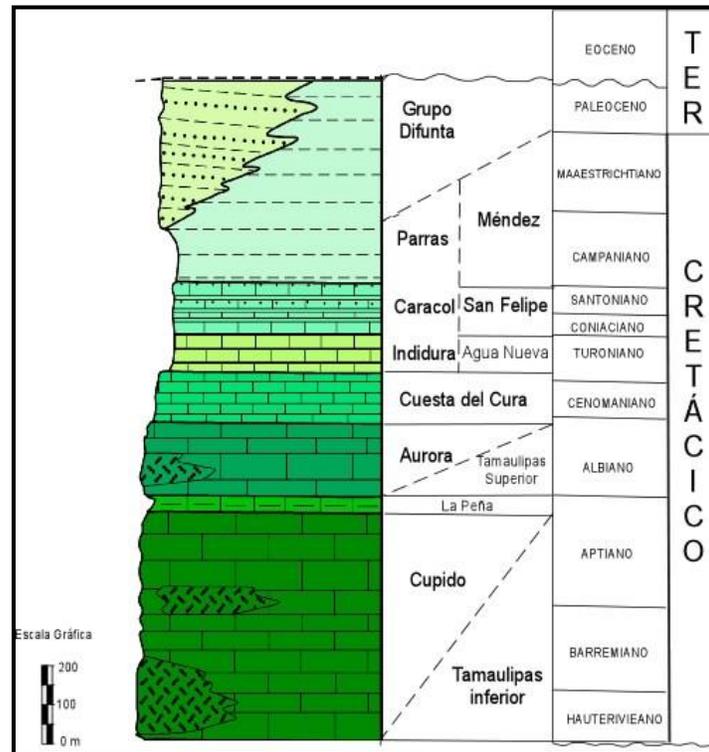


Fig. 2.9.- Formaciones Geológicas presentes en el Área Metropolitana de Monterrey. Modificado de Michalzik, 1988.

Consiste de calizas arcillosas y lutitas ricas en amonites, ambas de espesores delgados a laminares. Se encuentra por encima y de manera concordante con la Fm. Cupido y, representa el contacto inferior con la Fm. Tamaulipas Superior. El espesor varía de los 7 a los 100 m, marcando una interrupción en el depósito de carbonatos entre las Fm. Cupido y Fm. Tamaulipas Superior. En el área de estudio, se encuentra formando depresiones ó puertos debido a la composición litológica, ya que se encuentra delimitado por potentes espesores de calizas, siendo estas últimas más resistentes a la erosión.

2.6.3 Fm. Tamaulipas Superior (Albiano Inferior y Medio).

Definida por Stephensen (1921, en Muir, 1936) designa al Cañón La Borrega como localidad tipo, localizado a 75 al suroeste de Ciudad Victoria Tamaulipas. Consiste en una caliza delgada de estratificación irregular con lentes y capas de pedernal de colores negro y blanco. Presenta estilolitas mal desarrolladas paralelas a los planos de estratificación. Espesor aproximado 43 m. Los contactos en su base y techo son concordantes y se representan por las Fm. La Peña y Cuesta del Cura respectivamente.

Fue depositada en un ambiente de cuenca afuera de la rampa de bajo ángulo alrededor de la isla de Coahuila, donde se depositó la Fm. Aurora.

2.6.4 Fm. Cuesta del Cura (Albiano Superior – Cenomaniano Inferior).

Definida por Imlay (1936), consta de capas delgadas de caliza ondulosa y compactas de color gris oscuro a negro, de estratificación delgada a mediana; incluye lutita gris y numerosos lentes de pedernal, algunas capas son finamente laminadas con bandas grises y negras intercaladas. La localidad tipo se encuentra en la margen oeste de la Sierra de Parras, Coahuila, aproximadamente a 6 km al oeste de Parras, Coahuila.

Para la Sierra Madre Oriental, los espesores varían de los 65 a 250 m (Padilla & Sánchez, 1982). Forma pliegues bastante apretados. Sobreyace a la Fm. Tamaulipas Superior y subyace a la Fm. Agua Nueva.

2.6.5 Fm. Agua Nueva (Cenomaniano Superior – Turoniano).

Muir (1936) define en el cañón de la Borrega, a 25 al poniente de la Sierra de Tamaulipas la Fm. Agua Nueva. Michalzik (1988) reporta espesores de 80 m para la Curvatura de Monterrey.

Consiste de una secuencia de aproximadamente 100 m de calizas intercaladas con lutitas de color negro. Representa los contactos superior e inferior de las Fm. Cuesta del Cura y Fm. San Felipe, respectivamente.

Muir (1936) divide a esta unidad en tres miembros:

- 1.- Inferior: capas de caliza y algo de lutita delgada.
- 2.- Medio: material arcilloso con interstratificaciones delgadas de caliza.
- 3.- Superior: intercalaciones de calizas de color negro a gris con lutita de color negro.

2.6.6 Fm. San Felipe (Coniaciano – Santoniano).

Jeffreys (1910, en Muir 1936) emplea por vez primera el nombre de Fm. San Felipe en las cercanías de Cd. Valles, San Luis Potosí. Fue Muir (1936) quien posteriormente nombra así una secuencia incompleta de calizas y lutitas.

Consiste de caliza arcillosa en estratos delgados a muy delgados de color gris claro a verde, con frecuentes intercalaciones de lutita calcárea y lutita bentonítica de colores verde y amarillo (Aguilar, 1984). López Ramos (1992) asigna espesores para el NE de México de 1370 m definiéndola como una formación depositada en ambiente de cuenca. Sobreyace a la Fm. Agua Nueva y subyace a la Fm. Méndez.

2.6.7 Fm. Méndez (Campaniano – Maastrichtiano).

Jeffreys (1910, en Muir 1936) aplica este nombre a una serie uniforme de lutitas que descansan concordantemente sobre la Fm. San Felipe, a 300 m al Este de la Estación Méndez (km 629.3 de la vía ferroviaria San Luis Potosí – Tampico).

Se encuentra constituida por lutitas y margas de estratificación delgada a laminar. En algunas regiones se encuentran intercalaciones de calizas con lutitas y margas. Los espesores más potentes se encuentran en el frente de la Sierra Madre Oriental, alcanzando

los 1900 m. Esta formación se depositó antes de la regresión marina, en la que hubo gran aporte de material arcilloso (Meiburg, 1987).

Tiene una amplia distribución en el Área Metropolitana de Monterrey, principalmente en los bordes de los principales cerros y valles. Representa los contactos superior e inferior de la Fm. San Felipe y del material Cuaternario, respectivamente.

Para el AMM, la Fm. Méndez viene a constituir la roca firme ó basamento geotécnico (Alva Niño, 1995; Montalvo-Arrieta *et al.*, 2008). Se le considera como tal debido a que es una litología muy bien consolidada y que constituye el soporte de las cimentaciones en zonas urbanas (Rodríguez Pedraza, 2007). Para el valle de Monterrey, la Fm. Méndez afloran en forma de montículos y montañas de menor elevación que la cadena principal de la Sierra Madre Oriental: cerro de la Loma Larga, compuesta por calizas de la Fm. San Felipe y Fm. Agua Nueva intercalada con lutitas de la Fm. Méndez y el cerro de Loma Linda, compuesta por lutitas la Fm. Méndez (Montalvo-Arrieta *et al.*, 2008).

2.6.8 Sedimentos recientes (Cuaternario).

Posterior al levantamiento de la Sierra Madre Oriental, producto de la Orogenia Laramide, las rocas expuestas han sido erosionadas en los últimos 60 a 65 Ma. Los materiales resultantes se encuentran sobreyaciendo discordantemente a la Fm. Méndez en el valle de Monterrey (López Ramos, 1982; López Barbosa, 2008).

Predominan sedimentos aluviales y fluviales de edad Terciaria y Cuaternaria, los cuales fueron depositados como terrazas provenientes de la meteorización, erosión, transporte y posterior depósito de los distintos sedimentos provenientes de los cerros que enmarcan la ciudad (Rodríguez Pedraza, 2007). Los sedimentos más recientes son depositados en los márgenes de los ríos Santa Catarina y La Silla, ambos fluyendo hacia el Este. Los espesores de los depósitos fluviales en el valle varían entre 18 m y 24 m, debido a la presencia de paleocanales como resultado de las trayectorias meándricas de los ríos (Fig. 2.10) (Montalvo-Arrieta *et al.*, 2008).

Los depósitos aluviales están constituidos por pequeños fragmentos de gravas, arenas y limos mal cementados por caliche/calcita (Montalvo-Arrieta et al., 2008). Sobre este material sedimentario se han construido gran cantidad de edificaciones civiles.

Se pueden distinguir dos tipos de materiales (Chapa Arce *et al.*, 2010):

1.- Material bien cementado del Terciario, constituido principalmente por bloques producto de la fracturación de las calizas competentes del Cretácico Medio.

2.- Material suelto del Cuaternario, no cementado. Chapa Guerreo (1993) divide al Cuaternario en cuatro tipos de sedimentos inconsolidados:

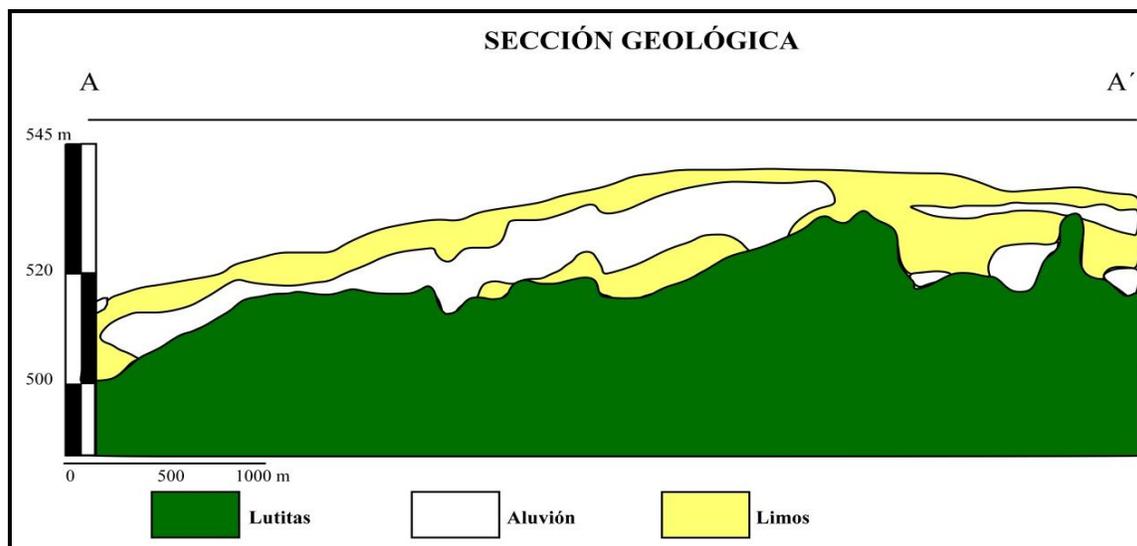


Fig. 2.10.- Sección geológica en dirección N-S (A-A') de la distribución generalizada de los sedimentos someros en el AMM, obtenido a partir de información de pozos y perfiles refracción sísmica. Modificado de Montalvo-Arrieta *et al.*, 2008.

2.1.- Coluvión: Depósitos producto de la fracturación de las rocas desplazadas por gravedad sin recorrer grandes distancias. Se presentan en forma de bloques (principalmente Fm. Cupido y Fm. Tamaulipas Superior) de tamaños mayores a 30 cm, predominando estas mismas en las zonas altas del escarpe natural de la sierra.

2.2.- Derrubio: Depósitos producto de la fracturación de la roca desplazados por gravedad y flujos torrenciales. La clasificación granulométrica es muy irregular (caótica). Es una mezcla de fragmentos de todas las formaciones.

2.3.- Proluvión: Es material originado de la fracturación de la roca y que son desplazados únicamente por la fuerza de los flujos torrenciales. Por lo general, presentan una clasificación granulométrica buena. Fragmentos de todas las formaciones.

2.4.- Aluvión: Depósitos fluviales que son transportados por ríos y arroyos. Sedimentos de todas las formaciones.

Se han identificado cavernas de dimensiones irregulares mediante caracterizaciones geotécnicas llevadas a cabo por perforación de pozos. Dichas estructuras de disolución química, relacionadas con procesos de karstificación, se encuentran en el centro del valle distribuidas de manera aleatoria por debajo de oficinas gubernamentales, escuelas y hospitales. (Alva Niño, 1995).

**CAPÍTULO III:
RIESGO SÍSMICO****3.1 INTRODUCCIÓN.**

La destrucción originada por los terremotos tiene consecuencias devastadoras en todos los niveles de la sociedad y el territorio cercano a la fuente sísmica. La distribución del daño causado por la sacudida del subsuelo debido a terremotos, comúnmente definida por áreas, se explica debido a las diferencias existentes en las condiciones geológicas locales y en las medidas de prevención, mitigación y acciones tomadas por la comunidad ante los estragos debido a terremotos. Actualmente las medidas de prevención y mitigación son el único medio eficaz de evitar consecuencias lamentables producto de estos fenómenos naturales. Identificar, analizar y evaluar a detalle los riesgos geológicos debido a terremotos se vuelve prioritario al momento de realizar estudios con el principal objetivo de salvaguardar poblaciones potencialmente a ser afectadas.

En los análisis de riesgo sísmico se busca establecer zonificaciones sísmicas subdividiendo aquellas áreas potencialmente en riesgo y que deben de ser consideradas carente de cualquier tipo de construcción civil ante la ocurrencia de un terremoto. Lo antes mencionado principia con el estudio del comportamiento de los materiales geológicos antes y durante el evento sísmico, lo cual tiene consideración importante al momento de determinar las condiciones propicias, desde el punto de vista geológico, bajo las cuales construir y que, son reguladas y estipuladas en los Códigos de Construcción de los distintos centros urbanos en base a la información obtenida.

El estudio de la ocurrencia de sismos y sus consecuentes riesgos requieren análisis complejos, requiriendo datos e investigaciones en Sismología, Geología, Mecánica de Suelos, Geofísica, Hidrogeología e Ingeniería Civil. Los datos obtenidos deben ser trasladados del lenguaje científico al lenguaje técnico en una forma que pueda ser

adecuadamente utilizada y aplicada en los procesos de toma de decisiones por las autoridades competentes.

La implementación de los estudios de Riesgo Sísmico resulta en dos premisas:

1. La investigación en el sitio demuestra satisfactoriamente la ausencia de cualquier riesgo para la comunidad, ó,
2. La investigación en el sitio identifica y define claramente los peligros potenciales a generar riesgo en la población y provee satisfactoriamente recomendaciones que pueden ser desarrolladas para la correcta mitigación del problema.

Conocer tanto la distribución como el comportamiento de los materiales geológicos característicos de un sitio ante la incidencia de un terremoto, conocido como *respuesta de sitio*, es sumamente importante y necesario para el Área Metropolitana de Monterrey (AMM), debido a que en los últimos años se ha incrementado el registro de la sismicidad tanto en el área como en la región Noreste del país. Los Códigos de Construcción en el AMM como en la mayoría de las poblaciones del Noreste de México, no contemplan los terremotos entre los riesgos naturales que pudiesen afectar a los habitantes e infraestructura civil localizadas en la zona. Aunado a esto, la mayor parte del AMM está construida sobre depósitos aluviales (gravas, arenas, limos, arcillas) Terciarios y Cuaternarios, materiales que, en estudios de análisis de riesgo sísmico alrededor del mundo, han sido catalogados como base de numerosos problemas geotécnicos.

3.2 EVALUACIÓN DEL RIESGO SÍSMICO.

La principal razón de que los terremotos causen gran daño en las construcciones y un número importante en lesiones y muertes alrededor del planeta es que ocurren sin previo aviso. Implementar medidas de prevención y mitigación de los impactos de un terremoto son las herramientas primordiales para la evaluación del riesgo sísmico, las cuales no deben de ser vistas en el sentido de crear pánico y temor en la población. Por el contrario, la

finalidad es concientizar e informar a la comunidad y, que la misma, obtenga el conocimiento, las herramientas y la preparación para enfrentar y actuar en cualquier contingencia sísmica, conllevando a evitar tragedias en el futuro.

Claramente es imposible evitar que la población habite zonas propensas geológicamente a ser afectadas tanto por terremotos como de otro tipo de peligros naturales (inundaciones, deslizamientos en masa, erupciones volcánicas), lo que obliga a los Gobiernos a emitir planes de contingencia y recomendaciones, mismas que deben de ser captadas e implementadas por las comunidades para adaptarse a los diferentes tipos de riesgos naturales. Estas pautas incluyen la ubicación cuidadosa de instalaciones críticas (hospitales, escuelas, servicios, sistemas de comunicación, centrales nucleares), protección estructural, educación y aumento del seguro y de las medidas de preparación de las dependencias encargadas de brindar ayuda en casos de emergencia. La extensión en la que se den estas adaptaciones depende en parte de la percepción que la gente tiene del riesgo.

El *riesgo sísmico* es la probabilidad de una pérdida causada por un terremoto durante un lapso de tiempo definido en un área específica (González de Vallejo *et al.*, 2002). Dicha pérdida puede ser medida en términos humanos, económicos ó sociales y la escala escogida define el costo de la pérdida que da una medida de riesgo. La probabilidad de una pérdida causada por un terremoto depende de dos factores: el peligro sísmico y la vulnerabilidad (Fourier'Albe, 1988):

$$\text{Riesgo Sísmico} = \text{Peligro Sísmico} * \text{Vulnerabilidad.} \quad (1)$$

Donde el *peligro sísmico* es la probabilidad de que ocurran movimientos sísmicos de cierta intensidad en una zona determinada durante un tiempo definido. El peligro también puede incluir otros efectos secundarios originarios por los terremotos como derrumbes y licuefacción de suelos. La *vulnerabilidad* representa el daño que se espera en una estructura sujeta a un movimiento sísmico de cierta intensidad. Así se puede definir que la vulnerabilidad refleja la falta de resistencia de un edificio frente a las sacudidas sísmicas.

El peligro sísmico está definido por aquellas características de la naturaleza que generalmente no pueden ser modificadas, como lo son la sismicidad y la geología de una región en particular. En contraste, la vulnerabilidad sí puede ser modificada a través del diseño y la construcción adecuada para disminuir el riesgo sísmico al que se puede enfrentar una estructura civil.

El constante aumento en el número de muertes a nivel mundial se debe principalmente al crecimiento de la población y expansión de la mancha urbana en zonas geológicamente no propicias para la construcción de infraestructura civil.

Así, la definición de Fourier d'Alabe (1988) para el riesgo sísmico puede ser modificada, en la cual se incluye el factor de la densidad de población (Ramos Zuñiga, 2007). Entonces:

$$\text{Riesgo Sísmico} = \text{Peligro Sísmico} * \text{Vulnerabilidad} * \text{Exposición} * \text{Costo} \quad (2)$$

Donde la *exposición* se define en términos del número de construcciones civiles y personas presentes en una zona, el valor productivo de la industria y el comercio concentrado en un lugar. El *costo* sería el número de personas albergadas en cada edificio ó un valor monetario asociado con cada edificación ó unidad industrial. Entonces si ocurre un sismo en una zona completamente inhabitada – desierto, dentro de los inmensos océanos, glaciares – el riesgo sísmico es cero debido a que el factor de exposición es nulo. Lo mismo pasa para una ciudad localizada en lugares de baja sismicidad – zonas intraplaca – aunque tienen una gran exposición tienen muy bajo riesgo debido al bajo nivel del peligro sísmico. Sin embargo, esto se vuelve contraproducente y preocupante, debido a que dentro de los continentes, las estructuras civiles son diseñadas careciendo de los criterios adecuados para el diseño sísmico y que, al momento de ocurrir un sismo, incrementa la vulnerabilidad debido a la baja ó nula preparación en los mecanismos de seguridad sísmica. Esta expresión permite observar claramente, que el constante y desorganizado crecimiento de la mancha urbana en sí propicia un aumento del riesgo sísmico.

El elemento crucial en cualquier estudio de estimación de pérdida es una correlación entre un índice de daño y riesgo sísmico. Estas requieren una definición de los diferentes niveles de daño. Con el conocimiento adquirido de pasados terremotos, los científicos llegaron a la conclusión de que cada estructura reacciona diferente con la misma intensidad del terreno (López Barbosa, 2008).

Ansal (2004) propone una metodología para llevar a cabo un análisis probabilístico de riesgo sísmico. El método consta de 4 pasos (Fig. 3.1):

1. Identificar las fallas activas y fuentes sísmicas en el área que puedan afectar el sitio de interés.
2. Caracterizar el índice de recurrencia de terremotos de diferentes magnitudes en cada fuente. Esto implica especificar una relación de ocurrencia de terremotos.
3. Seleccionar una relación apropiada de atenuación que relacione el valor medio del parámetro del movimiento sísmico para ser mapeado a la magnitud del terremoto y la distancia de la fuente.
4. Calcular la curva de riesgo tomando en cuenta todos los datos proporcionados del primero al tercer paso.

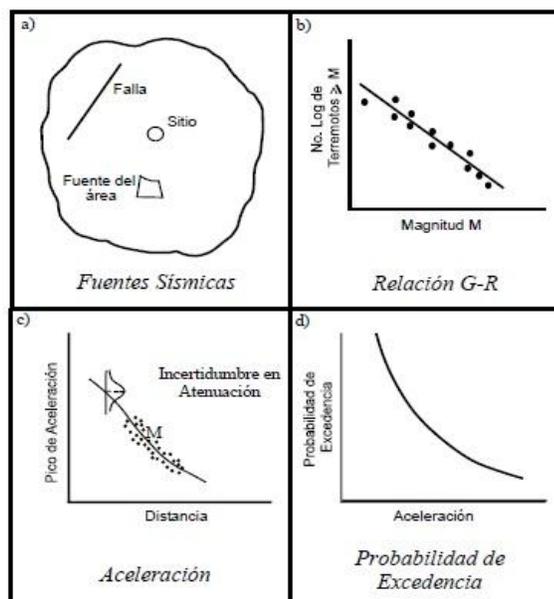


Fig. 3.1.- Representación de los 4 pasos para el análisis de riesgo sísmico. Ansal, 2004.

El impacto de los daños originados por terremotos depende en gran medida de los desarrollos sociales en las poblaciones en que ocurre el evento sísmico. Los Gobiernos de los distintos municipios que conforman el AMM, como la mayoría de las ciudades localizadas en el Noreste de México, no contemplan los sismos como parte de los riesgos geológicos potenciales de afectar a la ciudad.

Esto queda constatado en el “*CAPÍTULO VI DE LA SEGURIDAD Y EL DISEÑO ESTRUCTURAL*” del Reglamento de Construcción de la Ciudad de Monterrey, el cual de manera textual específica en el Artículo 107 lo siguiente (Gobierno Municipal de Monterrey, 2013: http://portal.monterrey.gob.mx/pdf/reglamentos/Reg_construcciones.pdf):

“El diseño por sismo en las construcciones por ser este territorio municipal de pocas posibilidades sísmicas se analizará el caso, según las normas técnicas”

Se aprecia entonces que la sismicidad no es contemplada como parte de los peligros geológicos naturales que pudieran afectar el AMM. Los peligros naturales potenciales de afectar el AMM se encuentran citados en el “*Atlas de Riesgos para el Estado de Nuevo León. Primera Etapa*” (Gobierno del Estado de Nuevo León, 2010).

El hecho de que la sismicidad no forme parte de este catálogo es debido a la idea en el pasado de que el Noreste del país carecía de continua actividad sísmica así como de registros que confirmaran su ocurrencia. En este sentido, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en el “*Manual de Diseño de Obras Civiles*” (MDOC-DS, 1993) realizó una regionalización sísmica del país utilizando espectros de diseño dependiendo, entre otros aspectos, de la cercanía del sitio a las fuentes generadoras de temblores y de las condiciones locales del terreno. El resultado fue la división del territorio nacional en cuatro zonas sísmicas (Fig. 3.2) y una clasificación en tres tipos de terreno.

Esta metodología fue bien aceptada por la comunidad debido a su simplicidad, logrando un importante avance en la descripción de las variables de las intensidades

sísmicas debidas a las cercanías del sitio a las fuentes sísmicas y al tipo de terreno. Sin embargo, es necesario refinar estos estudios en base a (MDOC-DS, 2008):

- a) Que se tienen avances recientes en materia de sismología y sismicidad.
- b) Los avances en tecnología computacional y la disponibilidad de recursos de cómputo convencionales en el sector eléctrico, en empresas de ingeniería y en instituciones de educación superior lo permiten.
- c) En la práctica de ingeniería en México se reconoce que las fuerzas sísmicas varían significativamente dentro del territorio nacional y que no pueden descritas con detalle con una simple regionalización sísmica en cuatro zonas.



Fig. 3.2.- Regionalización Sísmica de México (MDOC-DS, 1993). A: Región con poca sismicidad. Ausencia de registros sismológicos. B: Región Intermedia, sismos no tan frecuentes. C: Región Intermedia, sismos de baja intensidad. D: Región con reportes de grandes sismos históricos.

Esta clasificación tiene como objetivo principal, junto con manuales de obras civiles, proporcionar a los diseñadores y constructores la información necesaria para el cálculo de valores para diseño de infraestructura civil, siendo seguras y de costo económicamente posible para los desarrolladores. Sin embargo, esta regionalización es

aplicable a estructuras construidas en terreno firme, despreciando el fenómeno de amplificación del movimiento sísmico por efecto de suelos blandos (CENAPRED, 2013). Esta situación puede ser determinante para el peligro sísmico de algunas localidades, como el AMM.

3.3 EFECTOS DE SITIO.

El factor desencadenante del mayor daño posible durante un terremoto es la intensidad de la sacudida sísmica del subsuelo. Existen otros factores que también juegan un papel importante en las variaciones en amplitud, frecuencia y duración del movimiento del terreno debido a sismos en puntos de interés.

Los *efectos de sitio* son las condiciones características de cada zona que modifican el comportamiento de las ondas sísmicas durante su paso por el subsuelo, originando una respuesta sísmica amplificada con respecto a las definidas por el terremoto principal. La geología local, así como la caracterización geotécnica del área son de gran importancia en el estudio de los movimientos sísmicos ya que son los responsables de provocar dichas variaciones en el espacio.

Los efectos de sitio se caracterizan principalmente por el contraste de impedancia (producto de las velocidades de propagación de las ondas de corte V_s y la densidad ρ) de los depósitos sedimentarios desde la superficie a la roca dura, los cuales son apreciados usando modelos en 1D. Conforme pasa el tiempo, la importancia de los efectos de sitio ha aumentado, promoviendo la creación de modelos numéricos avanzados, los cuales han contribuido significativamente en el progreso de dichos estudios durante las últimas dos décadas (Ansal, 2004).

Los registros de terremotos en la superficie del terreno incluyen información que es relacionada a tres estados de evolución del fenómeno sísmico:

- a) La fuente sismogénica (falla).
- b) La trayectoria de propagación de la energía sísmica.

- c) Efectos de la geología local en el campo de onda durante el registro sísmico en el sitio de interés. (Fig. 3.3)

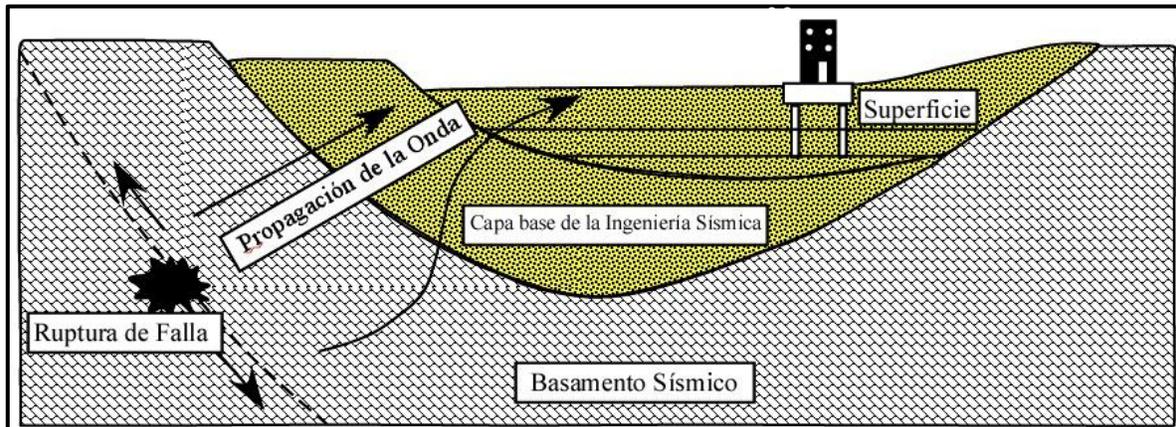


Fig. 3.3.- Ilustración esquemática de la propagación de la onda sísmica desde una falla a la superficie terrestre. Modificada de Ansal, 2004.

Las condiciones geológicas que mayor influencia tienen en la modificación de la respuesta de cada sitio son (González de Vallejo *et al.*, 2002):

- El tipo y composición litológica de los materiales, en especial los depósitos superficiales cuyo comportamiento geotécnico corresponde al de suelos (Fig. 3.4).
- El espesor de sedimentos y la profundidad del sustrato rocoso ó resistente.
- Las propiedades dinámicas de los suelos.
- La profundidad del nivel freático.
- La topografía, tanto superficial como del sustrato.
- La presencia de fallas, su situación y características.
- Geometría de cuencas y/ó valles.

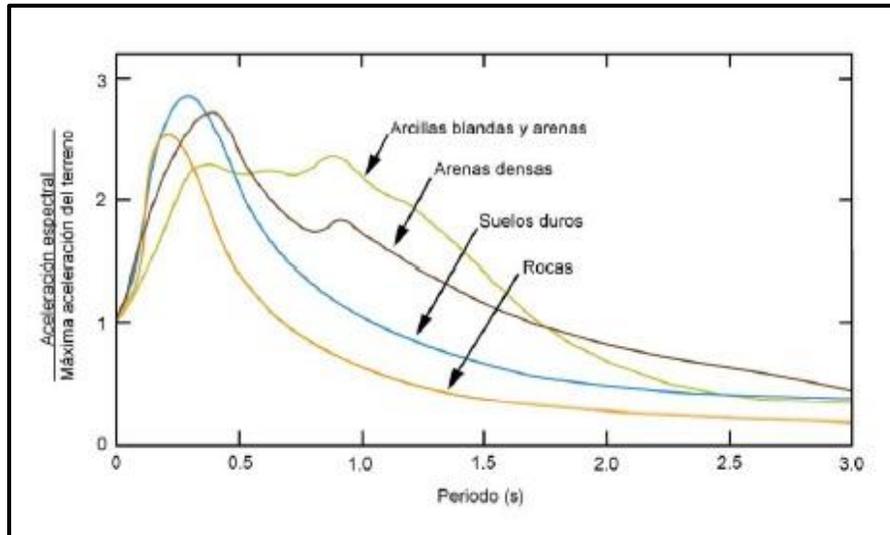


Fig. 3.4.- Influencia del tipo de suelos en la aceleración espectral. González de Vallejo *et al.*, 2002.

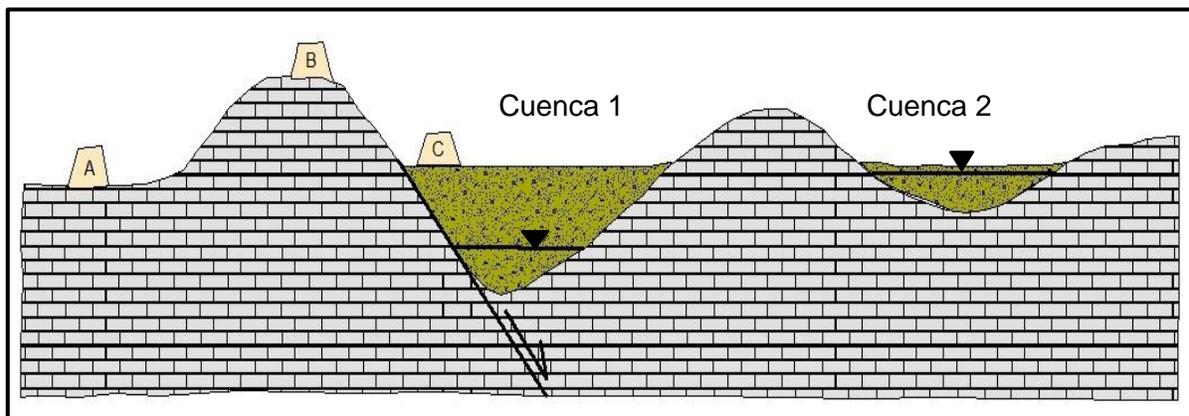


Fig. 3.5.- Sección esquemática mostrando los factores que influyen en las condiciones locales de la respuesta sísmica. A, B y C representan estaciones sismológicas. Modificada de González de Vallejo *et al.*, 2002.

Los efectos de las condiciones locales de cada sitio pueden ser muy importantes, pues determinan la posibilidad de que se produzcan roturas superficiales por fallas, licuefacción de suelos y deslizamientos, además de amplificar la señal sísmica (González de Vallejo *et al.*, 2002). En base a la Fig. 3.5 se puede apreciar que:

- A mayor espesor de suelos, mayor amplificación de la aceleración (espesor Cuenca 1 > Cuenca 2).
- Las propiedades de los suelos influyen en la amplificación: suelos de la Cuenca 2 (N=10) más blandos que en la Cuenca 1 (N=20). Mayores amplificaciones en la Cuenca 2. Donde N es el número de golpes obtenidos en los Ensayos de Penetración Estándar.
- A mayor extensión, menor efecto de borde del sustrato en el espectro de respuesta (Cuenca 1 mayor extensión que Cuenca 2).
- A mayor profundidad del sustrato, mayor periodo de vibración (Cuenca 1 más profunda que Cuenca 2).
- La presencia de un nivel freático alto y suelos blandos (Cuenca 2) puede suponer un riesgo de licuefacción.
- La cercanía de una falla activa puede amplificar las aceleraciones e introducir roturas superficiales (sitio C).
- El efecto topográfico puede aumentar las aceleraciones (sitio B mayores aceleraciones que sitio A).

Otros de los efectos consecuentes de la topografía son los siguientes:

- En las zonas elevadas se producen mayores amplificaciones que en los valles.
- La duración del terremoto tiende a incrementarse en zonas elevadas.
- En las laderas se pueden producir desplazamientos diferenciales.
- La componente horizontal del movimiento se amplifica más que la vertical en zonas de escarpes ó bordes de taludes.

Los sedimentos geológicamente jóvenes, suaves y no consolidados son la fuente de numerosos problemas geotécnicos en diversas ciudades alrededor del mundo, debido a su baja densidad, alta compresibilidad y baja rigidez (López Barbosa, 2008). Dichas características vuelven a estos depósitos potencialmente colapsables. Por lo general, estos

depósitos sedimentarios amplifican los efectos de los terremotos, en comparación con los materiales más antiguos y compactados como lo es la roca firme, generando severos daños en las construcciones civiles (Tinsley & Fumal, 1985; Raptakis *et al.*, 2000; Wills *et al.*, 2000; Montalvo-Arrieta *et al.*, 2002; Roca *et al.*, 2008). Por lo tanto, conocer el comportamiento dinámico de este tipo de sedimentos, así como el espesor y distribución espacial dentro de una región permite la planeación de uso de suelo en los proyectos de ingeniería civil (Delgado *et al.*, 2000).

La diferencia en el comportamiento de material rocoso y suelos ó material no consolidado durante el periodo en que se presenta un terremoto se encuentra relacionado con la litología, el grado de consolidación y/ó porosidad, y contenido de agua. Las ondas sísmicas se mueven más deprisa a través de sustratos de roca que a través de sedimento ó suelo sin consolidar. Se ralentizan mucho más si el material sin consolidar tiene un elevado contenido en agua. Por ejemplo, las ondas sísmicas normalmente frenan al pasar de sustrato de roca a depósitos de arena y gravas de arroyos (aluvión) y vuelven a frenar al moverse a través de depósitos costeros de lodo. Al ocurrir este fenómeno de disminución de la velocidad en la propagación de las ondas *P* y *S*, la energía que antes estaba dirigida hacia delante es transferida al movimiento vertical de las ondas de superficie. Este efecto, conocido como *amplificación de material*, influye mucho en la cantidad de movimiento del suelo que se siente en un terremoto (Fig. 3.6).

El terremoto de Michoacán en 1985 ($M_w=8.1$), el cual afecto enormemente la ciudad de México y en el que perdieron la vida alrededor de 10,000 personas es un ejemplo del comportamiento de los materiales durante los terremotos (Keller & Blodgett, 2004). Gran parte de la capital del País está constituida sobre depósitos de lodo del antiguo lago Texcoco. Los picos de aceleración de la señal de entrada en roca firme fueron de manera general menores a 0.04 g, y con periodos dominantes de alrededor de 2 s. muchos sitios en las zonas del lago presentaron periodos de alrededor de 2 s y coincidieron con la respuesta de resonancia de la señal sísmica inducida. Cuando las ondas sísmicas golpean el lodo sin consolidar, la amplitud del temblor en la superficie parece haberse incrementado por un factor de 4 ó 5. Más de 500 edificios cayeron por el temblor intenso y regular.

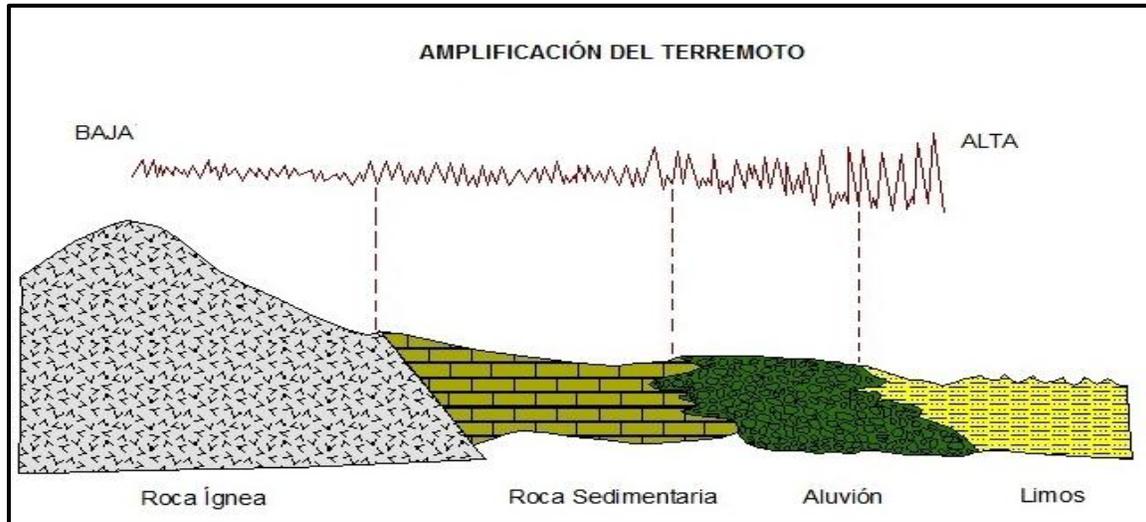


Fig. 3.6.- Relación general entre los materiales geológicos cerca de la superficie y la amplificación de la vibración durante un terremoto. La amplificación es mayor en sedimentos saturados de agua. Modificado de Keller & Blodgett, 2004.

La amplificación del movimiento del terreno se produce cuando el material sobre el cual se encuentra la estructura tiene un periodo natural de vibración (frecuencia) que coincide con el de las ondas sísmicas, lo que provoca un acoplamiento de ondas denominado *interferencia constructiva*, que a su vez causa que el edificio entre en resonancia. En muchos edificios el temblor amplificado derrumbó los pisos superiores sobre los inferiores como una pila (Keller & Blodgett, 2004; Ansal, 2004). Otros casos en los que la amplificación del movimiento de terremotos ha causado grandes desastres en muchas ciudades, como el terremoto de Loma Prieta en 1989 (85km al sur de San Francisco, California, E.U.A.) y el terremoto de Northridge en 1994 (al norte de la ciudad de Los Angeles, California, E.U.A.) ó en 1995 en la ciudad de Kobe, Japón (Roca *et al.*, 2008).

Idriss (1991) ha resumido la relación entre los picos de aceleraciones en los sitios con un suelo suave y los sitios asociados con la roca madre (Fig. 3.7). La curva está basada en registros de la Cd. de México durante el sismo de 1985, datos de movimientos fuertes del sismo de Loma Prieta (1989) y datos de análisis de respuestas de sitio equivalentes lineales. La curva sugiere que, generalmente las aceleraciones son amplificadas en suelos

suaves, mientras que los picos de aceleración en la roca alcanzan casi 0.4 g. el cociente de amplificación entre sitios de roca y suelo es de 1.5 a 4 veces y se ha asociado con niveles de aceleración de roca menores a 0.10 g (López Barbosa, 2008).

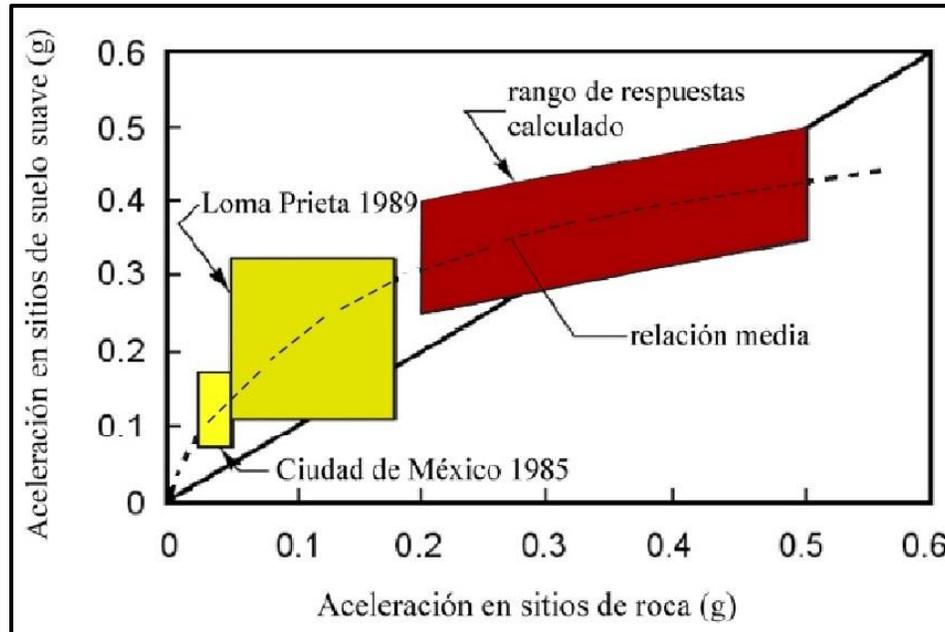


Fig. 3.7 Aceleraciones en suelos y sitios de roca. Modificada de Idriss, 1991.

3.4 RESPUESTA SÍSMICA DE SITIO.

La modificación de la señal sísmica debido a la influencia de las condiciones geológicas y topográficas durante ó después de un terremoto, se conoce como efecto local. Esta modificación consiste en la amplificación fuerte de la señal así como una mayor duración de la misma y la modificación de su contenido frecuencial.

Las anomalías de la intensidad sísmica han permitido correlacionar la intensidad con las condiciones geológicas y topográficas específicas de un lugar con el objetivo de realizar mapas de zonificación que permitan delinear distintas áreas en función de su capacidad por amplificar el daño sísmico. Sin embargo, existen limitantes en los estudios de zonificación sísmica debido a que la intensidad es un parámetro obtenido a partir de un efecto con el que se obtiene el valor para definir la propia acción y por lo tanto, no expresan

adecuadamente otro tipo de fenómenos, como la interacción suelo-estructura, producida cuando las frecuencias de vibración del suelo y de la estructura son próximas. Este fenómeno introduce daños superiores a los esperados (Rodríguez Segurado, 2005).

El conjunto de fuerzas sísmicas que afectaría un grupo de estructuras en un sitio determinado se le conoce como *espectro de respuesta*. Esta función permite definir criterios de diseño, niveles de riesgo y de daño, así como incorporar efectos adicionales en la respuesta estructural, por ejemplo, los debidos a la interacción entre el suelo y la cimentación. El espectro de respuesta del terreno indica la amplificación del movimiento del terreno con respecto a la aceleración, la velocidad ó el desplazamiento. Esto se utiliza para el diseño sismorresistente de estructuras civiles, siendo necesario que el espectro de respuesta del movimiento del suelo no exceda al del diseño de la estructura civil (Pérez Rocha *et al.*, 1996; Rodríguez Pedraza, 2007).

Existen 3 formas efectivas de incluir los efectos y las condiciones locales de sitio en un estudio de riesgo sísmico (Finn *et al.*, 2004):

- 1.- Usar una relación de atenuación que incorpore la variedad de suelos locales.
- 2.- Emplear factores de amplificación empírica bien documentados.
- 3.- Realizar un análisis de respuestas de sitio.

El último procedimiento consume mucho tiempo y es altamente costoso, además es difícil obtener resultados confiables para un área extensa. Se recomienda utilizar el análisis de respuesta de sitio en la estimación del riesgo sísmico en estructuras individuales (Finn *et al.*, 2004), debido a que el ruido sísmico en regiones de pequeña escala, se puede tener un control más detallado de las condiciones de sitio y su relación con las estructuras civiles.

Las leyes de atenuación para diferentes tipos de condiciones de suelo ofrecen una forma conveniente de incluir efectos de sitio (Dobry *et al.*, 2000; Boore, 2004). Esta

relación de atenuación incluye además un parámetro de sitio como lo es la velocidad de propagación de las ondas de corte ó V_s , la cual se puede relacionar con diferentes clases de suelo, como las propuestas por el *National Earthquake Hazard Reduction Program (NEHRP)* (Tabla 3.1). En este trabajo se utiliza V_s como un índice de resistencia, densidad relativa y compactación del sedimento con lo que se puede dar una aproximación de la respuesta del depósito a eventuales sacudidas sísmicas del subsuelo producidas por terremotos.

Tabla 3.1.- Clasificación de sitio de acuerdo a NEHRP. Montalvo-Arrieta et al., 2008.

Tipo de Suelo	Descripción del Suelo	V_{s30} (m/s)
A	Roca dura	>1500
B	Roca	760 – 1500
C	Suelo muy denso ó roca suave	360 – 760
D	Suelo duro	180 – 360
E	Suelo suave	<180
F	Suelos especiales que requieren evaluación específica del sitio	

Medvedev (1962) ha demostrado que la impedancia sísmica, definida como el producto de las velocidades de ondas de corte y la densidad del material ($V_s \cdot \rho$), es de gran utilidad para determinar la respuesta relativa a la sacudida del subsuelo. La amplificación de las ondas sísmicas en un medio estratificado es proporcional al contraste (diferencia) de las impedancias de los materiales presentes (Medvedev, 1962; Lajoie & Helley, 1975).

El contraste de impedancias y la respuesta de la sacudida del subsuelo para un determinado espesor de depósitos de grano fino del Holoceno sobreyaciendo rocas sedimentarias del Terciario, por ejemplo, debe ser mucho mayor que en los lugares donde se tienen unidades geológicas con el mismo tipo de material, por ejemplo material fino del Holoceno sobreyaciendo sedimentos finos del Pleistoceno (Tinsley & Fumal, 1985).

3.4.1 Correlación entre velocidades de ondas de corte (V_s) y valor N(SPT).

La predicción de la respuesta sísmica de los materiales geológicos en un sitio requiere conocer características propias del subsuelo, como lo es la rigidez de los materiales, expresada en términos de de velocidades de onda de corte (V_s), siendo uno de los parámetros geotécnicos más importantes para desarrollar el análisis del comportamiento dinámico del subsuelo. (Hasancebi & Ulusay, 2007; Maheswari *et al.*, 2010; Marto *et al.*, 2013).

Recientes estudios indican que la velocidad de propagación de las ondas de corte (V_s) es un factor crítico en determinar la amplitud del movimiento en el subsuelo (Joyner & Fumal, 1984), siendo este un parámetro importante en la preparación de mapas donde se identifique las variaciones en la sacudida del subsuelo.

La velocidad de ondas de corte (V_s) es dependiente de la densidad y rigidez de la estructura del suelo ó masa de roca y es controlada por la porosidad de la estructura y las fuerzas que la mantienen unida, incluyendo la cohesión, la fricción, cementación y esfuerzos efectivos (Fumal & Tinsley, 1985). Otros factores que afectan V_s son los procesos mecánicos y químicos asociados a la intemperización del material. El intemperismo mecánico involucra la apertura de fracturas preexistentes así como la formación de sistemas de fracturamiento nuevos. Entre los procesos químicos de intemperismo, los cuales generalmente provocan un desgaste y consecuente decremento en la resistencia del material, se encuentran la disolución del cementante y la descomposición de los granos minerales. Ambos procesos provocan que V_s disminuya (Fumal & Tinsley, 1985).

Lo recomendable es medir V_s en ensayos de propagación de onda *in situ*, sin embargo su alto costo y la falta de personal capacitado no permite su realización como herramienta común en la industria y la práctica ingenieril.

Las técnicas geofísicas se basan en la generación de ondas y en la medición de su velocidad de propagación. Los métodos comúnmente utilizados son el método de reflexión y/ó refracción sísmica, los Análisis Multicanales de Ondas Superficiales (MASW, por sus

siglas en inglés) y los Análisis Espectrales de Ondas Superficiales (*SASW*, por sus siglas en inglés). Estas técnicas también son conocidas como Métodos No-Invasivos debido a que no generan daños considerables en el ambiente para su realización.

Los Métodos Invasivos determinan las velocidades y módulos a mayores profundidades, los cuales consisten en que la fuente generadora, los receptores ó ambos, se ubican dentro de sondajes. Los métodos más comunes de este tipo son (Santibáñez Rodríguez, 2006; Fig. 3.8):

- Método *down-hole*: la fuente generadora está constituida por una placa firmemente anclada en la superficie del terreno, sobre la cual impacta un émbolo pesado y el paso de las ondas generadas se capta en un receptor apoyado contra la pared dentro de un sondaje.
- Método *up-hole*: los instrumentos receptores son instalados en la superficie y las ondas se generan mediante cargas explosivas detonadas dentro de un sondaje cercano.
- Método *cross-hole*: se realizan 2 ó 3 sondeos en pozos próximos. En uno se generan las ondas sísmicas debido a un golpe y en los otros 2 los receptores miden la velocidad de propagación de onda que viaja horizontalmente a través del subsuelo.

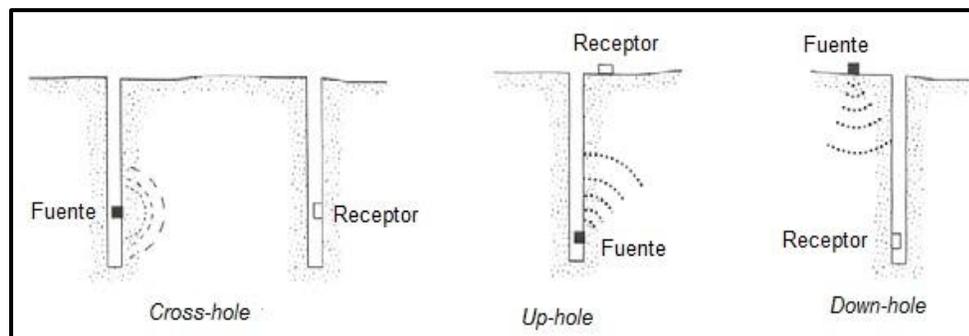


Fig. 3.8 Sondeo geofísicos para determinar la velocidad de las ondas sísmicas.

Cuando no existen datos de V_s ó su medición se vuelve complicada en una zona en particular, existen algunas correlaciones empíricas que pueden ser desarrolladas a partir de la abundante cantidad de información geotécnica originada, por ejemplo, de los números de

golpes obtenidos en los Ensayos de Penetración Estándar, $N(SPT)$, y la velocidad de ondas de cizalla.

Dicha relación es utilizada en base a que se identifica un comportamiento directo entre las variables V_s y $N(SPT)$. Es decir, se observa que dichos parámetros guardan una relación proporcional: a mayor número de golpes $N(SPT)$ (variable independiente) en un Ensayo de Penetración Estándar, se incrementa la velocidad de propagación de las ondas V_s (variable dependiente). Este comportamiento expresa un aumento en el grado de compactación, densidad y rigidez del material bajo estudio.

Esta técnica ha sido utilizada en diferentes zonas urbanas localizadas tanto en los límites de placas como en regiones intraplaca (Tinsley & Fumal, 1985; Park & Elrick, 1998; Wills & Silva, 1998; Wills *et al.*, 2000; Rodríguez-Marek *et al.*, 2001; Stewart *et al.*, 2003; Wills & Clahan, 2006; Hanumantharo & Ramana, 2008; Tsiambaos & Sabatakakis, 2011; Marto *et al.*, 2013).

La relación matemática entre V_s y $N(SPT)$ generalmente es representada en la literatura de la siguiente manera:

$$V_s = AN^B \quad (3)$$

Donde:

V_s = Velocidad de propagación de ondas de cizalla ó S

N = Número de golpes obtenidos en el Ensayo de Penetración Estándar (SPT)

A y B = son constantes determinadas por regresiones estadísticas de un conjunto de datos. A controla la amplitud y B la relación de la curvatura, teniendo un comportamiento inversamente proporcional (Hanumantharao & Ramana, 2008; Anbazhagan *et al.*, 2012; Marto *et al.*, 2013).

Particularmente, las relaciones $V_s = AN^B$ publicadas alrededor del mundo (Tabla 3.2) han sido divididas en tres grupos: todo los suelos, suelos no cohesivos y suelos cohesivos.

Tabla 3.2.- Correlaciones $V_s = AN^B$ reportadas alrededor del mundo. Marto *et al.* (2013).

Investigador	Todos los suelos	Suelos No Cohesivos	Suelos Cohesivos
Kanai (1996)	$V_s = 19N^{0.6}$		
Ohba & Toriumi (1970)	$V_s = 84N^{0.31}$		
Shibata (1970)		$V_s = 32N^{0.5}$	
Imai & Yahimura (1970)	$V_s = 76N^{0.33}$		
Ohta <i>et al.</i> (1972)		$V_s = 87N^{0.36}$	
Fujimara (1972)	$V_s = 92.1N^{0.337}$		
Ohsaki & Iwasaki (1973)	$V_s = 81.4N^{0.39}$	$V_s = 59.4N^{0.47}$	
Imai & Yoshimura (1975)	$V_s = 92N^{0.329}$		
Imai <i>et al.</i> (1975)	$V_s = 89.9N^{0.341}$		
Imai (1977)	$V_s = 91N^{0.337}$	$V_s = 80.6N^{0.331}$	$V_s = 102N^{0.292}$
Ohta & Goto (1978)	$V_s = 85.35N^{0.348}$	$V_s = 88N^{0.34}$	
JRA (1980)		$V_s = 80N^{0.33}$	$V_s = 100N^{0.33}$
Seed & Idriss (1981)	$V_s = 61.4N^{0.5}$		
Imai & Tonouchi (1982)	$V_s = 97N^{0.314}$		
Seed <i>et al.</i> (1983)		$V_s = 56.4N^{0.5}$	
Sykora & Stokoe (1983)		$V_s = 100.5N^{0.29}$	
Okamoto <i>et al.</i> (1989)		$V_s = 125N^{0.3}$	
Lee (1990)		$V_s = 57.4N^{0.49}$	$V_s = 114.43N^{0.31}$
Imai & Yoshimura (1990)	$V_s = 76N^{0.33}$		
Yokota <i>et al.</i> (1991)	$V_s = 121N^{0.27}$		
Kalteziotis <i>et al.</i> (1992)	$V_s = 76.2N^{0.24}$	$V_s = 49.1N^{0.50}$	$V_s = 76.6N^{0.45}$
Raptakis <i>et al.</i> (1995)		$V_s = 100N^{0.24}$	$V_s = 184.2N^{0.17}$
Athanasopoulos (1995)	$V_s = 107.6N^{0.36}$		
Sisman (1995)	$V_s = 32.8N^{0.51}$		
Iyisan (1996)	$V_s = 51.5N^{0.516}$		
Jafari <i>et al.</i> (1997)	$V_s = 22N^{0.85}$		
Chien <i>et al.</i> (2000)		$V_s = 22N^{0.76}$	
Kiku <i>et al.</i> (2001)	$V_s = 68.3N^{0.292}$		
Jafari <i>et al.</i> (2002)	$V_s = 22N^{0.85}$	$V_s = 19N^{0.85}$	$V_s = 27N^{0.73}$
Hasancebi & Ulusay (2007)	$V_s = 90N^{0.309}$	$V_s = 90.82N^{0.319}$	$V_s = 97.89N^{0.269}$
Hanumantharao &	$V_s = 82.6N^{0.43}$	$V_s = 79N^{0.434}$	

Ramana (2008)			
Lee & Tsai (2008)	$V_s = 137.153N^{0.229}$	$V_s = 98.07N^{0.305}$	$V_s = 163.15N^{0.192}$
Dikmen (2009)	$V_s = 58N^{0.39}$	$V_s = 73N^{0.33}$	$V_s = 44N^{0.48}$
Uma Maheswari <i>et al.</i> (2010)	$V_s = 95.64N^{0.301}$	$V_s = 100.53N^{0.265}$	$V_s = 89.31N^{0.358}$
Tsiambaos & Sabatakakis (2011)	$V_s = 105.7N^{0.327}$	$V_s = 79.7N^{0.365}$	$V_s = 88.8N^{0.370}$
Anbazhagan <i>et al.</i> (2012)	$V_s = 68.96N^{0.51}$	$V_s = 60.17N^{0.56}$	$V_s = 106.63N^{0.39}$

La correlación entre V_s y $N(SPT)$ ha sido ampliamente utilizada alrededor del mundo con gran aceptación, pero debe hacerse la aclaración que el resultado es específicamente y de única aplicación para la región analizada. Las variaciones presentes entre los valores obtenidos de las correlaciones desarrolladas en las distintas zonas son principalmente justificadas debido a las variaciones en las condiciones geotécnicas de los lugares, la cantidad de datos procesados así como las diferencias en la práctica de las metodologías para obtener V_s y los Ensayos de Penetración Estándar (Fig. 3.9).

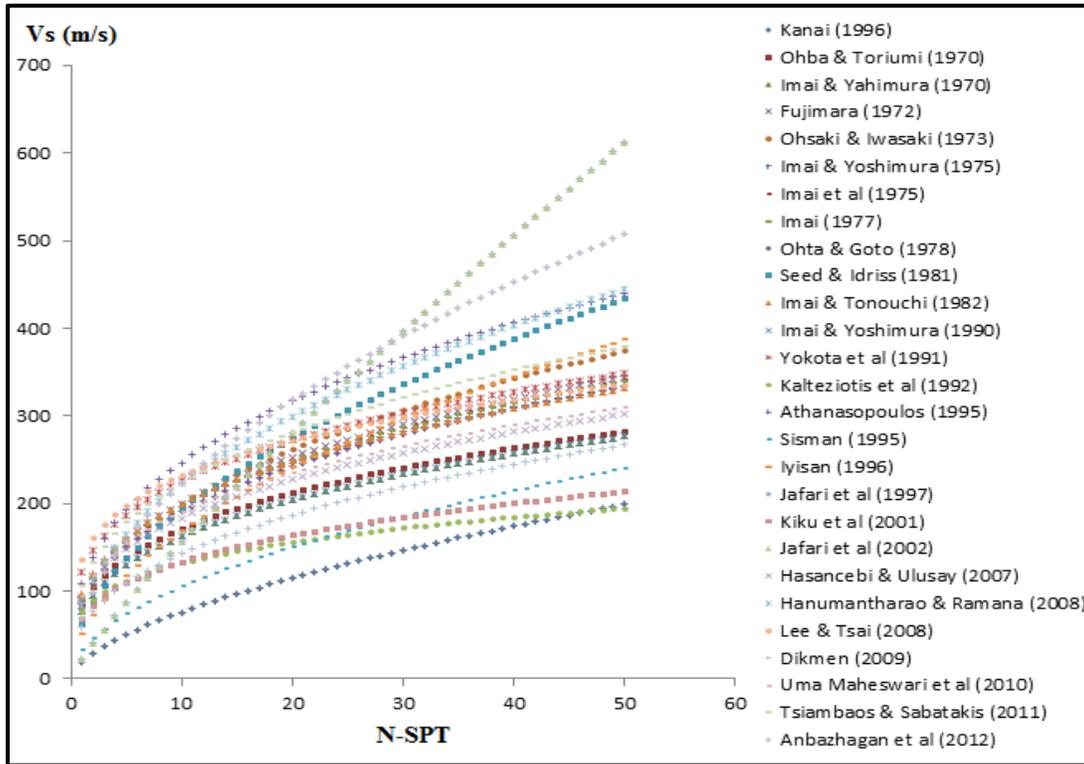


Fig. 3.9 Correlaciones Vs-N(SPT) publicadas para todos los tipos de suelos.

A partir de esta correlación matemática y conociendo el número de golpes N(SPT), se puede estimar Vs y definir el tipo de material presente en un lugar, permitiendo mapear la distribución y espesor de los mismos teniendo fines de diseño para las construcciones (Tabla 3.3).

Tabla 3.3.- Relación entre tipo de suelo, valor N(SPT) y Vs (m/s). MDOC-DS, 2008.

Tipo de suelo	N(SPT)	Vs (m/s)
Roca	-	>720
Suelo firme	>50	360
Suelo medio	15-50	180
Suelo blando	<15	90

Existen diversas opiniones acerca de incluir otras variables en el desarrollo y descripción de la correlación. Aunque diferentes investigadores han tratado de correlacionar V_s en términos de otros índices del subsuelo, como la profundidad, la edad geológica y el valor corregido de N(SPT) por las variaciones en la manera en que se aplica el Ensayo de Penetración Estándar, se ha llegado a la conclusión que el tipo de suelo y el valor de N(SPT) son los parámetros más favorables para desarrollar el análisis (Iyisan 1996; Holzer *et al.*, 2005; Lee & Tsai, 2008; Andrus *et al.*, 2009; Brandenburg *et al.*, 2010; Maheswari *et al.*, 2010; Akin *et al.*, 2011; Kuo *et al.*, 2011; Anbazhagan *et al.*, 2012; Marto *et al.*, 2013). Sin embargo, la cementación y las fluctuaciones del nivel freático son los principales factores que afectan considerablemente la correlación entre estas dos variables (Jafari *et al.*, 2002).

3.5 EFECTOS INDUCIDOS POR LOS TERREMOTOS.

Los efectos primarios de un terremoto son directamente causados por el movimiento de las fallas geológicas, siendo principalmente la sacudida producida por la vibración del subsuelo el peligro más importante, teniendo efectos sobre personas, estructuras y la rotura de superficie. La vibración del subsuelo no es la única causa de muerte y daño durante el periodo de actividad de un terremoto. La mayoría de los terremotos causan otros riesgos naturales y asociados a ellos. El efecto secundario es el término común que describe los procesos no tectónicos que ocurren en superficie y que se encuentran directamente relacionados con la sacudida sísmica. Licuefacción, cambios regionales en la elevación del terreno, deslizamientos de masa, desplazamiento del subsuelo a lo largo de la ruptura de falla, incendios, tsunamis, colapso y/o daño de estructuras civiles como lo son presas, reactores nucleares, estaciones almacenadoras de hidrocarburos (gas, gasolina, aceite) y brotes de enfermedades suelen producirse durante ó después de un terremoto. Estos efectos inducidos por los terremotos a menudo son considerados por algunos autores como una de las categorías de los efectos principales, pero en general su estudio debe ser considerado aparte (Bolt, 2003; Keller & Blodgett, 2004).

3.5.1 Vibración y ruptura de suelo.

Los efectos inmediatos de un terremoto pueden incluir una sacudida violenta del suelo acompañada por una extensa rotura de la superficie y desplazamiento del terreno, aunque la mayor parte de las grietas en superficie son producidas como resultado de los fenómenos de licuefacción y desprendimientos de tierra, puede producirse una ruptura de superficie grande a lo largo de la falla que origine el terremoto (Keller & Blodgett, 2004). Esta ruptura produce un escarpe bajo, denominado *escarpe de falla* que puede llegar a extenderse kilómetros a lo largo de la falla.

Una sacudida violenta del suelo puede ser dañina en particular para aquellos edificios que experimenten un movimiento horizontal extremadamente fuerte ó si la frecuencia de la vibración corresponde a la frecuencia vibracional natural del edificio. Comúnmente, la vibración se mide como aceleración del suelo y se compara con la aceleración global de la gravedad. La correspondencia de las frecuencias vibratorias se denomina *resonancia* y puede afectar a edificios situados a una distancia considerable del epicentro. De manera general, las frecuencias de vibración elevadas dañan edificios bajos y las frecuencias de vibración bajas dañan edificios altos (Keller & Blodgett, 2004; Ramos Zuñiga, 2007).

3.5.2 Licuefacción.

Característicamente, un terremoto induce en el suelo condiciones no drenadas, es decir, debido a la aplicación de cargas cíclicas y rápidas como la que constituye un sismo, se produce un incremento de la presión del agua presente en los poros de las partículas provocando que las tensiones efectivas tiendan a cero, es decir, la presión interna de los materiales es igual a la presión externa produciéndose una pérdida de la tensión en el contacto entre las partículas. Este proceso, denominado *licuefacción* provoca una transformación del estado del suelo, ya que pasa de “sólido” a un comportamiento “líquido”, presentándose principalmente en suelos arenosos saturados. También se ha

observado este fenómeno en suelos cohesivos, pero requiere de mayor energía para producirse (Bolt, 2003; Santibáñez Rodríguez, 2006).

Las propiedades que caracterizan a los suelos licuefactables son:

- Grado de saturación del 100%.
- Diámetro medio D_{50} entre 0.05mm y 1.0mm.
- Coeficiente de uniformidad $Cu = D_{60}/D_{10} < 15$.
- Contenido en finos inferior al 10%.
- Bajo grado de compactación, es decir $N < 10$ para profundidades $< 10m$ y $N < 20$ para profundidades $> 10m$.

El potencial de licuefacción depende principalmente de dos factores: la naturaleza de la sacudida (intensidad y duración del terremoto) y de la susceptibilidad del material a licuefactar. Los daños debidos a la licuefacción son severos en estructuras, edificios y líneas vitales de transporte, comunicación y tráfico de mercancía. Por lo tanto, la zonación de la licuefacción es uno de los aspectos primordiales para la reducción del daño sísmico.

De acuerdo con la observación de zonas afectadas por licuefacción, ésta tiene lugar en las siguientes circunstancias (González de Vallejo *et al.*, 2002):

- Terremotos de magnitud igual ó superior a 5.5., con aceleraciones superiores ó iguales a 0.2g.
- Por debajo de 15 m de profundidad no se han dado licuefacciones.
- En la mayoría de los casos donde se han observado licuefacciones, el nivel freático estaba se encuentra a poca profundidad, inferior a 3m; por debajo de 5m la susceptibilidad de licuefacción es muy baja.

Las áreas de los sedimentos susceptibles son definidas analizando las propiedades físicas de los depósitos Cuaternarios, agrupando estos depósitos de acuerdo al contenido de partículas no cohesivas (arenas y limos) y determinando si están saturadas con agua a

profundidades menores a los 15 metros. Las arenas y limos del Holoceno, especialmente si fueron depositadas durante los últimos cientos de años, son los más susceptibles a la licuefacción relacionadas a las fallas del subsuelo. Estos materiales son mapeados en perfiles de suelos, expresiones geomorfológicas y propiedades geotécnicas como los valores N(SPT) (Youd *et al.*, 1975; Tinsley & Fumal, 1985).

3.5.3 Cambios regionales en la elevación del terreno.

La deformación vertical de la superficie terrestre es un riesgo conectado con algunos terremotos grandes. Esta deformación incluye la elevación y el hundimiento regional de la de la superficie del terreno. Estos cambios de elevación pueden causar un daño importante en zonas costeras y a lo largo de arroyos y puede subir ó bajar el nivel de las aguas subterráneas.

3.5.4 Deslizamientos en masa.

Las roturas de taludes durante los terremotos son frecuentes y también inducen daños en estructuras situadas cerca de los taludes. Estos fenómenos incluyen caídas de rocas, deslizamientos, avalanchas, flujos de tierras, etc., y dependen de factores externos (gravitacionales y sísmicos) y la resistencia al movimiento del material. Este movimiento consiste en un desplazamiento de corte a lo largo de una ó varias superficies de falla (Santibáñez Rodríguez, 2006).

La variable más importante es la presión de poros en la superficie de la falla, lo que genera una reducción de la resistencia al corte, provocando deslizamientos de grandes masas de suelo.

La zonación de la inestabilidad de los taludes requiere información topográfica, geotécnica y geológica detallada.

3.5.5 Incendios.

Los incendios son causados debido a que la vibración del suelo y los desplazamientos de la superficie pueden romper los conductos de la energía eléctrica y gas. La amenaza del fuego es incluso mayor ya que los equipos de extinción pueden verse dañados; calles, carreteras y puentes bloqueados y tuberías de agua rotas. En las casas particulares y otros edificios los aparatos como calentadores de agua pueden ser afectados provocando fugas de gas que se inflaman. Ejemplos del impacto de los incendios asociados a terremotos son los terremotos de Kobe, Japón, en 1995 y el de San Francisco, E.U.A. de 1906, al cual se le conoce también como “Incendio de San Francisco” debido a que el 80% de los daños fueron causados por una ola de incendios que hicieron estragos en la ciudad durante varios días (Keller & Blodgett, 2004).

3.5.6 Enfermedades.

El brote de enfermedades puede ser provocado por pérdida de higiene y de viviendas, contaminación del suministro de agua, trastorno de los servicios públicos de salud y alteración del medio ambiente natural. Los eventos sísmicos rompen el sistema de alcantarillas y tuberías de agua, permitiendo la contaminación de la misma por organismos causantes de enfermedades.

3.5.7 Beneficios.

Sin embargo, estos fenómenos tienen causas positivas, proporcionando funciones de servicio natural. Contribuyen a:

- *Explotación del agua subterránea y recursos energéticos:* las fallas geológicas, causantes de los terremotos, influyen en el patrón de flujo subterráneo de agua, petróleo y gas natural actuando como rutas preferentes para el movimiento de estos fluidos.

- *Formación y exposición de valiosos recursos minerales:* Comúnmente los depósitos minerales se desarrollan en discontinuidades del terreno asociadas con fallas. Estas discontinuidades, llamadas vetas, son rellenadas de minerales fuente de metales preciosos y económicamente explotables como oro, plata y platino.
- *Desarrollo de formas del terreno:* La elevación de materiales de tierra a lo largo de fallas geológicas a través del tiempo geológico produce colinas, cadenas montañosas, escarpes y acantilados costeros. Las zonas de falla que se erosionan con facilidad son convertidas en amplios valles atravesados por ríos y arroyos.
- *Reducción local del peligro de futuros terremotos grandes:* Los sismos pequeños ayudan a la disipación de energía acumulada, reduciendo la tensión elástica permitiendo disminuir la posibilidad de que ocurra un terremoto grande en una falla determinada.

3.6 ZONIFICACIÓN SÍSMICA.

Los mapas de zonificación sísmica constituyen el producto final elaborado a partir de los estudios y análisis de una región frente al peligro sísmico.

Los estudios son encaminados en determinar las consecuencias de la sismicidad histórica y periodos de actividad de las fallas geológicas presentes en el área, las condiciones locales, el potencial y comportamiento de movimientos en masa, subsidencia y licuefacción producto de terremotos son la base y punto de partida en la aplicación de los planes de uso de suelo y respuesta frente a una emergencia de origen sísmico.

Las bases de esta evaluación son mapas regionales geológicos de variada clasificación. Los mapas fundamentales muestran la estructura geológica con principal énfasis en aquellos sistemas de fallas que hayan experimentado movimiento durante el Cuaternario (1.8Ma). Además, pueden ser complementados con mapas que definan el tipo y espesor de los sedimentos someros como lo son sedimentos aluviales y/o áreas de relleno artificial. Los mapas en los que se agrupe la distribución de zonas en base a la propagación

de las velocidades de ondas de cizalla (V_s) así como mapas de intensidad sísmica, que reportan las intensidades de los eventos sísmicos históricos, proveen una primera aproximación de la variación de la respuesta del movimiento del subsuelo durante terremotos, en caso de que esta información se encuentren disponibles. A partir de esta información geológica y sismológica, los mapas de zonificación sísmica pueden ser construidos en diferentes escalas, las cuales varían en función del grado de detalle requerido e información disponible, siendo 1:15000 y 1:5000 de las más aplicadas.

Los depósitos de suelos recientes e inconsolidados son los materiales más afectados por vibraciones sísmicas, experimentando cambios importantes en su capacidad resistente y provocar daños considerables a las construcciones ubicadas sobre éstos.

Desde 1950 los científicos descubrieron la existencia de fuertes influencias de las características de los sedimentos y de los efectos del terremoto (Ansal, 2004). Tales observaciones constituyen las premisas de los estudios de zonificación sísmica cuya finalidad es proporcionar una herramienta para la prevención de daños a las estructuras provocadas por terremotos. Por eso la importancia de que los códigos de construcción incluyan criterios de diseño sísmico, lo que ayudaría a prevenir daños a las construcciones.

El método consiste en la identificación y caracterización de unidades litológicas cuyas respuestas dinámicas frente a terremotos son semejantes. Debido a la tendencia de amplificar la respuesta sísmica y ser los puntos donde se generan la mayor cantidad de daños durante los terremotos, los sedimentos recientes deben tener atención especial al momento de ser mapeados en zonificaciones sísmicas debido a la variación en sus propiedades físicas y que se refleja en comportamientos distintos para materiales que geológicamente y tradicionalmente han sido distribuidos e identificados como una sola unidad “Cuaternario” ó “ Q ”. Además de estas unidades se incluyen los efectos inducidos y se valora su peligrosidad. El resultado ó mapa de zonificación son representados en una base cartográfica útil para fines de edificación y planificación urbana.

Los aspectos significativos a estudiar en los estudios de zonificación son los siguientes:

- Propiedades geotécnicas de los suelos, espesor, densidad, velocidad de ondas transversales, módulo de rigidez, resistencia, SPT, CPT, profundidad del nivel freático, etc.
- Susceptibilidad frente a la licuefacción, deslizamiento y roturas superficiales por fallas.
- Condiciones topográficas que puedan amplificar la respuesta sísmica.
- Peligrosidad frente a tsunamis en zonas costeras.
- Intensidad de la sacudida sísmica en términos de aceleración pico, es decir, la aceleración máxima en los terremotos en un suelo firme.
- Atenuación ó decremento en la intensidad de la sacudida conforme se aleja la distancia desde la fuente del terremoto, dependiendo ampliamente de las condiciones y tipo de suelo (Fig. 3.10)

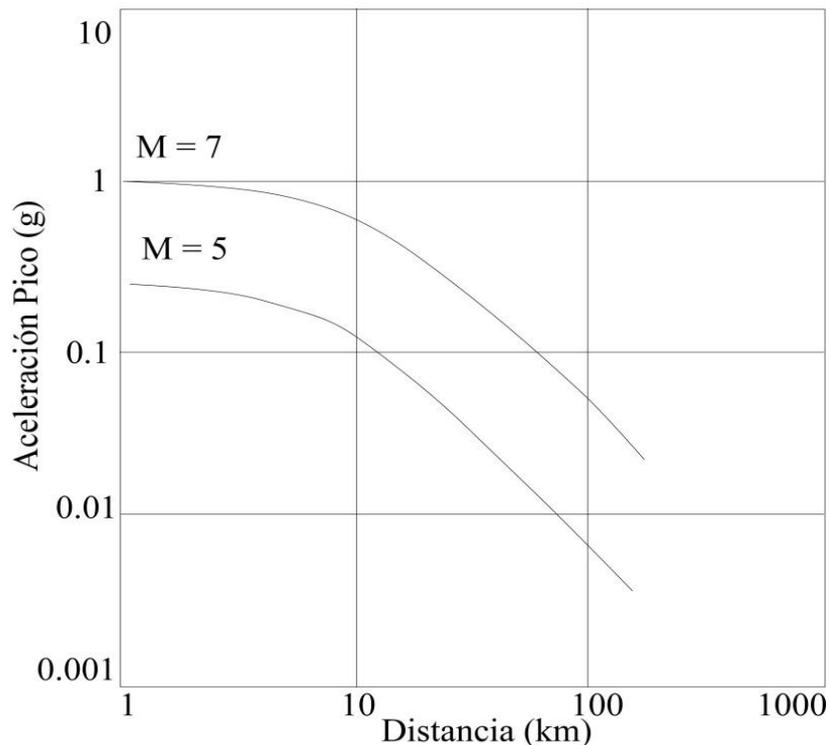


Fig. 3.10.- Relación de atenuación-distancia para sismos M =5 y M= 7 en regiones intraplaca. Bolt, 2003.

Las principales aplicaciones de este tipo de estudios se enfocan en la planeación de uso de suelo, diseño sísmico de estructuras, estimación del potencial de licuefacción y deslizamiento, y en la estimación y cartografía de aquellos daños potenciales en edificios. Además, permiten conocer la distribución espacial y espesor de los materiales, sobre todo en áreas urbanas, ya que la amplificación sísmica del movimiento del suelo vuelve más vulnerables a las estructuras civiles localizadas en la zona (edificios, escuelas, hospitales, casas-habitación, etc.) provocando daños ó el colapso en los mismos, así como importantes pérdidas económicas y trágicamente en el peor de los casos, pérdidas humanas.

Los mapas de riesgo sísmico son trasladados y aplicados a los códigos de construcción. La resistencia sísmica de una estructura es desarrollada por los ingenieros que siguen las instrucciones de los códigos de construcción y analizan el diseño especificado y sugerido por el código. Todas las estructuras en una región sísmica deben seguir las especificaciones, siendo los edificios más grandes y costosos los que necesitan análisis más detallados debido a sus características. Los estudios posteriores a los terremotos de San Fernando (1971), Chile (1985), México (1985), Loma Prieta (1989), Northridge (1994), Kobe (1995), Chi-Chi (1999) entre otros, han ayudado a improvisar y mejorar los estatutos principales en el diseño sismoresistente (Bolt, 2003).

Los daños de los terremotos en las estructuras son producidos por 3 factores principales relacionados entre sí:

- Magnitud del terremoto y las características de la trayectoria de las ondas sísmicas.
- Características de la geología local y condiciones geotécnicas del sitio.
- Diseños estructurales y rasgos de construcción.

Los estudios de zonificaciones sísmicas representan la evaluación y valoración de los 2 primeros factores. Estos trabajos permiten estimar la respuesta de las capas de los sedimentos bajo oscilaciones de terremotos y de este modo, la variación de los efectos producidos por estos fenómenos naturales dentro del movimiento de la tierra representado en la superficie. Además, representan la fase inicial de mitigación de riesgos de terremotos

y requiere de estudios multidisciplinarios con mayores contribuciones de geología, sismología, geotecnia e ingeniería estructural y civil (Ansal, 2004).

3.6.1 Zonificaciones sísmicas en el NE de México.

Un estudio de zonificación sísmica contempla la siguiente metodología (González de Vallejo *et al.* 2002; Ansal, 2004):

- 1) Identificar aquellas estructuras geológicas potencialmente capaces de generar sismicidad en la región.
- 2) Evaluación de la sismicidad y riesgos sísmicos regionales.
- 3) Determinación de las condiciones geológicas y geotécnicas del sitio.
- 4) Valoración de la respuesta de sitio, preparación de mapas de zonificación (escalas regionales y/o locales) y recomendaciones para la aplicación práctica.

Para el caso del Noreste de México, únicamente las ciudades de Linares, el AMM y el estado de Nuevo León son los sitios que cuentan con mapas de zonificación sísmica (Quintanilla López, 2005; Cavazos Tovar, 2007; Ramos Zuñiga, 2007).

Para el Área Metropolitana de Monterrey, los estudios desarrollados siguiendo la metodología descrita anteriormente son:

1) Estructuras geológicas que generan sismicidad para el Área Noreste de México.

El área NE del país es representada por tres provincias morfotectónicas: Provincia de Cuencas y Sierras, Provincia Sierra Madre Oriental y Provincia Costera del Golfo. Estas provincias, son cortadas por 3 zonas generales de fallas con tendencias de lineamiento N-NW: Falla La Babia, la cual cruza el norte del estado de Coahuila; la Falla de San Marcos, se encuentra localizada en el centro del estado de Coahuila, y la hipotética Megacizalla Mojave Sonora que ha sido estudiada por varios autores (Anderson y Schmidt, 1983; McKee *et al.*, 1984, 1990). Varios autores (Muehlberger *et al.*, 1978; McKee *et al.*,

1984,1990; Suter, 1991) han propuesto que estos 3 grandes sistemas de fallas han sido reactivados en diferentes tiempos (Cretácico, Terciario, Plioceno-Cuaternario). Por lo tanto una de las hipótesis postuladas para explicar la variación espacio-temporal de la sismicidad en la región es la reactivación de estos grandes lineamientos así como los sistemas de fallas secundarios asociados a los mismos (Galván-Ramírez & Montalvo-Arrieta, 2008; Ramos Zuñiga, 2012b).

2) Evaluación de la sismicidad y riesgos sísmicos regionales.

El conocimiento de actividad sísmica para el Noreste de México, previo a la instalación en el 2006 de la Estación Sismológica LNIG en el Campus de la Facultad de Ciencias de la Tierra (UANL) ha sido registrado como crónicas históricas de los pobladores de las regiones afectadas tanto en periódicos y publicaciones en recabar testimonios de los antecedentes de actividad sísmica en la región debido a la ausencia de estaciones especializadas que registraran la misma. García Acosta & Suárez Reynoso, (1996) ofrecen una interesante recopilación de 28 eventos durante el periodo de 1455-1913 para el NE del país. Su compilación reporta el sismo más antiguo que se haya registrado (Marzo de 1787), el cual se sintió en Durango y Real del Oro. Galván-Ramírez y Montalvo-Arrieta (2008) realizaron una amplia investigación y recopilación de la sismicidad histórica y reciente en el Noreste mexicano en el cual se hace un compendio de 148 terremotos con magnitudes que varían entre $M_w = 2.3$ y 4.8 durante el periodo 1787-2006. Después de la instalación de las estaciones sismológicas LNIG en el 2006 y posteriormente MNIG en el 2011, la información ha sido recopilada en catálogos sísmicos y bases de datos geocientíficas, principalmente la generada por el Servicio Sismológico Nacional (Fig. 3.11) Particularmente para el AMM, hasta el momento de elaboración de el presente trabajo, se han registrado 4 sismos: San Pedro Garza García (10 de Enero del 2010), García (15 de Marzo 2013) y dos eventos en Santa Catarina (24 y 26 de Julio, 2013). Queda determinado, que las autoridades competentes deben de incluir este tipo de fenómenos en los catálogos de peligros naturales capaces de generar importantes daños para la zona.

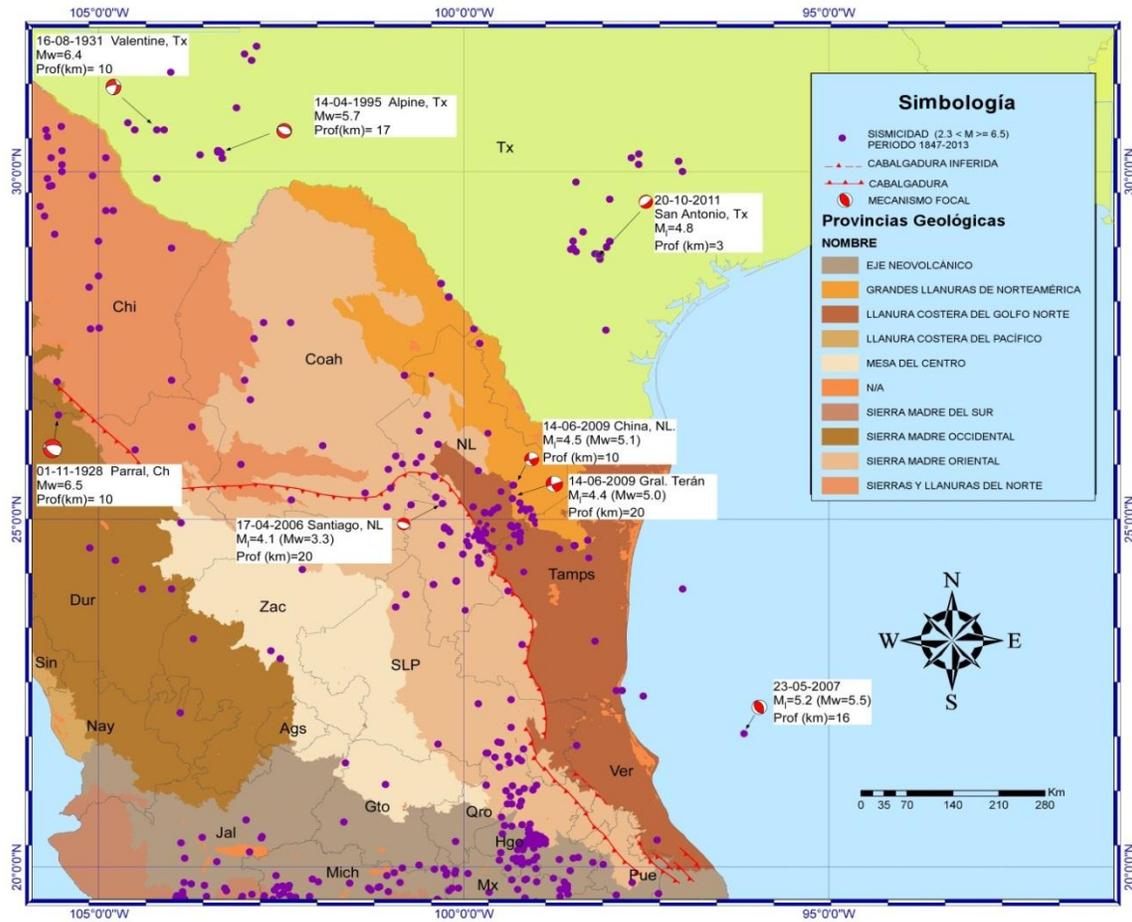


Fig. 3.11.- Distribución histórica de sismicidad (1847-2013) para el centro, NNE de México y sur de Texas. Se indican algunas provincias geológicas para la República Mexicana (SGM), así como la cabalgadura principal en la Sierra Madre Oriental (Padilla y Sánchez, 1985). Abreviaturas, M_l : magnitud local; M_w : magnitud de momento; Chi: Chihuahua; Coah: Coahuila; NL: Nuevo León; Tamps: Tamaulipas; Dur: Durango; Zac: Zacatecas; SLP: San Luis Potosí; Sin: Sinaloa; Nay: Nayarit; Ags: Aguascalientes; Jal: Jalisco; Gto: Guanajuato; Qro: Querétaro; Ver: Veracruz; Hgo: Hidalgo; Mich: Michoacán; Mx: Estado de México; Pue: Puebla. Tomado de Ramos Zuñiga, 2014.

Particularmente para el estado de Nuevo León, el Servicio Sismológico Nacional ha registrado, hasta el momento de redacción de esta tesis (Diciembre del 2013), 173 sismos (Fig. 3.12).

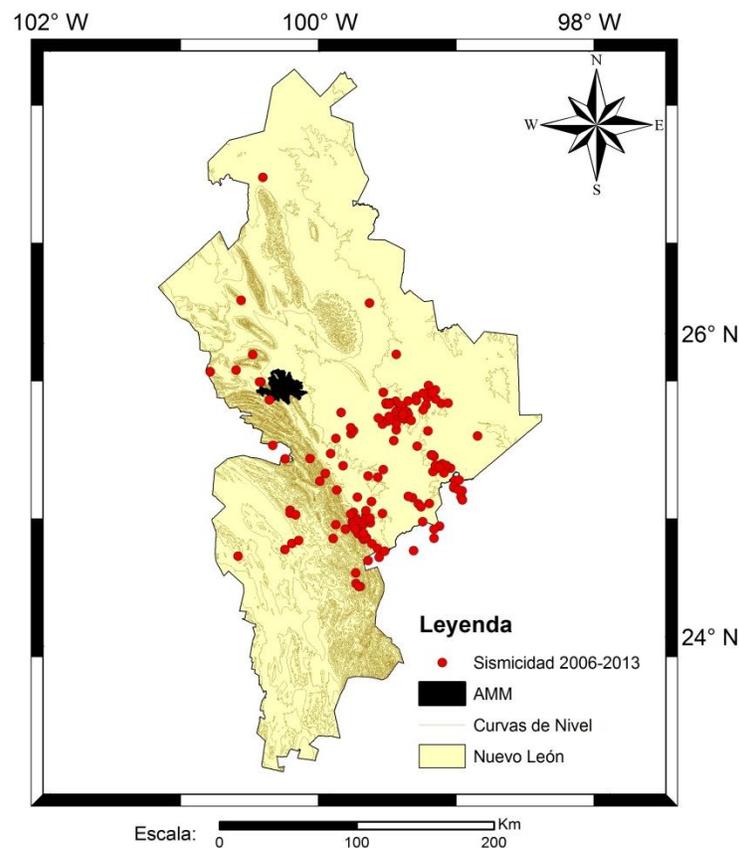


Fig. 3.12.- Sismicidad reportada por el Servicio Sismológico Nacional para el Estado de Nuevo León ($1.9 \leq M \leq 4.5$) desde Abril del 2006 hasta Diciembre del 2013.

3) Determinación de las condiciones geológicas, geotécnicas y geofísicas de sitio.

Estos trabajos son escasos a nivel regional, entre los cuales destacan aquellos estudios donde la información de pozos permite el conocimiento de la geología del subsuelo así como para determinar la presencia de cavernas y acuíferos localizados en el subsuelo del Área Metropolitana de Monterrey (Hernández Padilla, 1995; Alva Niño 1995,1997). Se tiene que resaltar que la mayor cantidad de datos e información de las condiciones geológicas y geotécnicas del área están en poder de las industrias del sector privado, por lo que la accesibilidad a ellos es prácticamente imposible. En tanto que en la geofísica, se han obtenido las velocidades de propagación de las ondas S ó cizalla para el Área Metropolitana de Monterrey, Linares y, en escala regional, para el estado de Nuevo

León a partir de Refracción Sísmica (Quintanilla López, 2005; Cavazos Tovar, 2007; Ramos Zuñiga, 2007), en los cuales se concluyeron que los materiales predominantes en el subsuelo de la región son sedimentos aluviales ó tipo C-D en base a *NEHRP* (Ramos Zuñiga, 2012b).

4) Valoración de la respuesta de sitio, preparación de mapas de zonificación (tanto a escala regional como local) y recomendaciones para la aplicación práctica.

A partir de estos trabajos, se empezaron a realizar zonificaciones en el Área Metropolitana de Monterrey (Quintanilla López, 2005), Linares (Cavazos Tovar, 2007) y, la regionalización del estado de Nuevo León (Ramos Zuñiga, 2007) basadas en geología y técnicas geofísicas, como lo es la refracción sísmica, se obtuvieron las velocidades de propagación de ondas sísmicas, en particular, las ondas S ó de cizalla. Otras técnicas geofísicas empleadas para la zonificación del Área Metropolitana de Monterrey son la de Frecuencias dominantes aplicando el Método de Cocientes Espectrales (H/V) (Rodríguez Pedraza, 2007) y Análisis Espectral de Microtremores en Linares, Nuevo León (Tello Medrano, 2010). Los resultados de estos trabajos han concluido, en basado en el Código de Construcción de Estados Unidos *NEHRP* (*National Earthquake Hazard Reduction Program*, por sus siglas en inglés), que los materiales predominantes en la región son (Fig. 3.13):

- A, $V_s > 1500$ m/s, roca dura.
- B, 760 m/s $< V_s < 1500$ m/s, roca.
- C, 360 m/s $< V_s < 760$ m/s, suelo duro muy denso y/ó roca suave.

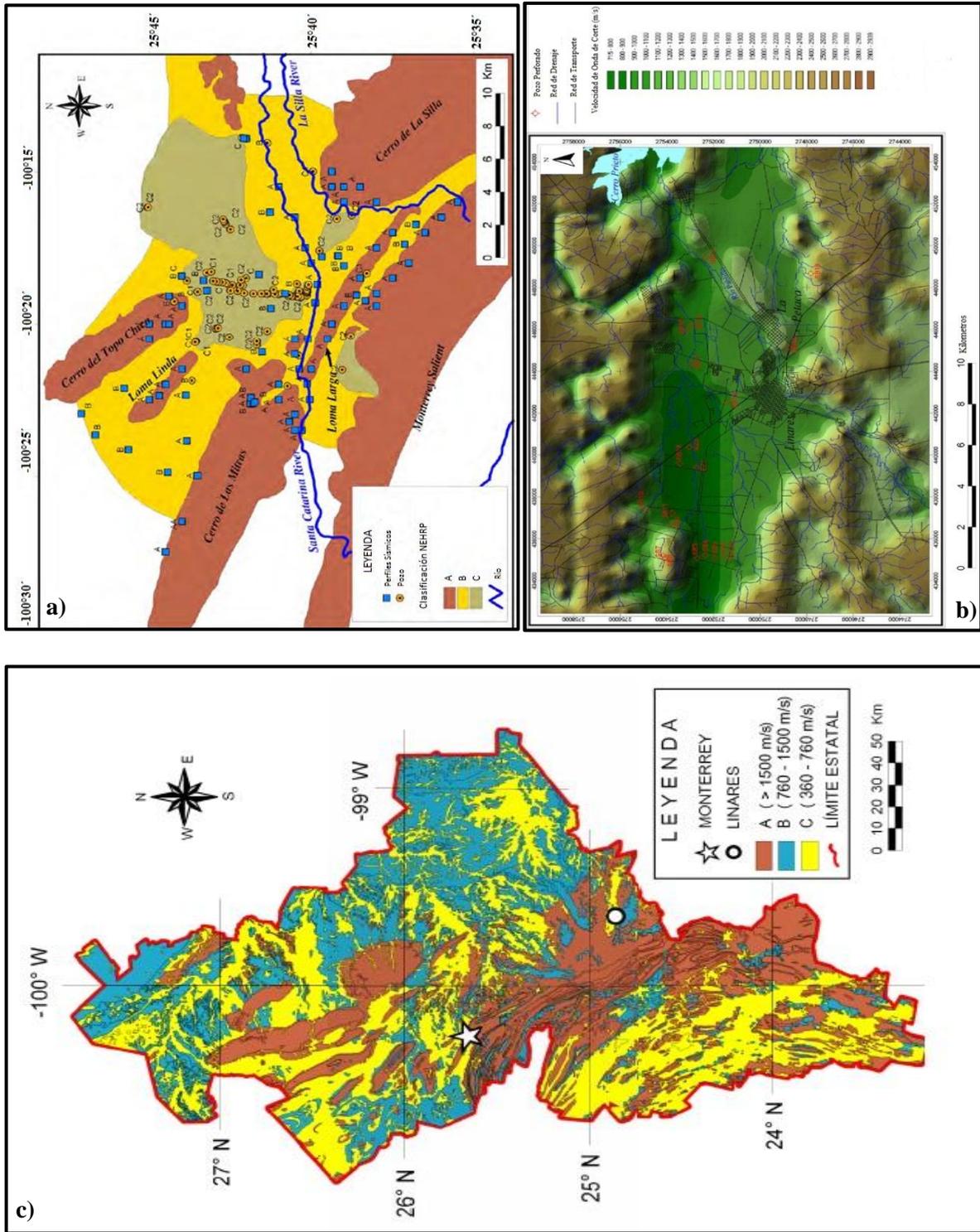


Fig. 3.13.- Zonificaciones sísmicas para a) Monterrey (Montalvo- Arrieta *et al.*, 2008), b) Linares (Montalvo-Arrieta *et al.*, 2005) y c) Nuevo León (Ramos Zuñiga, 2007).

**CAPÍTULO IV:
SISMOLOGÍA****4.1 INTRODUCCIÓN.**

La Geofísica estudia las propiedades físicas del interior de la Tierra a partir de métodos indirectos. Los métodos geofísicos por lo tanto, investigan el interior terrestre a partir de las variaciones significativas detectadas en parámetros físicos y de su interpretación y posterior correlación con las características geológicas por medio de observaciones realizadas en la superficie terrestre.

La Sismología es la ciencia encargada del estudio de las causas que producen los sismos, el mecanismo responsable de que ocurran y propagación de las ondas sísmicas, y la predicción del fenómeno sísmico como tal.

Un sismo puede definirse como una vibración de la tierra que puede ser producida por diversas causas: deslizamientos de las placas tectónicas, colapso de cavernas ó minas, impacto de grandes objetos (meteoritos) contra la superficie, erupciones volcánicas, explosiones, deslizamientos en masa, etc, (Galván Ramírez, 2005).

El principio básico de la exploración sísmica es el de generar una señal sísmica y medir el tiempo que toma la señal para propagarse desde la fuente, recorriendo el subsuelo hasta llegar a los receptores (geófonos). La información es recopilada y almacenada en computadoras, con la cual se pueden obtener imágenes bidimensionales y tridimensionales del subsuelo y así conocer las propiedades elásticas del mismo. El tiempo que tardan en llegar las primeras ondas desde la fuente hasta los geófonos son conocidos como los primeros arribos. Esta información puede ser utilizada para determinar la geometría de las capas que se encuentran en el subsuelo y conocer las propiedades físicas de las rocas.

4.2 TEORÍA DE LA ELASTICIDAD.

4.2.1 Esfuerzo y Deformación.

El tamaño y la forma de un cuerpo sólido pueden ser modificados al aplicar una fuerza externa superior y opuesta a una fuerza interna, la cual resiste el cambio en forma y volumen del material. Al momento de cesar la aplicación de la fuerza externa, el cuerpo tiende a regresar a su forma original. En los líquidos, la fuerza externa solo produce cambio en la forma y no en volumen. Esta propiedad se define como *elasticidad*.

La *teoría de la elasticidad* relaciona las fuerzas aplicadas a la superficie externa de un cuerpo con el cambio en tamaño y forma del mismo. Dicha relación se expresa en términos de esfuerzo y deformación.

El *esfuerzo* (σ) es definido como la fuerza aplicada por unidad de área (F/A). Este esfuerzo puede ser separado en dos componentes, una componente perpendicular a la superficie (normal) y otra componente en el plano de la superficie (esfuerzo de corte). Por lo tanto, la *deformación* (ϵ) está definida como el cambio relativo en una dimensión ó forma de un cuerpo.

Cuando se aplica una fuerza externa sobre un cuerpo, al principio tiene un *comportamiento elástico*, es decir, la deformación es proporcional al esfuerzo de acuerdo a la Ley de Hooke. Este comportamiento es constante hasta que el esfuerzo aplicado alcanza un valor llamado *límite de proporcionalidad* (σ_{pr}) y únicamente aquí es cuando el cuerpo puede volver a su forma original al momento de cesar el esfuerzo aplicado. Desde el origen hasta el límite elástico se denomina *zona elástica*. Si el cuerpo sigue sometido por una fuerza externa y pasa el límite elástico, la deformación entra a la *zona plástica*, en la cual, el cuerpo ya no regresará a su forma original al momento de retirar la fuerza, quedando deformado permanentemente. Si el esfuerzo continúa de tal manera que se incrementa más allá del límite elástico, se alcanza la ruptura (Fig. 4.1).

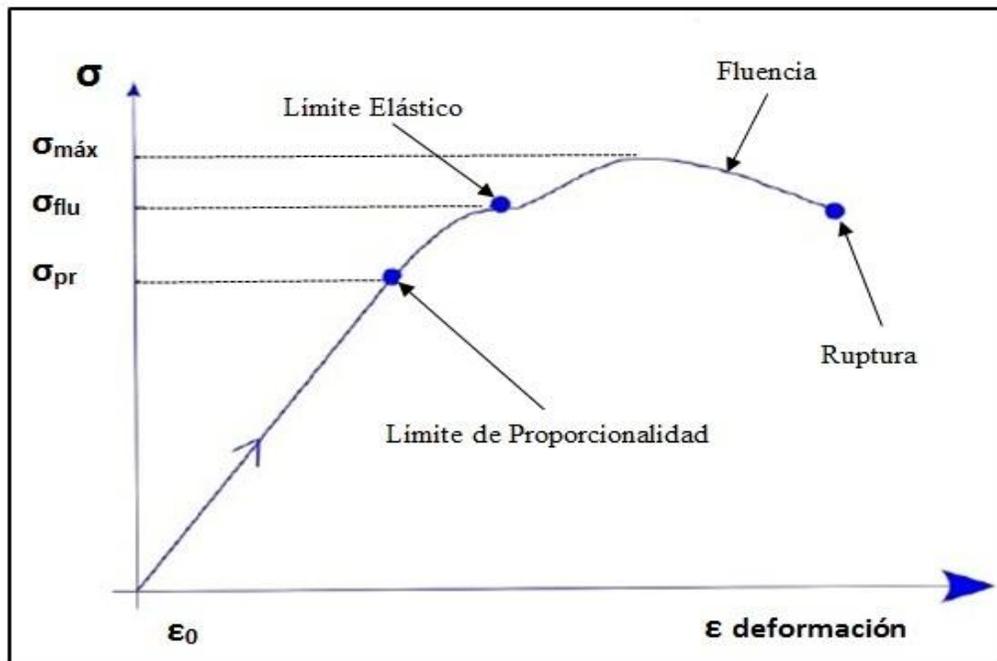


Fig. 4.1.- Relación entre el esfuerzo (σ) y la deformación (ϵ). Modificada de Gil, 2005.

Entre el límite elástico y el punto de ruptura a menudo existe una zona de fluencia donde el material se deforma fácilmente sin necesidad de incrementar el esfuerzo aplicado. Dependiendo del tipo de material, esta región de fluencia puede ó no existir. Si se desea que una muestra no se rompa es importante no superar el esfuerzo asociado al límite de fluencia.

Los módulos elásticos que relacionan los esfuerzos y las deformaciones de las rocas son:

- El Módulo de Young (E) se refiere a la resistencia que opone un cuerpo ante un esfuerzo extensional. Se calcula con la siguiente fórmula:

$$E = \frac{\sigma_{xx}}{\epsilon_{xx}} \quad (4)$$

- El Módulo Volumétrico (κ) es la medida de la respuesta de un cuerpo ante un esfuerzo de compresión. Se representa de la siguiente manera:

$$\kappa = \frac{-\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}} \quad (5)$$

- El Módulo de Rigidez (μ) se refiere a la resistencia de un cuerpo opuesta ante un esfuerzo de cizalla. Se obtiene con la siguiente relación:

$$\mu = \frac{\sigma_{xy}}{\varepsilon_{xy}} \quad (6)$$

- La Razón de Poisson (σ) corresponde a la elongación longitudinal y a la deformación transversal durante un ensayo de tracción. Varía desde 0.5 para rocas muy duras y 0.45 para sedimentos poco consolidados. Se obtiene de la siguiente fórmula:

$$\sigma = -\frac{\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{zz}} = -\frac{\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{xx}} \quad (7)$$

Donde:

σ_{xx} , es el esfuerzo normal aplicado sobre una cara de un elemento de volumen de un cuerpo.

σ_{xy} , es el esfuerzo de corte ó tangencial aplicado sobre la cara de un elemento de volumen de un cuerpo.

ε_{xx} , es la deformación normal.

ε_{xy} , es la deformación de corte.

Relación entre los módulos y las constantes de Lamé (μ y λ):

$$E = \frac{\mu (3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)} \quad (8)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (9)$$

$$\kappa = \frac{3\lambda + 2\mu}{3} \quad (10)$$

$$\lambda = \frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \quad (11)$$

4.2.2 Ondas Sísmicas.

Las ondas sísmicas son oscilaciones que viajan a través del subsuelo con una velocidad determinada a partir de una fuente sísmica, ya sea natural ó artificial. Si tomamos una muestra de algún material elástico (metal, madera, roca, etc.) por un extremo y la golpeamos en el otro extremo, sentiremos que la energía del golpe se transmite a través de la muestra y llega a nuestra mano. Tal comportamiento sucede porque cada parte de la muestra se deforma conforme avanza la onda y luego vuelve a su estado original. Al deformarse jala ó empuja a las partes vecinas, las cuales, a su vez, desplazan a sus propias partes vecinas, lo que hace que la deformación viaje a través de la muestra (Quintanilla López 2005; Ramos Zuñiga, 2007).

4.2.2.1 Tipos de ondas sísmicas.

Las ondas sísmicas son ondas elásticas que viajan a través de la Tierra. Durante su propagación las partículas de las rocas se desplazan un poco de su posición original y posteriormente vuelven a ella. Al conjunto de todas las partículas afectadas

simultáneamente por una onda se le denomina *frente de onda*, y a las líneas perpendiculares a los frentes de onda se les denomina *rayos sísmicos*.

La teoría de la elasticidad afirma que son posibles dos tipos de ondas elásticas que viajan a través de la Tierra:

a) Ondas de cuerpo:

- Las ondas *compresionales*, también conocidas como ondas primarias, longitudinales ó *P* aquellas en ser las primeras ondas en registrarse. Las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones al mismo tiempo (Fig. 4.2).

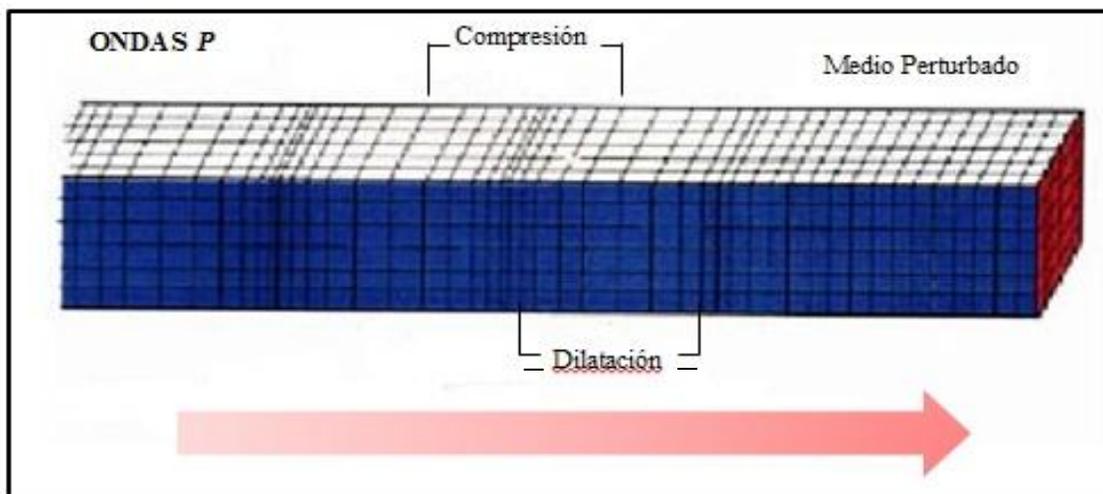


Fig. 4.2.- Deformación elástica producida por el paso de las Ondas P. Las partículas se desplazan en la dirección de propagación de la onda. Modificado de Bolt, 2003.

- Las ondas de *cizalla*, también conocidas como ondas secundarias, de corte, transversales ó *S* por ser las segundas en ser registradas. Las partículas viajan perpendicularmente a la dirección de propagación, asociadas con deformaciones de cizalla. Este tipo de ondas solo viajan en medios sólidos (Fig. 4.3). Cuando las

partículas de las ondas S viajan en un solo plano, se dice que la onda S está *polarizada*, ya sea en el plano horizontal (SH), ó vertical (SV).

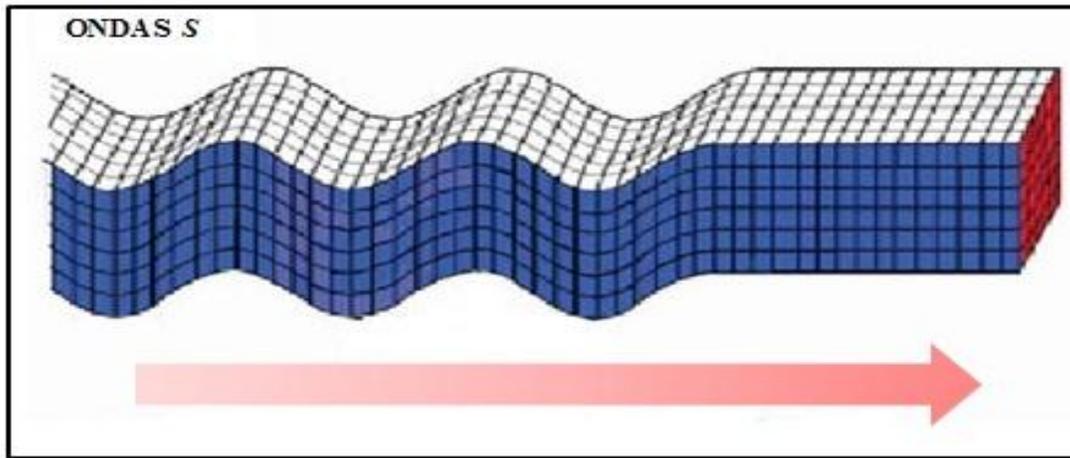


Fig. 4.3.- Deformación elástica producida por el paso de las Ondas S . Las partículas viajan perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda. Modificado de Bolt, 2003.

Las ondas P son las primeras en llegar ya que la velocidad promedio de propagación es casi doblemente mayor a la de las ondas S . Las ondas S se diferencian de las ondas P en que poseen mayor amplitud. La energía de las ondas se calcula con base a su amplitud. Por lo tanto, una onda de igual periodo pero mayor amplitud poseerá una mayor cantidad de energía. Así, las ondas S son las que transportan la mayor cantidad de la energía de un sismo, significando que la mayoría de los daños producidos a estructuras civiles será debido a las ondas S (Ramos Zuñiga, 2007).

b) Ondas superficiales:

Las ondas superficiales se propagan por la superficie del terreno, siendo su amplitud máxima en la superficie y mínima a grandes profundidades. Pueden ser de dos tipos:

- Las ondas *Rayleigh* viajan a lo largo de la superficie del terreno con amplitudes que decrecen con la profundidad, el movimiento de las partículas es elíptico retrogrado

en el plano vertical con respecto a la superficie y, como existe deformación de corte, este tipos de ondas solo pueden viajar a través de medios sólidos (Fig. 4.4)

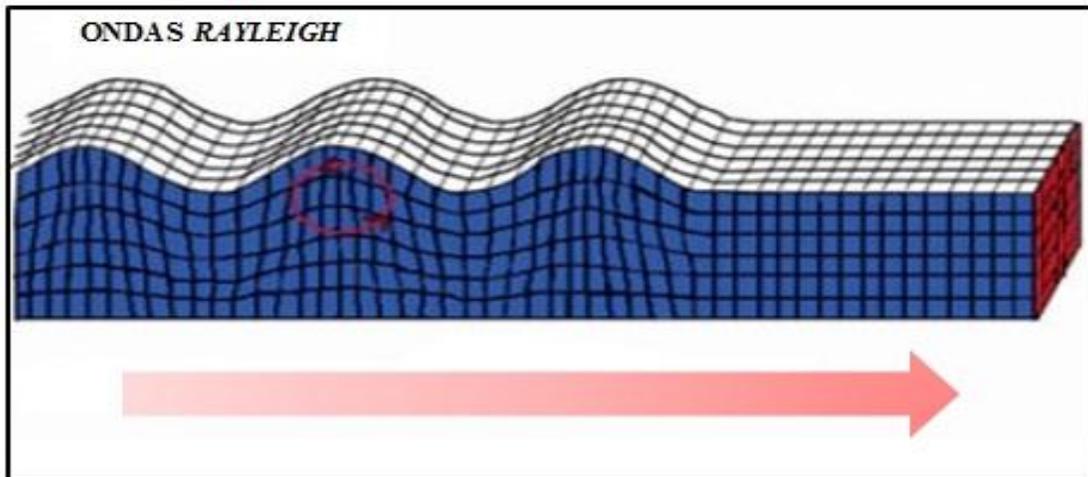


Fig. 4.4.- Deformación elástica producida por el paso de las Ondas Rayleigh. El movimiento de las partículas es elíptico retrogrado en el plano vertical con respecto a la superficie. Modificado de Bolt, 2003.

- Las ondas *Love* ocurren cuando un medio de baja velocidad sobreyace a otro medio con mayor velocidad; el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación, pero paralelo a la superficie, por lo cual se les considera ondas de corte polarizadas (Fig. 4.5).

Las ondas superficiales viajan a velocidades más pequeñas en comparación con las ondas *P* y *S*, teniendo una velocidad de 0.925 para un sólido de Poisson. Al igual que las ondas *S*, tienen mayores amplitudes que las ondas *P*, pero con periodos más largos (Ramos Zuñiga, 2007).

Las ondas *P* se propagan a través de la tierra, siendo las primeras en llegar y registrarse, causando vibraciones en las estructuras del área. Posteriormente, llegan las ondas *S*, provocando oscilaciones laterales en las estructuras civiles. Este tipo de ondas son las causantes de la mayor cantidad de daños a los edificios, debido a que los mismos son diseñados para resistir y disipar mejor los esfuerzos verticales, principalmente el peso del

concreto y acero, pero que no contrarrestan de manera adecuada los esfuerzos horizontales producidos por las ondas *S*.

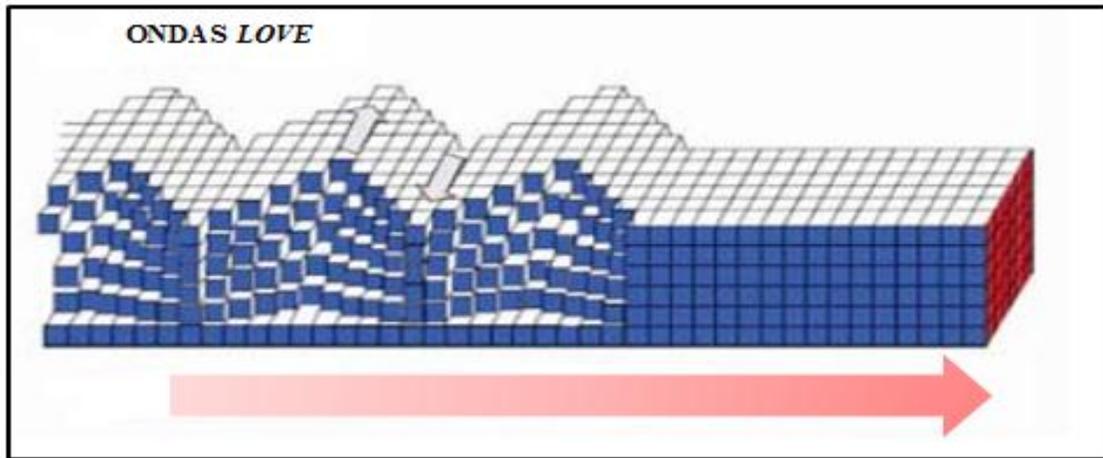


Fig. 4.5.- Deformación elástica producida por el paso de las Ondas Love. Las partículas se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación de las ondas, pero paralelo a la superficie. Modificado de Bolt, 2003.

Las ondas *P* y *S* generan vibraciones de frecuencias altas, lo que constituye sacudidas rápidas, mientras que las ondas *Rayleigh* y *Love*, generan vibraciones de baja frecuencia. La combinación de efectos de ambos tipos de ondas (de cuerpo y superficie) hacen que el suelo, y consecuentemente, las estructuras asentadas sobre estos materiales, vibren y oscilen de manera compleja (Ramos Zuñiga, 2007).

4.2.3 Velocidades de las Ondas Sísmicas.

Las velocidades mediante las cuales se propagan las ondas sísmicas a través de un medio elástico son regidas por los módulos elásticos y las densidades (ρ) de los materiales geológicos presentes en el subsuelo. Otros factores como la edad, profundidad, porosidad, temperatura y salinidad, etc., también tienen influencia sobre las velocidades de ondas sísmicas (Ramos Zuñiga, 2007). Por lo tanto, las rocas más compactas presentarán velocidades mayores, menor atenuación y menor amplitud.

Las velocidades de las ondas P y S pueden ser expresadas como:

$$\text{La velocidad de las ondas } P \text{ es: } V_p = \sqrt{\frac{k + 4\mu/3}{\rho}} \quad (12)$$

$$\text{La velocidad de la onda } S \text{ es: } V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (13)$$

Donde, para ambas ecuaciones (12) y (13):

ρ : es la densidad del medio.

μ : Módulo de Rigidez, el cual, describe la dificultad que se requiere para deformar un cubo de un material uniforme bajo fuerzas de cizalla.

k : Módulo Volumétrico ó Incompresibilidad del medio.

Este módulo volumétrico describe la relación del cambio de volumen que el cubo ha experimentado debido a la presión ejercida. Si k es demasiado grande entonces el material es muy compacto, en tanto que si k es muy pequeño, entonces una presión pequeña puede comprimir el material en gran medida.

La relación V_p/V_s es definida en términos de la Razón de Poisson (σ):

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}} \quad (14)$$

4.3 FUNDAMENTOS FÍSICOS.

La sismología se basa en diferentes fundamentos físicos para explicar el comportamiento de las ondas en el subsuelo:

1.- Principio de Huygens:

Propuesto originalmente por el matemático, físico y astrónomo holandés Christian Huygens como parte del desarrollo de la Teoría Ondulatoria de la Luz. Este principio supone que cada punto del frente de ondas primario da origen a una fuente de ondas secundarias que producen ondas esféricas que tienen la misma frecuencia y se propagan en todas las direcciones con la misma velocidad que la onda primaria en cada uno de dichos puntos. El nuevo frente de ondas, en un instante dado, será la envolvente de todas las ondas secundarias (Fig. 4.6).

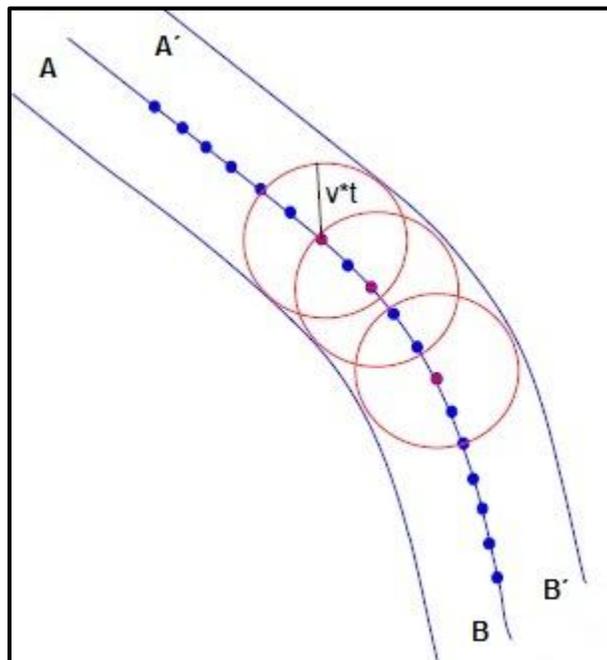


Fig. 4.6.- Propagación de un frente de onda explicado por el Principio de Huygens.

Suponiendo que se conoce la forma del frente de ondas inicial AB . Sobre el frente se sitúan varias fuentes de ondas secundarias señaladas por puntos de color rojo y azul. Sea v

la velocidad de propagación en el punto donde está situada la fuente secundaria de ondas, para determinar la forma del frente de ondas $A'B'$ en el instante t , se traza una circunferencia de radio $v \cdot t$ centrada en cada una de las fuentes (en color rojo). La envolvente de todas las circunferencias es el nuevo frente de ondas en el instante t .

2.- Principio de Fermat:

Propuesto por el matemático francés Pierre de Fermat a partir del desarrollo de “el principio de menos tiempo”. El principio enuncia lo siguiente: *“El camino que, entre todos los posibles, sigue un rayo de luz para ir de un punto a otro, es aquel en que la luz emplea un tiempo mínimo”*.

A partir de este principio se pueden derivar la Ley de Snell para la explicación de los fenómenos de Reflexión y Refracción.

3.- Ley de Snell:

Cuando una onda en movimiento se encuentra con un cambio abrupto entre las propiedades elásticas de las rocas, así como cuando dicha onda llega a una superficie que separa una capa de otra, una parte de la energía es reflejada situándose en la misma capa, mientras que la otra parte de la energía se refracta por otro medio, con un cierto cambio en la dirección de propagación (Telford *et al.*, 1990). Esta ley es útil para definir las trayectorias de rayos y tiempos de arribo.

- **Ley de Reflexión:** La reflexión es el fenómeno físico que explica la incidencia de las ondas contra un material y su curso posterior cuando el material sobre el cual incide no absorbe la onda. La ley de reflexión asegura que el ángulo de incidencia y el de reflexión es el mismo.

Por ejemplo, un rayo emitido por una fuente S se refleja en un punto A y llega a un punto P , formando así la línea SAP . Para la línea SAP , el ángulo de incidencia θ_i , formado por el rayo incidente con la normal (n) a la superficie reflectante, es igual al ángulo de reflexión θ_r , formado por el rayo reflejado con dicha normal (Fig. 4.7).

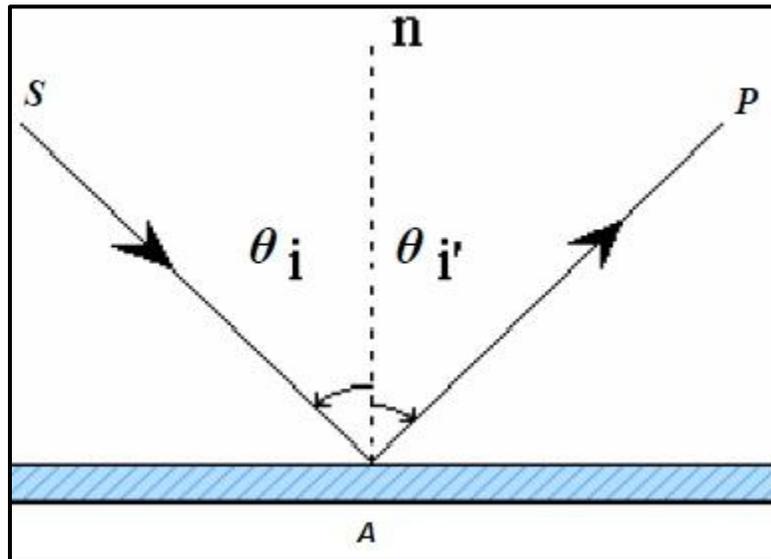


Fig. 4.7.- Ley de Reflexión. Ramos Zuñiga, 2007.

- **Ley de Refracción:** La refracción es el fenómeno físico que explica la incidencia de las ondas contra un material y su curso posterior cuando el material sobre el cual incide absorbe la onda.

El comportamiento de los rayos en la refracción se presenta en la Fig. 4.8. La ley de refracción asegura que el ángulo de incidencia y el de refracción se encuentran relacionados de la siguiente manera:

$$\frac{\text{Sen } \theta_1}{V_1} = \frac{\text{Sen } \theta_2}{V_2} \quad (15)$$

Donde:

V_1 es la velocidad del primer estrato

V_2 es la velocidad del segundo estrato

θ_1 es el ángulo de incidencia

θ_2 es el ángulo de refracción

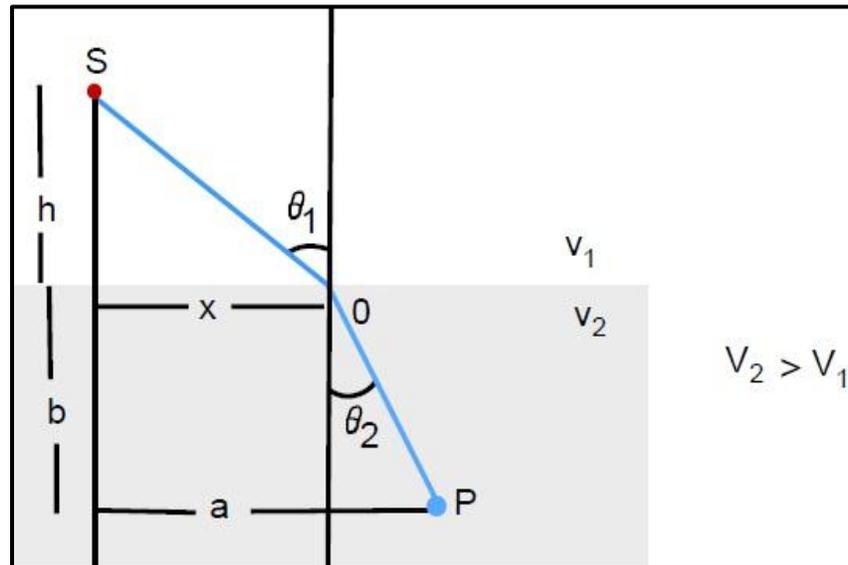


Fig. 4.8.- Ley de Refracción. Ramos Zuñiga, 2007.

4.4 INTENSIDADES Y MAGNITUDES DE LOS TERREMOTOS.

Existen distintas maneras de medir distintos aspectos y efectos de un terremoto. La primera es la intensidad, determinada por el daño producido a las estructuras y en las reacciones de la población. La otra es la magnitud, que mide la energía liberada por el terremoto.

4.4.1 Intensidad de terremotos.

La *intensidad* de un terremoto es representada por los efectos sobre la superficie de la tierra. La escala de intensidades se basa en la sensación de respuesta de la gente, es decir, si fue perceptible el movimiento del subsuelo ó no, el movimiento del mobiliario dentro de

las construcciones y el daño parcial ó total en las estructuras civiles. Este parámetro de intensidad es fácil de determinar en zonas densamente pobladas por la cantidad apreciable de daños producidos.

En la actualidad, la escala de intensidades más utilizada es la escala de intensidades de Mercalli Modificada (MMI, por sus siglas en inglés), creada por el sismólogo italiano Giuseppe Mercalli y posteriormente modificada en 1931 por los sismólogos norteamericanos Harry Wood y Frank Neumann (Wood & Neumann, 1931).

La escala MMI es una escala cualitativa de intensidades que describe la percepción subjetiva de personas y el daño observado en un sitio específico. Tiene un rango de 12 grados expresados en números romanos desde el movimiento apenas sentido ó Grado I al movimiento que ocasiona destrucción total ó Grado XII (Tabla 4.1).

Tabla 4.1. Escala de Mercalli Modificada. g = aceleración debido a la gravedad, 980 m/s^2 . Bolt, 2003; Keller & Blodgett, 2004; Galván Ramírez, 2005; Quintanilla López, 2008.

Grado	Descripción
I Muy débil	Imperceptible para la mayor parte de la gente. Registro en sismógrafos.
II Débil	Sentido por algunas personas que se encuentran en reposo en los pisos superiores de los edificios. Los objetos que cuelgan suelen oscilar.
III Leve	Perceptible para algunas personas dentro de los edificios, especialmente en pisos altos. Muchos no lo reconocen como terremoto. Los autos detenidos se mueven ligeramente. Semejante al paso de un camión pequeño. Posible determinar su duración. .

- IV Moderado** Sentido por la mayoría de las personas dentro de los edificios pero por pocas en el exterior durante el día. En las noches, las personas pueden despertarse. Perturbaciones en cerámica, puertas y ventanas. Los autos detenidos se mueven con más energía. Sensación semejante al paso de un camión grande. Aceleración entre 0.015g y 0.02g.
- V Poco Fuerte** La mayoría de los objetos se caen. Caminar se vuelve dificultoso. Las ventanas hacen ruido. Aceleración entre 0.03g y 0.04g.
- VI Fuerte** Perceptible para todas las personas. Las personas corren al exterior, paso insostenible. Ventanas, platos y cristalería dañados. Los objetos caen de sus lugares. Se agrieta el yeso débil y las construcciones tipo D. Los árboles se sacuden visiblemente. Aceleración entre 0.06g y 0.07g.
- VII Muy Fuerte** Mantenerse erguido se vuelve difícil. Muebles dañados. Los objetos colgantes vibran. Daños insignificantes en estructuras de buen diseño y construcción. Daños leves a moderados en estructuras ordinarias bien construidas. Daños a construcciones tipo D, incluyendo grietas. Las chimeneas se parten al nivel del techo. Se abren grietas en construcciones tipo C. Mampostería dañada. Perceptible por personas en automóviles en movimiento. Canales de riego dañados. Aceleración entre 0.10g y 0.15g.
- VIII Destructivo** Daños insignificantes en construcciones tipo A. Deterioros en construcciones tipo B. Daños a las construcciones tipo C con colapso parcial. Se rompen las ramas de los árboles. Muebles completamente desplazados de su lugar. Se presenta dificultad para conducir automóviles. Grietas en terrenos húmedos y en pendientes elevadas. Aceleración entre 0.25g y 0.30g.

IX Ruinoso	Pánico generalizado. Daños considerables en estructuras tipos A y B. Quedan destruidas las construcciones tipo C. Edificios desplazados fuera de su base. Se rompen las tuberías subterráneas. En depósitos aluviales se abren cráteres de arena. Aceleración entre 0.50g y 0.55g.
X Desastroso	Construcciones de madera bien construidas son destruidas. La mayoría de las estructuras de mampostería y el marco destruido en sus bases. Daños serios en presas, diques y terraplenes. Desprendimientos de tierra. Rieles de ferrocarril levemente doblados. Aceleración mayor a 0.60g.
XI Muy Desastroso	Pocas estructuras de mampostería se permanecen en pie. Puentes destruidos. Rieles curvados en gran medida. Tuberías subterráneas completamente fuera de servicio.
XII Catastrófico	Destrucción total con pocos sobrevivientes. Los objetos saltan al aire. Se ven ondas en la superficie. Grandes masas de roca son arrojadas al aire.

Donde (Quintanilla López, 2008):

- Construcciones tipo A: Trabajo, concreto y diseño buenos; reforzadas lateralmente y amarradas usando acero, concreto, etc. Diseñadas para resistir fuerzas laterales.
- Construcciones tipo B: Trabajo y concreto bueno; reforzadas, pero no diseñadas para resistir fuerzas laterales.
- Construcciones tipo C: Trabajo y concreto ordinarios. Falta de amarres en las esquinas. No reforzadas ni diseñadas contra fuerzas horizontales.
- Construcciones tipo D: Materiales débiles como adobe; concreto pobre; baja calidad de mano de obra. Débiles horizontalmente.

En base a la información de las intensidades obtenidas en distintos lugares afectados por un terremoto, los sismólogos pueden trazar mapas con curvas de intensidad, como se hace con las curvas de nivel en topografía, uniendo los puntos en los cuales la intensidad es la misma ó isosistas. Por lo general, se puede aproximar la localización del epicentro del terremoto en las cercanías de las zonas donde se tengan las mayores intensidades, sin embargo, no siempre se cumple esto debido a los efectos locales del suelo.

La intensidad depende entonces de cuatro parámetros:

- La magnitud del terremoto.
- La distancia de la falla donde se produjo el terremoto.
- La forma como las ondas llegan al sitio donde se registra.
- Las características geológicas de los materiales presentes en el sitio donde se registra la intensidad.

4.4.2 Magnitud de terremotos.

En cambio, la *magnitud*, mide la cantidad de energía liberada por el terremoto en su fuente. A menudo se reportan distintas magnitudes para un mismo evento, con pocas variaciones entre las mismas. Esto se explica por la complejidad de las medidas sismográficas y como éstas se relacionan con el cálculo de la magnitud. Diferentes métodos rendirán diferentes magnitudes para el mismo terremoto (Galván Ramírez, 2005).

La magnitud de un terremoto se obtiene calculando el logaritmo de la amplitud de las ondas registradas en un sismograma a un periodo específico, esto debido a que la fuerza de los terremotos varía, es decir, los grandes terremotos producen registros con amplitudes miles de veces superiores a los terremotos débiles. Esta idea fue primeramente implementada para uso local en el sur de California por el sismólogo Charles Richter en la década de 1930.

La magnitud de Richter se determina midiendo la amplitud de la mayor onda registrada en el sismograma. En esta escala logarítmica, un aumento de diez veces en la

amplitud de onda corresponde a un aumento de 1 en la escala de la magnitud y 32 veces la liberación de la energía en el grado anterior (Tabla 4.2). Una desventaja de la magnitud de Richter es que se satura al no diferenciar adecuadamente los terremotos que tienen magnitudes altas, ya que estos terremotos tienen amplitudes de onda casi iguales. Por consiguiente, se han desarrollado otras escalas para establecer la magnitud de un terremoto.

Entre las magnitudes más usadas actualmente se encuentra la magnitud de momento (M_w). La magnitud de momento se determina a partir de una estimación del área que rompe a lo largo de un plano de falla durante un terremoto, la cantidad de movimiento ó desplazamiento en la falla y la resistencia de cizalla de la roca fallada, una medida de cuanta energía elástica puede almacenar una roca antes de romperse súbitamente y liberar esa energía en forma de vibraciones (Tarbuck & Lutgens, 2005).

La magnitud M_w se puede obtener fácilmente de la siguiente relación propuesta por Hanks & Kanamori en 1979 (USGS, 2003):

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (16)$$

Donde:

M_w = Magnitud de momento

M_0 = Momento sísmico

El momento sísmico M_0 esta expresado por:

$$M_0 = \mu \cdot \Delta\mu \cdot A \quad (17)$$

Donde:

μ = coeficiente de rigidez ó cizallamiento del medio.

$\Delta\mu$ = desplazamiento entre los dos planos de la falla

A = área total del rompimiento

Sin embargo, no siempre es factible obtener estos parámetros en campo, debido a que las fallas, en la mayoría de los casos se encuentran localizadas a grandes profundidades. Otra técnica de calcular la magnitud de momento sísmico es mediante el análisis de las ondas sísmicas de periodos muy largos. Los valores obtenidos son calibrados para que los terremotos de tamaño pequeño a medio tengan magnitudes del momento más ó menos equivalentes a las magnitudes de Richter. Sin embargo, las magnitudes de momento son mejores para describir los terremotos grandes. Por ejemplo, en la escala M_w , el terremoto de San Francisco, E.U.A (1906), que tuvo una magnitud de Richter de 8.3, se degradaría a 7.9. El terremoto más fuerte registrado es el terremoto que ocurrió en Chile en 1960, con un magnitud $M_w=9.5$ (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Tabla 4.2.- Relación entre magnitud, número de eventos y energía liberada de los terremotos. Keller & Blodgett, 2004; Tarbuck & Lutgens,2005; Galván Ramírez, 2005.

Magnitud	Descripción	Eventos por año	Energía liberada Millones de ergios
2 – 2.9	Poco importante	1,300,000	630,000,000
3 – 3.9	Menor	130,000	20,000,000,000
4 – 4.9	Leve	13,000	630,000,000,000
5 – 5.9	Moderado	1,319	20,000,000,000,000
6 – 6.9	Fuerte	134	630,000,000,000,000
7 – 7.9	Grave	17	20,000,000,000,000,000
8 - 10	Muy Grave	1,4	630,000,000,000,000,000 - 630,000,000,000,000,000,000

La magnitud M_w ha sido ampliamente aceptada entre los sismólogos e ingenieros alrededor del mundo por las siguientes razones (Tarbuck & Lutgens, 2005):

- Es la única escala de magnitud que realiza una estimación adecuada del tamaño de los terremotos grandes.

- Es una medida que puede derivarse matemáticamente a partir del tamaño de la superficie de ruptura y la cantidad de desplazamiento, reflejando mejor el total de energía liberada durante un terremoto.
- Se puede verificar mediante dos métodos independientes: los estudios de campo basados en mediciones del desplazamiento de la falla y los métodos sismográficos que utilizan ondas de periodo largo.

4.5 FUENTES DE ENERGÍA SÍSMICA.

El primero en utilizar la energía artificial fue Robert Mallet en 1846, John Milne introdujo la caída de peso como fuente de energía en 1885. Sus ideas fueron mejoradas por August Schmidt en 1888 utilizando las gráficas Tiempo-Distancia para determinar las velocidades sísmicas. En 1899, Knott explicó la propagación, refracción y reflexión de ondas sísmicas en límites discontinuos (Ramos Zuñiga, 2007).

Existen diferentes tipos de fuentes que originan los terremotos. Fuentes naturales como erupciones volcánicas, tectónica de placas, colapso de cavernas, deslizamientos en masa etc., y por otro lado, fuentes artificiales ó antropogénicas como las explosiones controladas de dinamita hasta metodologías simples como el golpeteo de una placa con un mazo, constituyen una amplia gama de variables que han sido utilizadas en la exploración sísmica.

Sin embargo, la selección del tipo de fuente para un estudio en particular debe ser detalladamente determinada. Para esto, se debe de tomar en cuenta algunas características para elegir la fuente sísmica ideal (Quintanilla López, 2005):

- Debe transmitir la suficiente energía para asegurar las reflexiones y refracciones de los contactos geológicos entre las diferentes unidades litológicas ó sedimentos.
- Debe tener una amplitud suficiente para poder ser interpretada.
- La frecuencia y la forma de la onda.

4.5.1 Tipos de fuente.

Generalmente, en los estudios terrestres la mayoría de las fuentes pertenecen a alguna de estas tres categorías: *De impacto*, *Explosivos* y/o *Vibradores*. Las fuentes de impacto y explosivos son usadas con mayor frecuencia en exploración somera y, los vibradores ó vibrosismos, en la exploración profunda de hidrocarburos.

En las *fuentes de impacto*, el golpeo de un martillo de 5.4 ó 7.3 kg sobre una placa de metal es la herramienta más común, simple y económica para transmitir la energía eficazmente sobre el subsuelo, que en condiciones óptimas, puede alcanzar una interfase hasta una profundidad aproximada de 50 metros. Principalmente es utilizada para investigaciones superficiales (Quintanilla López, 2005; Cavazos Tovar, 2007; Ramos Zuñiga, 2007). Otra de las ventajas de esta técnica es que no daña el medio ambiente.

Los explosivos, constituidos de Nitrato de Amonio, son usados tanto en la exploración somera como profunda. Requieren de perforaciones de algunos metros de profundidad, dependiendo del objetivo a alcanzar. La energía liberada claramente es superior a la producida por el martillo, pero a diferencia de éste, causa un daño considerable en el ecosistema y las pruebas tienen altos costos

Los vibradores son utilizados principalmente para exploración profunda, con un alcance de cientos de metros a decenas de kilómetros. Este tipo de fuentes requieren grandes inversiones en equipos de *hardware* y *software* para el procesado.

En los trabajos realizados en aguas marinas, los martillos carecen de efectividad por lo que la necesidad de utilizar otras fuentes se vuelve esencial. El tipo de fuente más común son las pistolas de aire. Este método crea una onda de choque en burbujas de aire en el agua que es similar a una creada por un explosivo pero controlada y menor riesgo. Las ondas de choque viajan rápidamente creando una compresión en las moléculas de agua viajando a través de los sedimentos y rocas por debajo de la columna de agua. Debido a la necesidad de una fuente acústica de alto nivel, estos estudios tienen un impacto negativo en la fauna marina (Cavazos Tovar, 2007).

Como es de esperarse, las diferencias en el uso de cierto tipo de fuente radica en el contraste de energías ó amplitudes generadas por cada una (Fig. 4.9).

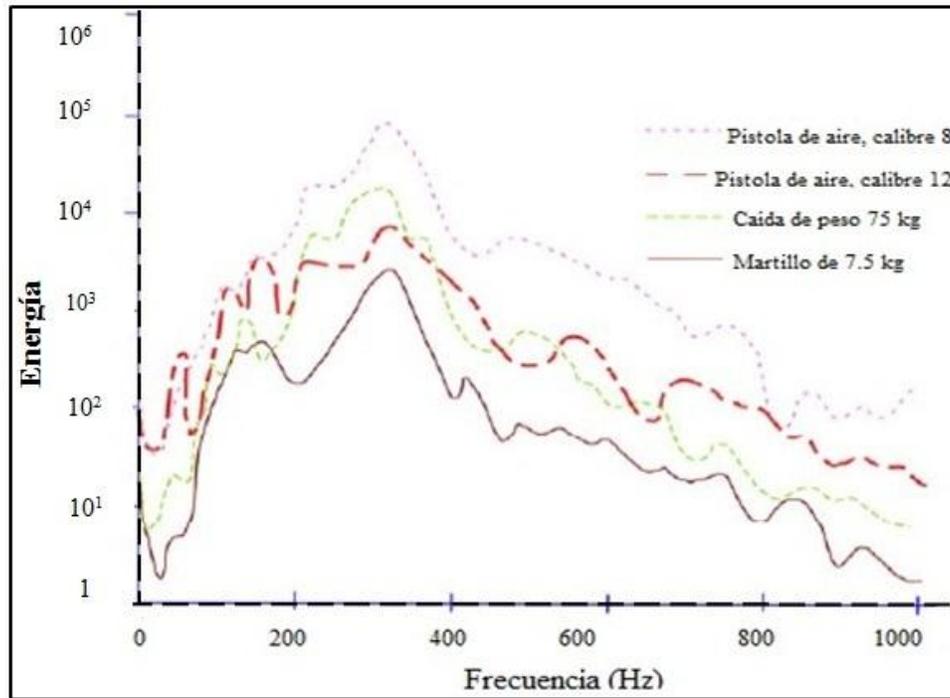


Fig. 4.9.- Rangos de frecuencia y energía para diferentes tipos de fuentes. Burger, 1992.

4.5.2 Adquisición y Almacenamiento de Datos.

Los aparatos que componen el equipo para guardar y procesar los datos son (Ramos Zuñiga, 2007) (Fig. 4.10):

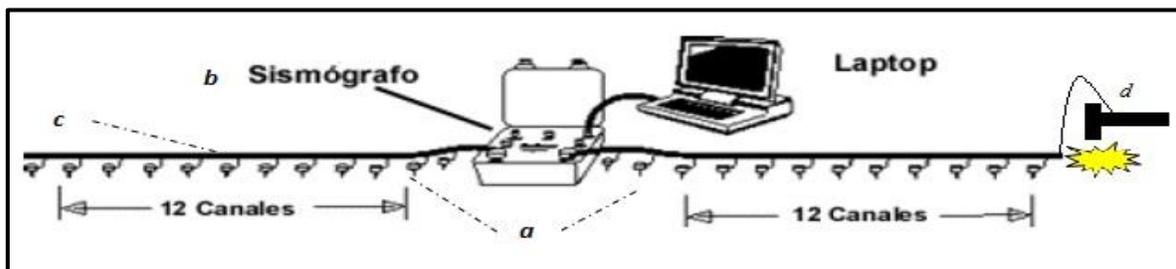


Fig. 4.10.- Adquisición y almacenamiento de datos. Ramos Zuñiga, 2007.

a) Geófonos

Bobinas cilíndricas suspendidas por un resorte en un campo magnético, por un imán permanente, el cual se encuentra sujeto a la caja del geófono. El movimiento del terreno es observado en diferentes puntos a lo largo del tendido de refracción sísmica. Por lo general se usan tendidos de 12, 24 ó 48 geófonos. Convierten la energía sísmica en voltaje eléctrico.

b) Sismógrafo

Corresponde a la unidad capaz de adquirir, digitalizar y procesar los datos. Cuenta con puertos especializados para recibir la señal proveniente de cada geófono. Las señales son filtradas y digitalizadas de acuerdo con las opciones definidas por el usuario. El resultado es almacenado en una computadora portátil.

c) Cables sísmicos

Comúnmente se utilizan dos cables para conectar en cada uno la cantidad equivalente a la mitad de los geófonos. Los cables llevan la señal desde cada geófono hasta la unidad de adquisición, cada uno de estos se llama canal.

d) Disparador (trigger)

Cable que es conectado apropiadamente a la fuente sísmica y graba el registro, de tal manera que al momento de golpear el subsuelo/la placa metálica ó hacer detonar una carga explosiva comienza a llevar la información desde la fuente hasta el sismógrafo.

**CAPÍTULO V:
METODOLOGÍA****5.1 INTRODUCCIÓN.**

Se aplica las herramientas, conocimientos y fundamentos principales de dos metodologías ampliamente utilizadas en las Geociencias: Ensayos de Penetración Estándar (Ingeniería Geológica) y Refracción Sísmica (Geofísica). Se tiene que resaltar que en este trabajo no se desarrollaron las perforaciones y ensayos geotécnicos necesarios para recabar la información geológica y geotécnica que resulta de los Ensayos de Penetración Estándar, es decir, se hizo uso de información disponible de perforaciones desarrolladas previas a la construcción de la Línea 2 del Metro en la ciudad de Monterrey (Alva Niño, 1995). De otra manera, gran parte de los datos de velocidades de ondas de cizalla (V_s) fueron recopilados a partir de perfiles de refracción sísmica desarrollados en el AMM por Cavazos Tovar en el 2007.

5.2 REFRACCIÓN SÍSMICA.

El método de refracción sísmica consiste en la generación de ondas sísmicas en superficie y la medición del tiempo requerido para que las mismas viajen por el subsuelo y posteriormente, después de ser reflejadas y refractadas, sean captadas por una serie de geófonos dispuestos generalmente a lo largo de un perfil que se encuentra dispuesto en líneas rectas alejados de la fuente (Fig. 5.1). Los geófonos se encuentran conectados a un sismógrafo mediante un cable. Conociendo los tiempos de viaje las velocidades de onda, se construyen las trayectorias de las ondas sísmicas, permitiendo calcular la distribución de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, los cuales pueden ser correlacionados con los materiales presentes en el subsuelo.

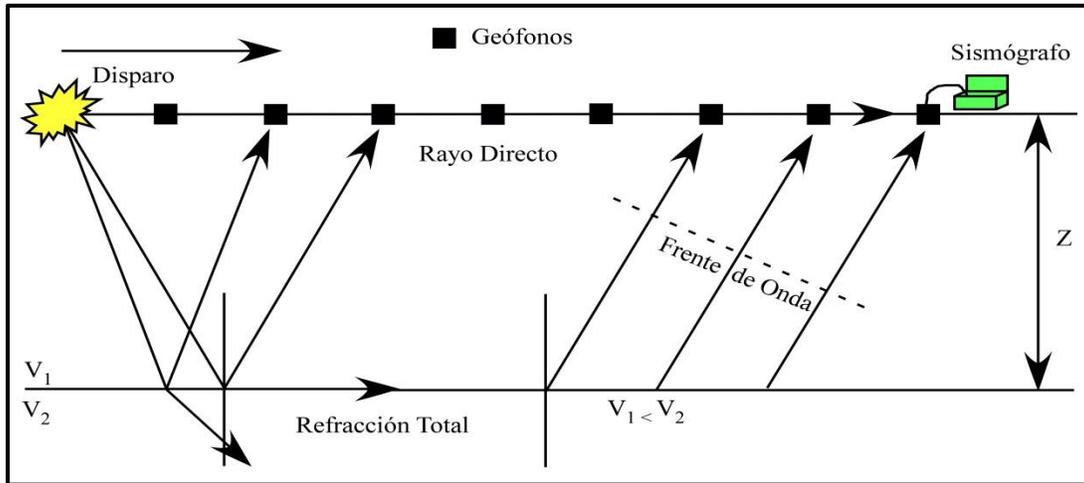


Fig. 5.1.- Método de Refracción Sísmica.

En el caso de prospecciones profundas se utilizan explosivos, transmitiendo la mayor parte de la energía en forma de ondas compresivas. En tanto que, en las prospecciones someras, existe la posibilidad de “orientar” la onda emitida mediante herramientas manuales. De este modo, en una dirección determinada se pueden propagar ondas de compresión ó de corte (Fig. 5.2).

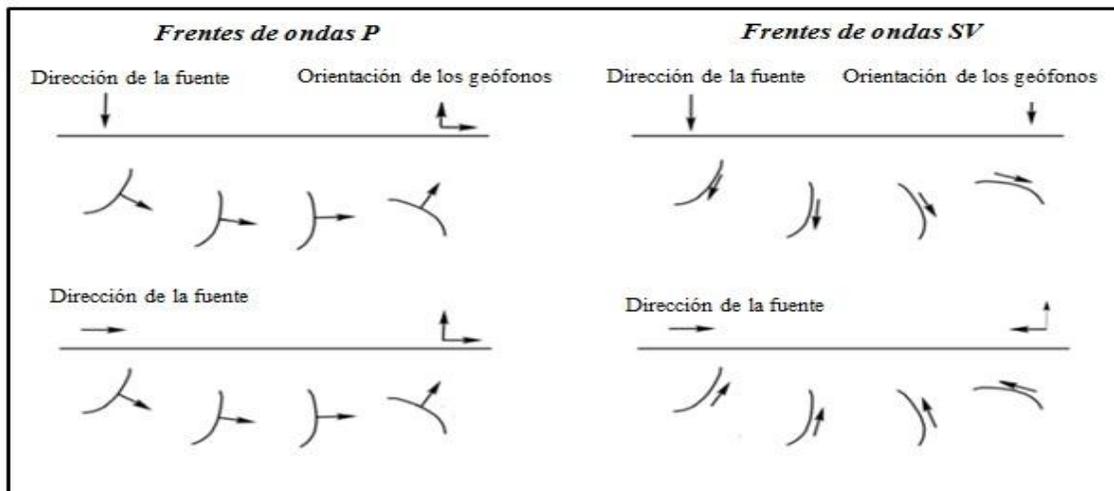


Fig. 5.2.- Orientación de los geófonos en la superficie del suelo, a partir de la dirección del golpe aplicado por el marro (vertical u horizontal). Además se ilustra la dirección del movimiento en la superficie del terreno debido a la propagación de las ondas P y SV. Ramos Zuñiga, 2007.

El método de refracción sísmica forma parte de los métodos de exploración geofísica y estudia la propagación en el terreno de las ondas producidas de manera artificial, permitiendo así establecer la configuración geológica del subsuelo. Los métodos sísmicos a su vez se enmarcan dentro de los métodos indirectos de investigación, los cuales son desarrollados sin alterar el terreno donde se lleve a cabo el estudio.

Además de proporcionar información sobre la naturaleza del subsuelo, el método de sísmica de refracción permite estimar los módulos de elasticidad, todo esto, a partir de fórmulas dinámicas en función de la velocidad de propagación y del coeficiente de Poisson de las estructuras investigadas, el grado de fracturación, etc. Otra ventaja, es que permite determinar el nivel freático, ya que dicho nivel constituye un refractor muy característico con velocidad de propagación de 1500 m/s, siendo la velocidad de propagación del sonido en el agua (Quintanilla López, 2005).

5.2.1 Descripción del método.

El método de refracción sísmica tiene sus bases en que según la naturaleza del terreno, varía la transmisión y consecuente velocidad de propagación de las ondas elásticas. Además, los contactos litológicos que marcan cambios en el tipo de material como en las propiedades elásticas, definen superficies de separación donde experimentan fenómenos de refracción y reflexión. Esto permite determinar modelos que determinan la configuración geométrica del subsuelo. El análisis de la refracción sísmica parte de la suposición de que las capas presentes son homogéneas y planas, ó con muy poca inclinación, de aquí se derivan las ecuaciones básicas para el análisis de los datos.

Suponiendo que existe un punto de tiro, con una distancia igual entre los geófonos, el frente de onda generado es registrado por cada uno de los geófonos grabando un desplazamiento de esta onda (Fig. 5.3). El tiempo de viaje de tal perturbación será determinado a partir del sismograma. Los tiempos de arribo son obtenidos a partir del tiempo en que tarda en llegar el frente de onda cada geófono.

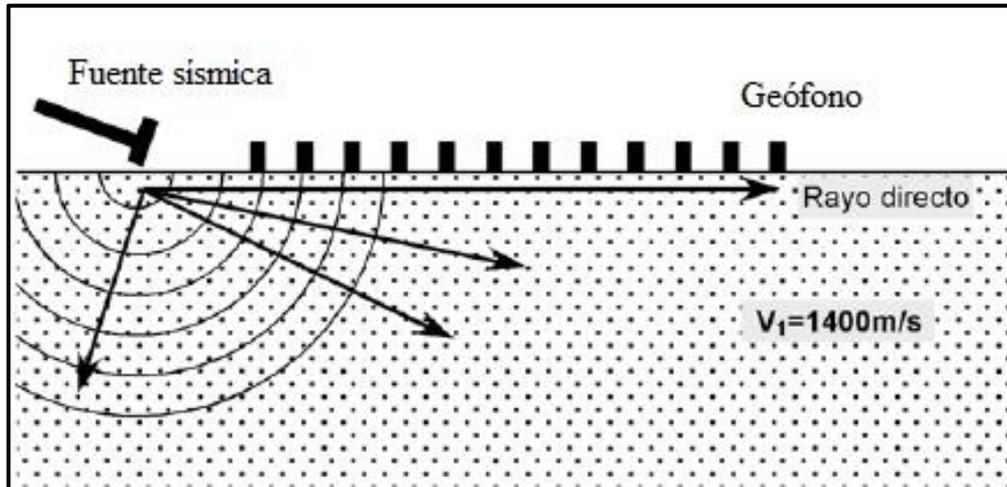


Fig. 5.3.- Distribución de los rayos en un medio homogéneo. Modificado de Burger, 1992.

Así se puede construir una gráfica de tiempo-distancia ilustrando los tiempos de arribo de la onda en cada receptor para un medio homogéneo, semi-infinito e isotrópico (Fig. 5.4) (Quintanilla López, 2005; Cavazos Tovar, 2007).

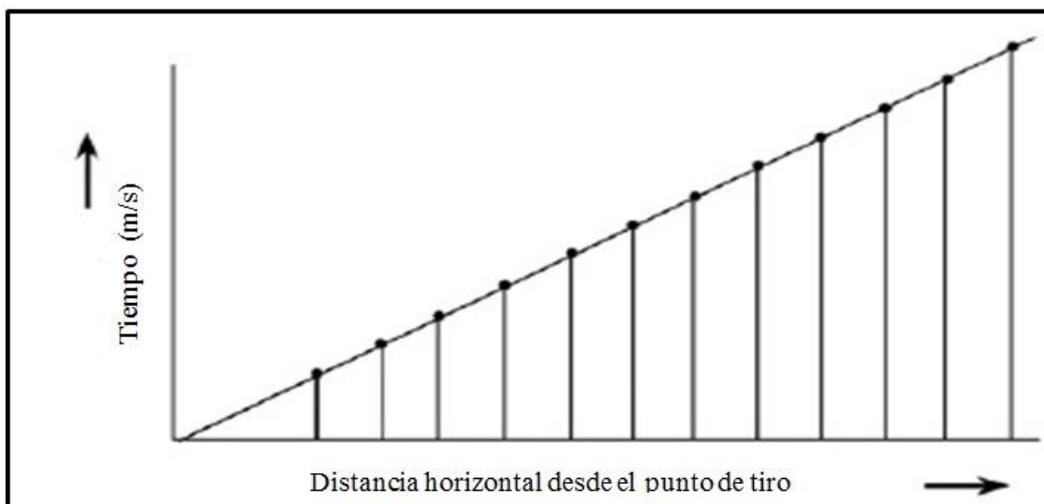


Fig. 5.4.- Gráfica tiempo-distancia. Modificado de Burger, 1992.

Con esto, se puede calcular el tiempo de arribo de la onda a cada geófono mediante la siguiente fórmula:

$$Tiempo (t) = \frac{Distancia (x)}{Velocidad (V_1)} \quad (18)$$

Si ha dicha ecuación le aplicamos la primera derivada con respecto a x , obtenemos la pendiente:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_1} \quad (19)$$

y

$$Pendiente = \frac{1}{V_1} \quad (20)$$

El inverso de la pendiente nos dará la velocidad del medio.

$$V_1 = \frac{1}{Pendiente} \quad (21)$$

5.2.2 Interfases Simples.

Es raro encontrar en la naturaleza secuencias completamente homogéneas, por lo general presentan heterogeneidades verticales, lo que provoca variaciones en la geometría de los rayos reflejados y refractados.

Se presenta un caso en un medio de dos capas (Fig. 5.5). Una fuente E genera ondas de compresión que viajan a través de un medio con velocidad V_1 y posteriormente se encuentran con una interfase con distintas velocidades V_1 y V_2 , el rayo golpea esta interfase con un ángulo crítico θ_{ic} , y es refractado paralelo a la interfase y viaja en la segunda capa con una velocidad V_2 , donde $V_2 > V_1$, un frente de onda es generado como energía y regresa a la superficie y detectado por el receptor G .

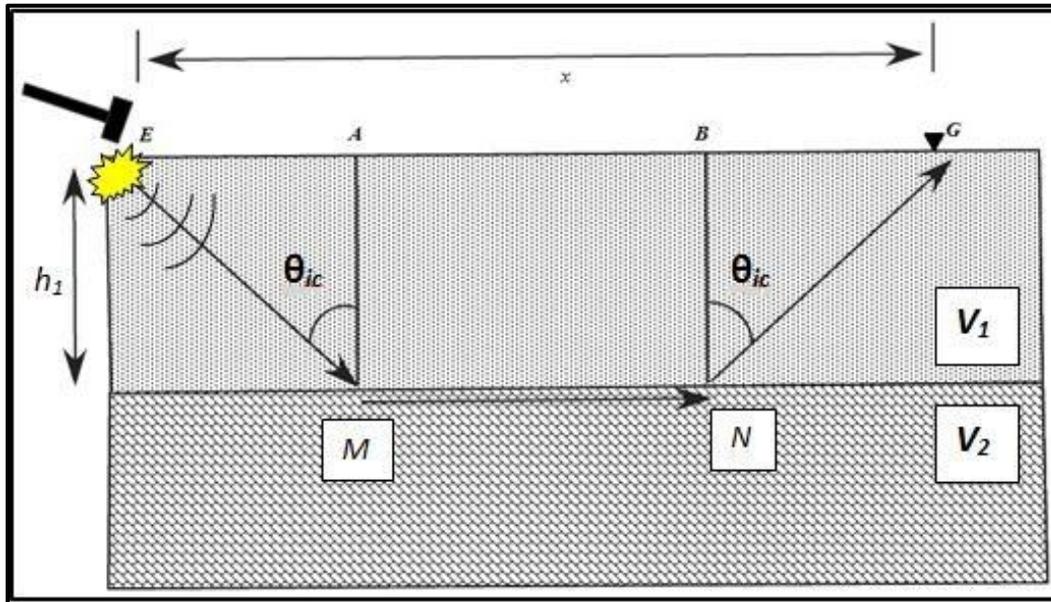


Fig. 5.5.- Diagrama de refracción para una interfase simple.

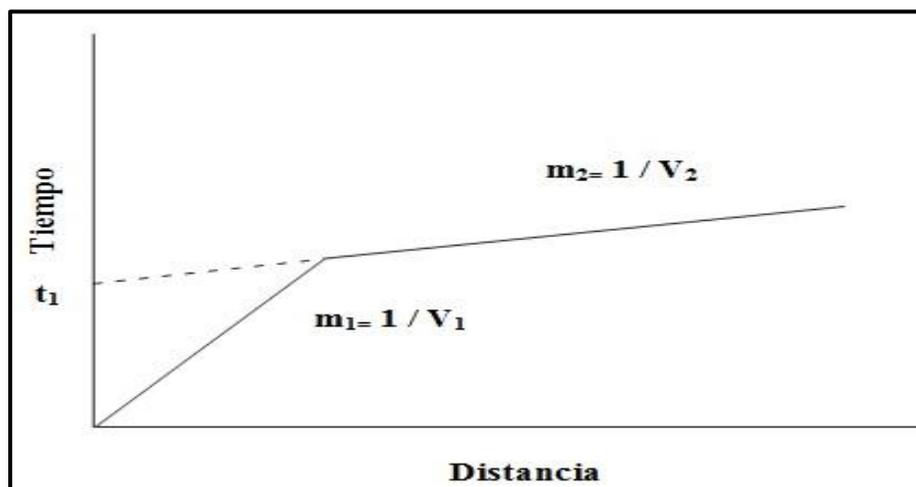


Fig. 5.6.- Gráfica tiempo-distancia para una estructura geológica de dos capas.

La gráfica tiempo-distancia (Fig. 5.6) para el caso de un medio con dos capas es utilizada para determinar las velocidades V_1 y V_2 de los medios a partir de los gradientes de las líneas ajustadas (gradiente = $1/V$). El tiempo de intercepción ó t_1 se obtiene al extrapolar

el segmento de los arribos de refracción crítica en el eje de tiempo, con lo cual se puede obtener la profundidad de la capa refractora.

Los cálculos para obtener el tiempo total de viaje (t) de las ondas propagadas desde la fuente E hasta el receptor G son realizados de la siguiente manera:

$$t = \frac{EM}{V_1} + \frac{MN}{V_2} + \frac{NG}{V_1} \quad (22)$$

Para el cálculo de EM aplicamos:

$$\cos \theta_{ic} = \frac{h_1}{EM} \quad (23)$$

Donde h_1 es el espesor del medio 1 y $EM = NG$. Entonces:

$$EM = NG = \frac{h_1}{\cos \theta_{ic}} \quad (24)$$

Además $EA = BG = h_1 \tan \theta_{ic}$ y $MN = x - 2h_1 \tan \theta_{ic}$

Entonces:

$$t = \frac{h_1}{V_1 \cos \theta_{ic}} + \frac{x - 2h_1 \tan \theta_{ic}}{V_2} + \frac{h_1}{V_1 \cos \theta_{ic}} \quad (25)$$

La ecuación (25) es la formula básica para calcular el tiempo de viaje de una refracción crítica en una interfase simple. Sin embargo, la ecuación (25) es generalmente más utilizada de la siguiente manera:

Si se cambia la ecuación (25) a:

$$t = \frac{2h_1}{V_1 \cos \theta_{ic}} - \frac{2h_1 \tan \theta_{ic}}{V_2} + \frac{x}{V_2} \quad (26)$$

De la relación:

$$\tan \theta_{ic} = \frac{\text{sen } \theta_{ic}}{\text{cos } \theta_{ic}}$$

Conociendo la Ley de Snell: $\theta_{ic} = \theta_{rf}$

$$\text{sen } \theta_{ic} = \frac{V_1}{V_2}$$

Cambiando la ecuación (26) a:

$$t = \frac{2h_1}{V_1 \cos \theta_{ic}} - \frac{2h_1 \text{sen}^2 \theta_{ic}}{V_1 \cos \theta_{ic}} + \frac{x}{V_2} \quad (27)$$

se obtiene:

$$t = \frac{2h_1 (1 - \text{sen}^2 \theta_{ic})}{V_1 \cos \theta_{ic}} + \frac{x}{V_2} \quad (28)$$

Usando la relación $\text{sen}^2 \theta_{ic} + \text{cos}^2 \theta_{ic} = 1$, despejamos $\text{cos}^2 \theta_{ic}$ y se sustituye en la ecuación (28) para obtener:

$$t = \frac{2h_1 \text{cos } \theta_{ic}}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (29)$$

$$t = \frac{2h_1 (1 - (V_1^2/V_2^2))^{1/2}}{V_1} + \frac{x}{V_2} \quad (30)$$

ó

$$t = \frac{2h_1 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_1 V_2} + \frac{x}{V_2} \quad (31)$$

El espesor de la capa h_1 se obtiene a partir de la ecuación (31), ya que a una distancia $x=0$ no existe refracción real, reduciendo la ecuación (31) a:

$$t = \frac{2h_1(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_1 V_2} \quad (32)$$

entonces:

$$h_1 = \frac{t \cdot V_1 V_2}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad (33)$$

Siguiendo el procedimiento anterior para la onda directa, se toma la primera derivada de la ecuación final (31) con respecto a x , dando como resultado:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_2} \quad (34)$$

Se puede concluir entonces que la ecuación tiempo-viaje para los rayos refractados es resultado de la ecuación de la línea recta, con una pendiente $1/V_2$, donde $V_2 > V_1$, y por consiguiente, la pendiente de $1/V_2$ tiene que ser menor que la pendiente de $1/V_1$.

5.2.3 Interfases Dobles Horizontales.

La ecuación de tiempo-viaje varía según el medio geológico en el que se propaguen las ondas sísmicas. En el caso de interfases dobles, conocido también como un caso de tres capas, el rayo viaja por más medios distintos y con velocidades diferentes (Fig.5.7), donde $V_3 > V_2 > V_1$.

Se puede observar un frente de ondas que viaja desde una fuente E hasta un receptor G , teniendo un patrón de viaje para la primera interfase $EPQG$, siendo el tiempo de viaje de una interfase simple.

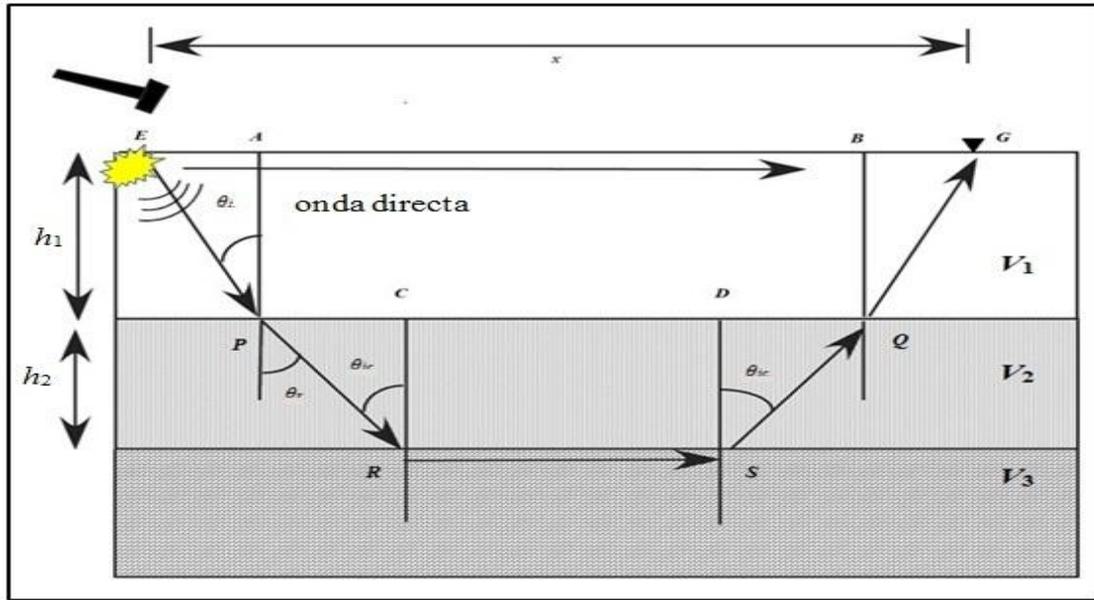


Fig. 5.7.- Diagrama ilustrativo de un rayo sísmico que viaja a través de tres capas.

Pero el caso de dos interfases, la energía pasará a la interfase $V_2 - V_3$. Si se asume que $V_3 > V_2$ entonces ocurrirá una refracción, por lo que es necesario conocer el tiempo de viaje en el patrón $EPRSQG$.

De la Ley de Snell tenemos:

$$\frac{\text{sen } \theta_i}{\text{sen } \theta_r} = \frac{V_1}{V_2} \quad (35)$$

y como $\theta_r = \theta_{ic}$

$$\text{sen } \theta_r = \text{sen } \theta_{ic} = \frac{V_2}{V_3} = \text{y entonces } \text{sen } \theta_{ic} = \frac{V_1}{V_3} \quad (36)$$

El procedimiento para la derivación de la ecuación tiempo-viaje, es el mismo que para una interfase simple. La ecuación tiempo-viaje completa es:

$$t = \frac{EP}{V_1} + \frac{PR}{V_2} + \frac{RS}{V_3} + \frac{SQ}{V_2} + \frac{QG}{V_1} \quad (37)$$

$$EP = QG = \frac{h_1}{\cos \theta_i} \quad y \quad PR = SQ = \frac{h_2}{\cos \theta_{ic}} \quad (38)$$

También:

$$EA = BG = h_1 \tan \theta_i \quad y \quad PC = DQ = h_2 \tan \theta_{ic} \quad (39)$$

Así que:

$$RS = x - 2h_1 \tan \theta_i - 2h_2 \tan \theta_{ic} \quad (40)$$

Esta ecuación puede ser sustituida en (37), así que la ecuación de tiempo-viaje será:

$$t = \frac{2h_1}{V_1 \cos \theta_i} + \frac{2h_2}{V_2 \cos \theta_{ic}} + \frac{x - 2h_1 \tan \theta_i - 2h_2 \tan \theta_{ic}}{V_3} \quad (41)$$

La ecuación (41) puede ser simplificada utilizando las identidades de la ecuación (31):

$$t_{RS} = \frac{x}{V_3} - \frac{2h_1 \tan \theta_i}{V_3} - \frac{2h_2 \tan \theta_{ic}}{V_3} \quad (42)$$

$$t = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1}{V_1 \cos \theta_i} + \frac{2h_2}{V_2 \cos \theta_{ic}} - \frac{2h_1 \tan^2 \theta_i}{V_1 \cos \theta_i} - \frac{2h_2 \tan^2 \theta_{ic}}{V_2 \cos \theta_{ic}} \quad (43)$$

$$t = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1 - 2h_1 \tan^2 \theta_i}{V_1 \cos \theta_i} + \frac{2h_2 - 2h_2 \tan^2 \theta_{ic}}{V_2 \cos \theta_{ic}} \quad (44)$$

$$t = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1 \cos \theta_i}{V_1} + \frac{2h_2 \cos \theta_{ic}}{V_2} \quad (45)$$

Finalmente:

$$t = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1(V_3^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_1V_3} + \frac{2h_2(V_3^2 - V_2^2)^{1/2}}{V_2V_3} \quad (46)$$

Aplicando la primera derivada con respecto a x :

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_3} \quad (47)$$

A partir de esta ecuación, si se conoce la distancia y el tiempo de viaje, se puede determinar la velocidad de la tercer capa.

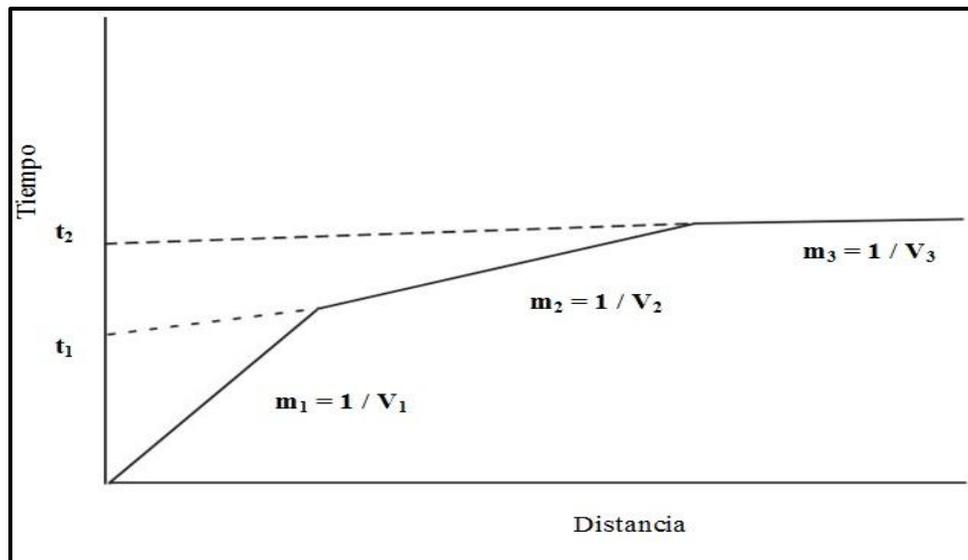


Fig. 5.8.- Gráfica tiempo-distancia para una estructura de tres capas.

La curva tiempo distancia en la Fig. 5.8 muestra un caso donde existen tres capas. La curva muestra tres segmentos de línea, teniendo cada línea una pendiente diferente debido a la velocidad de cada capa. V_1 , V_2 y V_3 son calculados con la inversa de la pendiente de los tres segmentos de la recta en la curva tiempo-distancia.

La línea correspondiente a la refracción de la segunda interfase puede ser extendida hasta interceptar con el eje vertical, a este punto se la llama *segundo tiempo de intercepción* ó t_2 . Usando la ecuación (46) y resolviendo para h_2 en $x=0$, obtenemos la siguiente ecuación:

$$h_2 = \left[t_2 - \frac{2h_1(V_3^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_3V_1} \right] \frac{V_3V_2}{2(V_3^2 - V_2^2)^{1/2}} \quad (48)$$

5.2.4 Interfases Múltiples.

Las expresiones que definen las relaciones entre velocidad y tiempo cuando existen más de tres capas horizontales son similares a aquellas determinadas para dos y tres capas. Estas ecuaciones pueden ser desarrolladas en forma diferente usando una sumatoria, donde n representa el número de estratos, y el número de interfases es $n-1$.

El tiempo total de viaje, t_n , para un número n de capas se encuentra establecido por la ecuación (49):

$$t_n = \frac{x}{V_n} + \frac{2}{V_n} \sum_{i=1}^{n-1} h_1 \frac{(V_n^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_i} \quad (49)$$

Con base en esto, la curva tiempo-distancia de una sección geológica con n estratos, la velocidad del estrato n es mayor a la de $n-1$. Además tiene n segmentos de líneas rectas, donde la pendiente de cada segmento es menor al segmento que le precedió. Las velocidades de los estratos son calculadas con el inverso de la pendiente. La ecuación (49) puede ser utilizada para elaborar una expresión que incorpore el tiempo de intercepción $t_{i_{n-1}}$, el espesor puede ser obtenido usando el tiempo de intercepción empezando con el estrato 1 y así consecuentemente hasta el estrato $n-1$.

5.2.5 Modelo de una capa con buzamiento.

Las expresiones descritas en las secciones anteriores asumían medios con interfases horizontales, pero también es común que en la naturaleza se encuentren interfases inclinadas ó con un ángulo de buzamiento (Fig. 5.9). Por esta razón, es necesario realizar dos tiros llamados tiro directo y tiro inverso con lo cual se puede determinar todos los parámetros requeridos para resolver la geometría del modelo (Cavazos Tovar, 2007; Ramos Zuñiga, 2007). Las velocidades obtenidas serán consideradas como velocidades aparentes ya que los valores serán determinados del inverso del gradiente de las líneas ajustadas en la gráfica tiempo distancia.

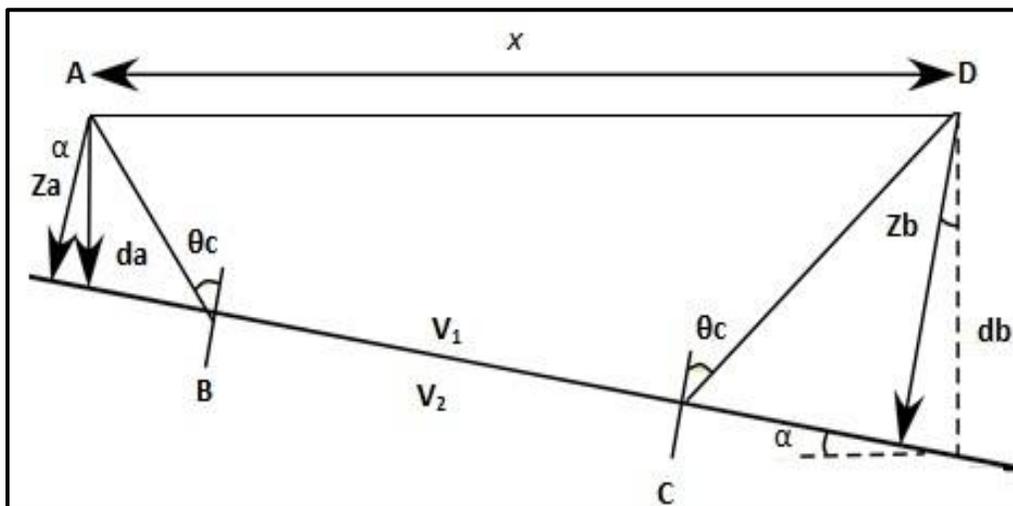


Fig. 5.9.- Diagrama de la trayectoria de un rayo sísmico para un modelo con un estrato inclinado.

Los tiempos de viaje obtenidos mediante los dos tiros ó tiempos recíprocos deben resultar ser los mismos ($T_{ABCD} = T_{DCBA}$). El tiempo total de viaje para un estrato con cierto buzamiento α se encuentra definido por la fórmula (50):

$$T_{ABCD} = \frac{x \cos \alpha}{V_2} + \frac{[(Z_a + Z_b) \cos i_c]}{V_1} \quad (50)$$

Donde V_2 define la velocidad del segundo medio, y z_a y z_b son las distancias perpendiculares al horizonte.

El tiempo t_d a favor del buzamiento está dado por:

$$t_d = \frac{x[\text{sen}(\theta_c + \alpha)]}{V_1} + t_a \tag{51}$$

Donde

$$t_a = \frac{2z_a \cos \theta_c}{V_1} \tag{52}$$

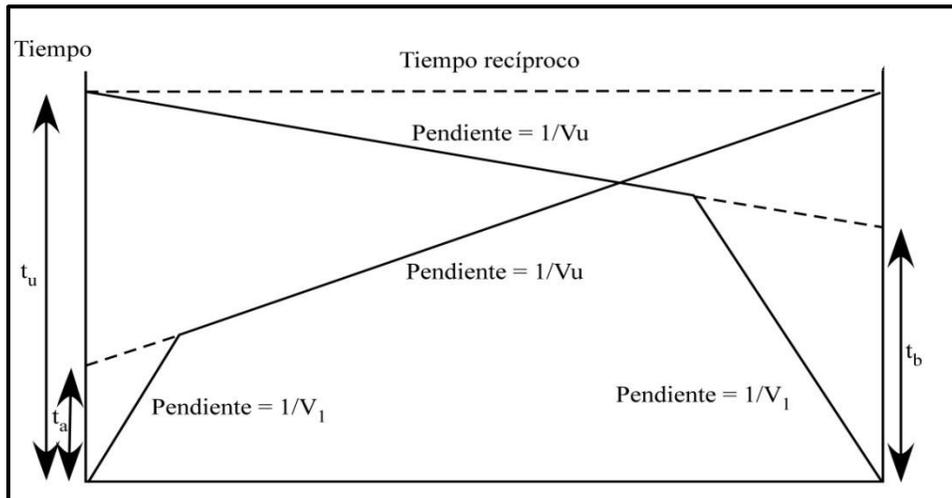


Fig. 5.10.- Gráfica tiempo-distancia para un modelo con una capa inclinada.

El tiempo de viaje t_u es:

$$t_u = \frac{x[\text{sen}(\theta_c - \alpha)]}{V_1} + t_b \tag{53}$$

Donde

$$t_b = \frac{2z_b \cos \theta_c}{V_1} \tag{54}$$

Las ecuaciones (52) y (54) pueden ser desarrolladas en términos de las velocidades aparentes V_u y V_d .

$$t_d = \frac{x}{V_d} + t_a \quad (55)$$

Donde

$$V_d = \frac{V_1}{\text{sen}(\theta_c + \alpha)} \quad (56)$$

Y

$$t_u = \frac{x}{V_u} + t_b \quad (57)$$

Donde

$$V_u = \frac{V_1}{\text{sen}(\theta_c - \alpha)} \quad (58)$$

5.2.6 Resultados del Método.

Emplear métodos geofísicos para determinar las velocidades de propagación de las distintas ondas sísmicas es de gran utilidad ya que ayudan a determinar tanto las características geológicas-geotécnicas de los materiales presentes en el subsuelo como las propiedades físicas de los mismos y que de otra manera, sería imposible definir (Tabla 5.1). Además proporcionan resultados ampliamente aceptables al momento de determinar la profundidad del nivel freático, constituyendo un refractor muy característico con velocidad de propagación de 1500 m/s, siendo la velocidad del sonido en el agua (Ramos Zuñiga, 2007).

Tabla 5.1.- Alcances y limitaciones de emplear los Métodos Sísmicos en práctica.

Alcances	Limitaciones
- Detección del basamento y su relieve. Depende de la longitud del tendido, la intensidad de la energía de la fuente sísmica.	- Requiere de otros métodos para confirmar los resultados obtenidos.
- Aproxima el comportamiento de los distintos materiales frente a las oscilaciones debido a sismos.	- Necesidad de especialistas para el manejo de los equipos y el software de interpretación de los datos.
- Son técnicas indirectas y, que por consecuencia, no afecta el medio ambiente.	- En zonas urbanas la falta de zonas descubiertas ó “verdes” con suficiente extensión.

5.3 ENSAYO DE PENETRACIÓN ESTÁNDAR.

El Ensayo de Penetración Estándar (*SPT*, por sus siglas en inglés *Standard Penetration Test*) puede ser considerado como el sondeo geotécnico más popular, sencillo y económico para obtener información directa del subsuelo. Este ensayo, al igual que otros como el Ensayo de Penetración de Cono (CPT) ó Ensayo de Piezo-Cono (CPTU) miden la resistencia a la penetración, un índice que es relacionado con la densidad, deformabilidad y la resistencia al corte de un suelo. Asimismo, se han establecido relaciones entre los resultados de estos ensayos y las propiedades dinámicas de los suelos como la propagación de ondas sísmicas (Santibáñez Rodríguez, 2006).

La Norma ASTM D1586-11 (Método Estándar de Ensayo de Penetración Estándar y Muestreo de Suelos con Caña Partida) describe el procedimiento para hincar un muestrador de caña partida para después medir la resistencia del suelo a la penetración y, si se requiere, obtener una muestra representativa de suelo (Fig. 5.11). Esta norma involucra materiales, operaciones y equipos que sin la preparación adecuada pueden resultar peligrosos para las personas que lo manipulen. Es responsabilidad de quien usa y aplica esta norma el consultar y establecer prácticas de seguridad adecuadas.

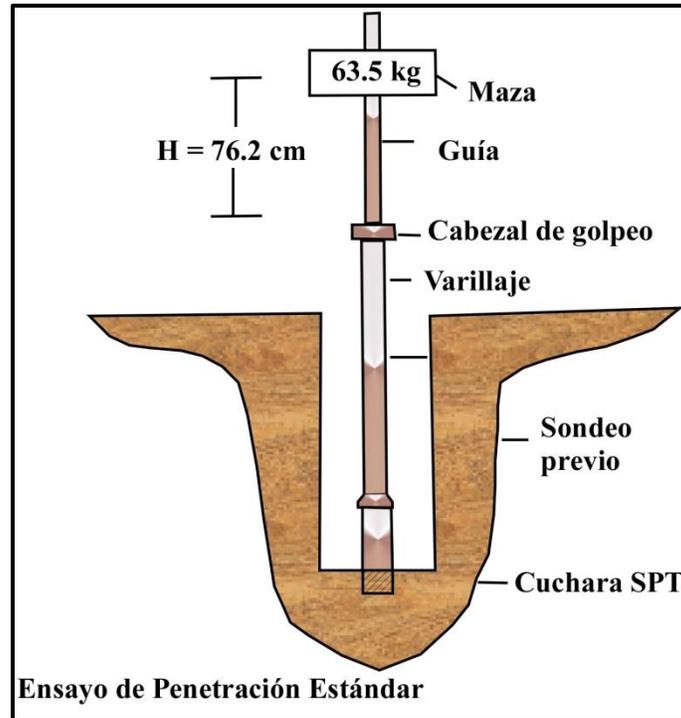


Fig. 5.11.- Ensayo de Penetración Estándar.

A continuación se hace una recopilación de los parámetros más importantes mencionados en la Norma ASTM D1586-11 (Campos Sigüenza & Vásquez Huamani, 1992; ASTM, 2013).

5.3.1 Norma ASTM D1586-11.

Esta norma ha sido publicada bajo la designación D1586, el número inmediato a la designación indica el año de la publicación original ó, en caso de revisión, de la última revisión.

5.3.1.1 Términos Específicos de la Norma.

- *Yunque*: porción del ensamblaje de caída de peso que el martillo golpea y a través del cual, la energía del martillo pasa a las barras de perforación.
- *Malacate*: el tambor que rota ó torno en el sistema de aplicación de carga alrededor del cual el operador enrolla una soga para levantar y dejar caer el martillo por el sucesivo ajustar y aflojar las vueltas de la soga alrededor del tambor.
- *Varillas de perforación*: varillas utilizadas para transmitir la fuerza hacia abajo y torque a la broca durante la perforación de un sondaje.
- *Ensamblaje de caída de peso*: un equipo consistente de martillo, barra, guía, yunque y cualquier sistema de caída de martillo.
- *Martillo*: porción del ensamblaje de caída de un peso de 140 libras (63.5 kg) que sucesivamente y se deja caer para proporcionar la energía que efectúa el muestreador y la penetración.
- *Sistema de caída de martillo*: porción del ensamblaje de caída de peso mediante el cual el operador efectúa la subida y caída del martillo para producir el golpe.
- *Barra guía*: la parte del ensamblaje de caída de peso utilizada para guiar la caída del martillo.
- *Valor N*: el número de golpes representativo de la resistencia a la penetración del suelo. El valor de N, representado en golpes/pie es igual a la sumatoria del número de golpes requerido para hincar el muestreador en el intervalo de profundidad de 6 a 18 pulgadas (150 mm a 450 mm).
- ΔN : el número de golpe obtenido en cada intervalo de 6 pulgadas (150mm) de la penetración del muestreador.
- *Número de vueltas de soga*: el ángulo de contacto total entre la soga y el malacate, al principio del aflojamiento del operador para dejar caer el martillo, dividido por 360°.

- *Varillas de muestro*: las varillas que conectan el ensamblaje de caída de peso al muestreador. Generalmente se utilizan varillas de perforación para este propósito.
- *SPT*: abreviación del Ensayo de Penetración Estándar. Mide la resistencia del suelo a la penetración dinámica de un muestreador de tubo partido de 1^{1/2} pulgadas (38.1mm) ó 1^{3/8} pulgadas (34.9mm) de diámetro (Fig. 5.12). El procedimiento consiste en limpiar cuidadosamente la perforación al llegar a la cota deseada para el ensayo, tanto las paredes como en el fondo, retirando la batería de perforación e instalando en su lugar el tomamuestras de dimensiones estándar, el cual, consiste de tres elementos: zapata, tubo bipartido y cabeza de acoplamiento con el varillaje. Éste se debe hincar dentro del suelo en la base de una perforación previamente elaborada, introducido 450 mm dentro del suelo por impactos de un martillo ó maza de 63.5 kg de peso que cae libremente desde una altura de 760 mm sobre una cabeza de golpeo ó yunque.

5.3.1.2 Significado y Uso.

El ensayo proporciona una muestra de suelo inalterada para propósitos de identificación y para ensayos de laboratorio apropiados al suelo obtenido de un muestreador que puede producir perturbación por una gran deformación cortante en la muestra.

Este método es utilizado extensamente en una amplia variedad de proyectos geotécnicos de exploración. Se encuentran disponibles muchas correlaciones publicadas que relacionan el valor de N con el comportamiento ingenieril de estructuras de tierra y cimentaciones.

5.3.1.3 Aparatos.

1.- *Equipo de Perforación*: Todos los equipos de perforación son aceptables siempre y cuando proporcione al momento del muestro una cavidad razonablemente limpia antes de introducir el muestreador y garantice que el ensayo de penetración se realiza en suelo

inalterado. Las piezas enumeradas a continuación han demostrado ser apropiadas para el avance de una perforación en ciertas condiciones de subsuelo.

- *Brocas de arrastre, de corte ó de cola de pez:* menores de $6^{1/2}$ pulgadas (162 mm) y mayores de $2^{1/4}$ pulgadas (56 mm) de diámetro pueden usarse en conexión con métodos de perforación por rotación en cavidad abierta ó por avance de entubado. Para evitar la perturbación en el suelo inferior no se permiten brocas con descarga de fondo. Solo se permiten brocas con descarga lateral.
- *Brocas de cono-rodillo:* menores de $6^{1/2}$ pulgadas (162mm) y mayores de $2^{1/4}$ pulgadas (56mm) de diámetro pueden usarse en conexión con métodos de perforación por rotación en cavidad abierta ó por avance de entubado, si la descarga del fluido de excavación es desviada.
- *Barrenos continuos con eje hueco:* con ó sin ensamblaje de broca central, pueden usarse para perforar. El diámetro interior de los barrenos con eje hueco deberán ser menores de $6^{1/2}$ pulgadas (162 mm) y mayores de $2^{1/4}$ pulgadas (56 mm).
- *Barrenos continuos sólidos, de tipo balde y manuales:* menores de $6^{1/2}$ pulgadas (162 mm) y mayores de $2^{1/4}$ pulgadas (56 mm) de diámetro pueden usarse si el suelo en las paredes laterales del sondaje no colapsa sobre el muestreador ó las varillas durante el muestreador.

2.- *Varillas de muestreo:* Deberán usarse varillas de perforación de acero de unión rápida para conectar el muestreador de caña partida con el ensamblaje de caída ó de peso. La varilla de muestreo deberá tener una rigidez (momento de inercia) igual ó mayor a aquella de una varilla “A” de paredes paralelas (una varilla de acero con un diámetro exterior de $1^{5/8}$ pulgadas (41.2 mm) y un diámetro interior de $1^{1/8}$ pulgadas (285 mm). NOTA 1.- Investigaciones recientes y ensayos comparativos indican que el tipo de varilla utilizada, con rigideces de varillas tamaño “A” a tamaño “N”, tendrán un efecto despreciable en los valores de N hasta profundidades de por lo menos 100 pies (30 metros).

3.- *Muestreador de Caña Partida:* El muestreador debe de ser construido con las especificaciones de las Fig. 5.12. La zapata deberá ser de acero endurecido y deberá ser reemplazada ó reparada cuando esté abollada ó deformada. El uso de revestimientos para producir un diámetro constante de interior de $1^{3/8}$ pulgadas (35 mm) se permite, pero deberá anotarse si éstos se emplean en el registro de la perforación. El empleo de canastillas de retención de muestras se permite, debiéndose indicar su empleo en el registro de perforación. NOTA 2.- La teoría y los datos disponibles sugieren que el valor de N puede aumentar en 10 a 30% cuando se emplean revestimientos.

4.- *Ensamblaje de Caída-Peso.*

- *Martillo y Yunque:* El martillo deberá pesar de 140 libras (63.5 kg) y ser una masa metálica sólida y rígida. El martillo deberá golpear el yunque y realizar un contacto acero-acero cuando se deja caer. Una guía que permita una caída libre deberá utilizarse. Los martillos que se usan con el método de malacate y sogas, deberán tener una capacidad de sobreelevación libre de por lo menos 4 pulgadas (100 mm). Por razones de seguridad se recomienda el empleo de un equipo con yunque interno. NOTA 3.- Se sugiere que la guía del martillo tenga una marca permanente para permitir que el operador ó inspector pueda verificar la altura de caída del martillo.

Equipo Accesorio: Deberán proporcionarse etiquetas, contenedores, hojas de datos y equipos para medir el nivel del agua, de acuerdo con los requisitos del proyecto y otras normas ASTM.

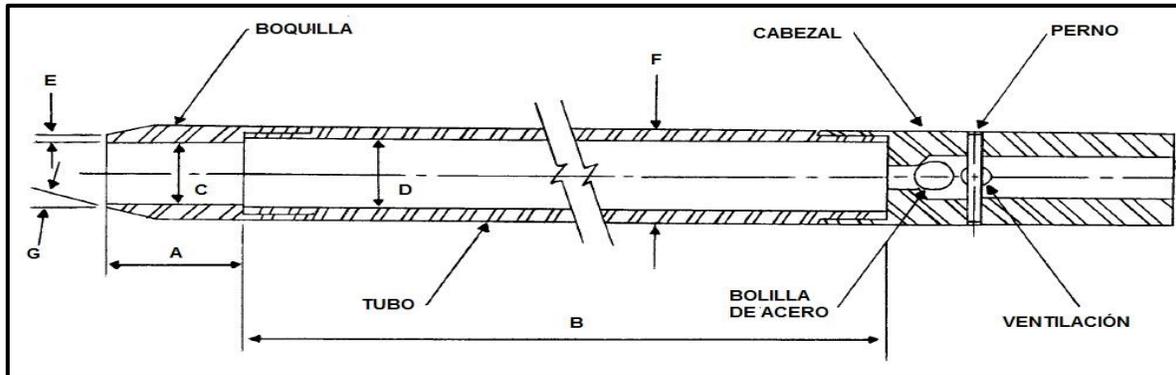


Fig. 5.12.- Tubo sacamuestras. Modificado de ASTM (2013).

Donde:

- A.- 1.0 a 2.0 pulgadas (25 a 50 mm)
- B.- 18.0 a 30.0 pulgadas (0.457 a 0.762 m)
- C.- 1.357 ± 0.005 pulgadas (34.93 ± 0.13 mm)
- D.- 1.50 ± 0.05 pulgadas (38.1 ± 1.3 mm)
- E.- 0.10 ± 0.02 pulgadas (2.54 ± 0.25 mm)
- F.- 2.00 ± 0.05 pulgadas (50.8 ± 1.3 mm)
- G.- 16° a 23° .

5.3.1.4 Procedimiento de Perforación.

El sondaje deberá avanzar por incrementos, para permitir un muestreo continuo e intermitente. Los intervalos y las localizaciones de ensayo son especificados por el ingeniero ó geólogo. Típicamente los intervalos seleccionados son de 5 pies (1.5 m) ó menos en estratos homogéneos con ensayos y muestreos a cada cambio de estrato.

Será aceptable cualquier procedimiento de perforación que proporcione una cavidad razonablemente limpia y estable antes de introducir el muestreador y asegure que el ensayo

se realiza en suelo esencialmente inalterado. Cada uno de los siguientes procedimientos ha sido probado como aceptable para algunas condiciones del subsuelo anticipadas al seleccionar el método de perforación a emplearse:

- Método de perforación por rotación.
- Método de barreno continuo con eje hueco.
- Método de lavado.
- Método de barreno continuo con eje sólido.

Varios métodos de perforación producen sondajes inaceptables. El proceso de chorro a través de un muestreador de tubo abierto y luego el muestreo cuando se alcanza la profundidad deseada, no deberá ser permitido. El método de barreno continuo con eje sólido no deberá ser usado para avanzar el sondaje debajo del nivel freático o debajo de la cama superior confinante de un estrato no cohesivo confinado que está bajo presión artesiana. El entubado no debe ser avanzado por debajo del punto de muestreo antes de realizar el muestreo. No se permite avanzar la perforación con brocas de descarga de fondo. No se permite avanzar la perforación para la subsecuente inserción del muestreador solamente por medio de muestreo previo con el muestreador SPT.

El nivel del fluido de perforación dentro del sondaje o barrenos de eje hueco, deberá ser mantenido al nivel o por encima del nivel freático del terreno en todo momento durante la perforación, remoción de varillas de perforación y muestreo.

5.3.1.5 Procedimiento de Muestreo y Ensayo.

Después del sondaje se ha avanzado hasta la elevación del muestreo deseada y se ha removido los sobrantes de la excavación, preparando el ensayo con la secuencia de operación siguiente:

- 1) Asegurar el muestreador de una caña partida a las varillas de muestreo y bajélas en el sondaje. No permita que el muestreador caiga en el suelo a ser ensayado.

- 2) Posicione el martillo por encima y conecte al yunque a la parte superior de las varillas de muestreo. Esto puede realizarse antes de que las varillas de muestreo y el muestreador se bajen a la perfección.
- 3) Descanse el peso muerto del muestreador, varillas, yunque y peso de hinca en el fondo de la perforación y aplique un golpe para asentar. Si se encuentran muchos sobrantes en el fondo de la perforación, remueva el muestreador y las varillas de perforación y saque los sobrantes de la perforación.
- 4) Marque las varillas de perforación en tres segmentos con incrementos sucesivos de 6 pulgadas (0.15m), de modo que el avance del muestreador bajo el impacto del martillo pueda ser observado fácilmente en cada incremento de 6 pulgadas (0.15m).

Hinque el muestreador con golpes del martillo de 140 libras (63.5 kg) y cuente el número de golpes aplicado a cada incremento de 6 pulgadas (0.15m) hasta que algo de lo siguiente ocurra:

- 1) Un total de 50 golpes ha sido aplicado durante cualquier de los tres incrementos de 6 pulgadas (0.15m).
- 2) Un total de 100 golpes se han aplicado.
- 3) No se observa ningún avance del muestreador durante la aplicación de 10 golpes sucesivos del martillo.
- 4) El muestreador avanza las 18 pulgadas (0.45m) completas sin que ocurra el número de golpes descritos en los tres incisos anteriores.

Registre el número de golpes requerido avanzar cada 6 pulgadas (0.15 m) de penetración ó fracción. Las primeras 6 pulgadas se consideran las de acomodamiento. El número de golpes por cada 6 pulgadas (0.15 m) es registrado. El número de golpes necesarios para hincar los últimos 300 mm, es decir para introducir el segundo y tercer tramo de 150 mm de penetración se cuenta y este valor se denomina resistencia a la penetración estándar ó valor N(SPT). Si el muestreador se hinca menos de 18 pulgadas (0.45 m) deberá anotarse en el registro de sondaje el número de golpes de cada incremento completo de 6 pulgadas (0.15 m) y cada incremento parcial. Para los incrementos parciales,

deberá reportarse la profundidad de penetración con aproximación a 1 pulgada (25 mm) además del número de golpes. Si el muestreador avanza por debajo del fondo de la perforación por acción del peso propio de las varillas y varillas más martillo, deberá ser anotada dicha información en el registro de información.

La salida y bajada del martillo deberá ser ejecutada mediante uno de los siguientes métodos:

- a) El malacate deberá estar libre de oxidación, aceite y grasa y deberá tener un diámetro en el rango de 6 a 10 pulgadas (150 a 250 mm).
- b) El malacate deberá ser operado a una velocidad de rotación mínima de 100RPM (revoluciones por minuto) ó la velocidad de rotación aproximada se reportará en el registro de perforación.
- c) No más de $2^{1/4}$ vueltas de sogas en el malacate pueden emplearse durante la realización del ensayo de penetración.
- d) Para cada golpe del martillo, deberá emplearse una salida y bajada del operador. La operación de jalar y soltar la soga deberá ser realizada con ritmo y sin mantener la soga en la parte superior del golpe.

NOTA 4.- El operador deberá usar ya sea $1^{3/4}$ ó $2^{1/4}$ vueltas de soga, dependiendo de que la soga salga de la parte superior ($1^{3/4}$) ó inferior ($2^{1/4}$) del malacate. Se reconoce y acepta que $2^{3/4}$ ó más vueltas de soga dificultan la caída del martillo, por lo que no deberán utilizarse en el ensayo. La soga deberá mantenerse en una condición seca, limpia y sin desgaste.

Lleve la muestra a la superficie y ábralo. Registre el porcentaje de recuperación ó la longitud de la muestra recuperada. Describa las muestras de suelo recuperadas especificando su composición, color, estratificación y condición. Posteriormente, coloque varias muestras representativas en contenedores sellados e impermeables con el fin de prevenir la evaporación de la humedad del suelo, sin dañar ó distorsionar la muestra y etiquételas indicando el proyecto, número de sondeo, profundidad de la muestra y el número de golpes por cada incremento de 6 pulgadas (0.15 m). Proteja las muestras contra

cambios externos de temperatura. En caso de presentarse cambios de suelo en el muestreador, prepare un recipiente para cada muestra y anote su localización en el muestreador. Las muestras recolectadas serán útiles para realizar pruebas de laboratorio en caso que el proyecto lo amerite.

5.3.1.6 Reporte.

La información de la perforación deberá ser registrada en el campo y deberá incluir los siguientes datos:

- Nombre y localización del proyecto.
- Nombre del personal.
- Tipo y marca de la máquina de perforación.
- Condiciones ambientales.
- Fecha y hora de comienzo y fin de la perforación.
- Número de sondaje y ubicación (estación y coordenadas, si están disponibles y son aplicables).
- Elevación de la superficie, si está disponible.
- Método de avance y limpieza de la perforación.
- Método de mantenimiento de la perforación.
- Profundidad del nivel freático y profundidad de perforación al momento de notar pérdida del fluido de perforación y fecha y hora cuando se hizo la lectura ó notación.
- Localización de los cambios de estratos.
- Tamaño de entubado, profundidades de la porción entubada de la perforación.
- Equipo y método de hincado del muestreador.
- Tipo de muestreador y longitud y pérdida interior del barril (anotar el cero de revestimientos).
- Tamaño, tipo y longitud de sección de las varillas de muestreo y
- Observaciones.

Los datos obtenidos de cada muestra deberán ser registrados en el campo y deberán incluir lo siguiente:

- Profundidad de la muestra y se utiliza el número de la muestra.
- Descripción del suelo.
- Cambios de estratos dentro de la muestra.
- Penetración del muestreador y longitudes de recuperación, y
- Números de golpes por 6 pulgadas (0.15 m) ó incremento parcial.

5.3.1.7 Precisión.

Variaciones de 100% ó más en los valores de N(SPT) han sido observadas cuando se utilizan diferentes aparatos en los Ensayos de Penetración Estándar y perforistas en sondeos adyacentes en la misma formación del suelo. La opinión actual basada en experiencia de campo indica que cuando se utiliza el mismo aparato y perforista, los valores de N(SPT) en el mismo suelo puede ser reproducido con un coeficiente de variación aproximado de 10%.

El uso de equipo defectuoso, tal como un yunque extremadamente masivo ó dañado, un malacate oxidado, un malacate de baja velocidad, una soga vieja y aceitosa, poleas masivas ó pobremente lubricadas, pueden contribuir significativamente a diferencias en los valores de N(SPT) obtenidos entre el sistema operador-equipo de perforación.

5.3.2 Factores que afectan el valor N(SPT).

La medición del valor N(SPT) puede ser influenciada por el tipo de suelo, el nivel de compactación y la densidad del terreno. Además, la cantidad de finos y gravas en el suelo, la manera de realizar el ensayo y la calidad del equipo son factores que inciden en el resultado final. Las arenas saturadas que contienen cantidades considerables de finos (arenas limo-arcillosas), pueden manifestar valores anormalmente altos de N(SPT) si tienen una tendencia a dilatarse ó anormalmente bajos si presentan tendencia a contraerse durante

condiciones de corte sin drenaje asociadas con la extracción de la muestra durante el ensayo SPT (Day, 2002). Las partículas de tamaño de gravas al atorarse en el muestreador incrementan la resistencia, y por lo tanto el valor de $N(SPT)$

Otro factor que tiene influencia en el valor $N(SPT)$ es la posición del nivel freático. Es importante mantener el nivel del agua durante la perforación en ó por encima del nivel *in situ* del nivel freático. Esto con la finalidad de prevenir de que el agua subterránea se precipite por la parte inferior del pozo, lo cual podría aflojar la resistencia de los suelos granulares y resultar en la medición de valores $N(SPT)$ bajos.

El resultado de los ensayos SPT puede verse afectado por factores como (González de Vallejo *et al.*, 2002; Day, 2002):

- Preparación y calidad del sondeo: Limpieza y estabilidad de las paredes de la perforación.
- Longitud del varillaje y diámetro del sondeo: condición del peso del elemento a hincar y la fricción con las paredes del sondeo.
- Dispositivo de golpeo: puede ser manual ó automático, existiendo diferencias notables entre ambos resultados. Deben emplearse mecanismos automáticos pues garantizan la aplicación de la misma energía de impacto en todos los casos.
- Ritmo al cual son aplicados los golpes.
- No seguir adecuadamente las Normativas establecidas que regulan la implementación del método.

El ensayo tiene la ventaja sobre otros ensayos de terreno de que implica menor costo y mayor disponibilidad de equipos, lo que lo hace sumamente útil en la primera etapa de un proyecto.

5.3.3 Correlaciones entre los valores N(SPT) y otras Propiedades del Suelo.

La resistencia a la penetración dado por el valor N(SPT) se ha correlacionado con propiedades de los suelos granulares, como la compacidad para suelos granulares, la densidad relativa teniendo en cuenta la influencia de la profundidad y el ángulo de fricción del suelo aplicable a partir de 2 m de profundidad y las velocidad de ondas de corte (Fig. 5.13) (González de Vallejo *et al.*, 2002; Santibáñez Rodríguez, 2006).

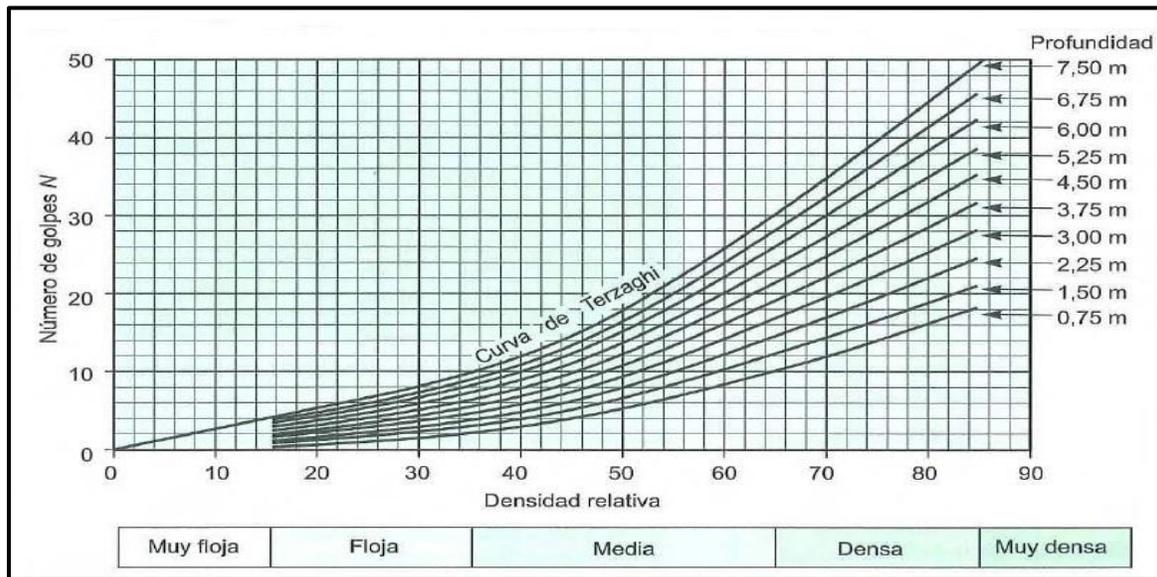


Fig. 5.13 Interpretación de Ensayos SPT en base a densidad relativa, valor N(SPT) y profundidad. González de Vallejo *et al.*, 2002.

El ensayo SPT puede ejecutarse prácticamente en todo tipo de suelos, incluso en roca muy alterada, aunque es en los suelos granulares donde se realiza preferentemente. La frecuencia habitual para la realización de SPT a lo largo del sondeo es de un ensayo cada 2 a 5 m, ó incluso mayor, en función de las características del terreno (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Por lo general, cuanto más densa sea el material, mayores serán los valores de la resistencia a la penetración estándar, el ángulo de fricción interna y la profundidad. Como

indica la Tabla 5.2, los límites entre las diferentes condiciones de densidad son muy próximos.

Tabla 5.2.- Determinación en campo de la densidad de suelos granulares. González de Vallejo et al., 2002.

Densidad	Densidad relativa (%)	Ensayo de campo
Suelta	0 - 50	Barra de acero de 12.5 mm de diámetro penetra fácilmente a mano.
Firme	50 – 70	Barra de acero penetra fácilmente con un martillo de 2-3 kg.
Densa	70 – 90	Barra de acero penetra 30 cm con el martillo.
Muy densa	90 - 100	Barra de acero penetra sólo unos centímetros con el martillo.

CAPÍTULO VI:

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE DATOS

6.1 INTRODUCCIÓN.

El registro de sismicidad tanto para el AMM como para el estado de Nuevo León ha sido documentado por las Estaciones Sismológicas LNIG y MNIG (Fig. 6.1). Esta información ha permitido identificar que la actividad sísmica en la región representa un riesgo latente para la población, debido a que no se tienen análisis detallados para la prevención de riesgo sísmico en la zona. El primer sismo registrado fue en Enero del 2010 en jurisdicción del municipio de San Pedro Garza García con una magnitud de $M=4.0$. Después de este evento, es hasta el año del 2013 que se registra de nueva cuenta sismicidad dentro del AMM, identificando dos sismos en julio durante los días 24 ($M= 3.7$) y 26 ($M=3.3$), ambos eventos ocurrieron en el municipio de Santa Catarina.

Sin embargo, estos no son los únicos eventos sísmicos reportados para la región. Al menos para el periodo de 1982-2010, han ocurrido ocho sismos en el área con magnitudes entre 3.6 a 4.6 (Galván-Ramírez & Montalvo-Arrieta, 2008). Crónicas y relatos en libros y catálogos (García Acosta & Suárez Reynoso, 1996; Casasús, 2003) presentan evidencia de que terremotos históricos han sido sentidos en el AMM en el pasado (Ramos-Zuñiga *et al.*, 2012a).

La identificación de sismicidad define la necesidad de desarrollar análisis que identifiquen parámetros útiles y necesarios para evaluar las condiciones de sitio frente a las sacudidas sísmicas, por ejemplo, las velocidades de onda de corte (V_s).

La velocidad de propagación de las ondas de corte (V_s) es una característica fundamental que define la respuesta sísmica del sitio y actúa como factor importante de entrada en los estudios de riesgo sísmico. Este tipo de ondas sísmicas son las causantes de oscilaciones laterales en las estructuras localizadas sobre el subsuelo, convirtiéndolas en las ondas sísmicas más dañinas para los edificios, los cuales están diseñados y construidos para

soportar de mejor manera los esfuerzos verticales producidos por el peso de los materiales alojados dentro de los mismos, pero no responden de manera correcta a los esfuerzos horizontales de V_s (Ramos Zuñiga, 2007).

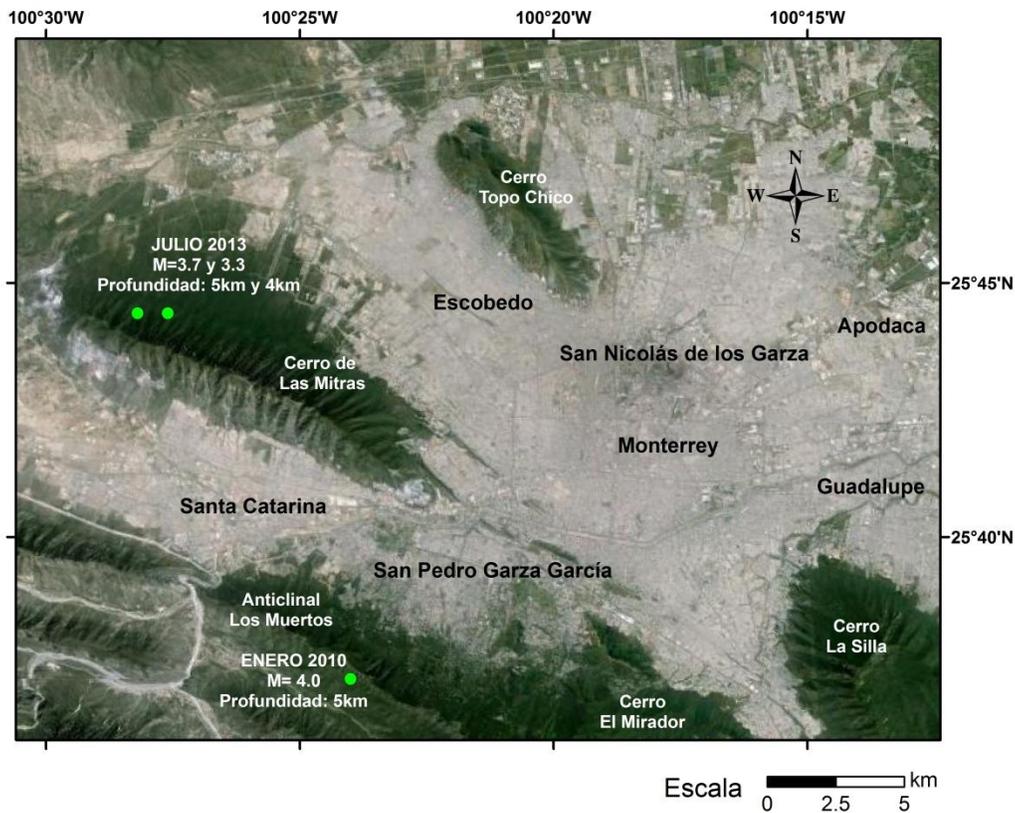


Fig. 6.1.- Sismicidad registrada dentro del AMM por las Estaciones Sismológicas LNIG y MNIG. SSN, 2013.

Entender a detalle las características físicas del subsuelo al momento de evaluar las respuestas de los materiales geológicos ante futuros eventos sísmicos se vuelve una prioridad al momento de realizar dichos trabajos.

Determinar las velocidades de propagación de las ondas de corte para los sedimentos geológicos recientes y someros es sumamente importante, debido a que representan los depósitos litológicos más propensos a amplificar la señal sísmica y por lo

tanto, toda edificación civil construida sobre los mismos se vuelve propensa a sufrir daños considerables en su estructura si la misma no fue construida tomando en cuenta criterios de diseño sísmico.

La cantidad de problemas geotécnicos que estos depósitos ocasionan por su naturaleza, generalmente materiales no consolidados y variación en sus propiedades físicas, los hace de gran interés cuando se desarrollan la evaluación de la respuesta sísmica para un sitio en particular, por lo que V_s se convierte en un parámetro fundamental para definir las propiedades dinámicas de los suelos. Es un factor útil en la evaluación de la rigidez de las cimentaciones, estratigrafía, respuesta sísmica de sitio, potencial de licuefacción, densidad del suelo, clasificación sísmica del sitio, y de suma importancia al momento de definir los parámetros óptimos de construcción (Dobry *et al.*, 2000; Akin *et al.*, 2011).

Los resultados obtenidos permiten definir de manera bastante acertada la distribución tanto horizontal como a profundidad de los distintos sedimentos geológicos presentes, pero cuya interpretación final debe ser acompañada por información geológica-geotécnica que permita a los especialistas explicar a detalle y suficiente certeza las condiciones geológicas que ocurren en el subsuelo.

El alto costo y la falta de personal correctamente capacitado hacen difícil la medición de V_s en el sitio de interés. Cuando no se cuenta con suficientes registros de eventos sísmicos e información de parámetros necesarios para desarrollar estudios puntuales de los efectos de sitio durante las sacudidas sísmicas, se recurre a utilizar correlaciones empíricas con la finalidad de obtener estas propiedades físicas a partir de parámetros geotécnicos *in situ*. Los parámetros geotécnicos determinan propiedades específicas de los materiales analizados durante los ensayos realizados en el sitio de interés, por ejemplo el Ensayo de Penetración Estándar ó valor N(SPT). La prueba consiste en determinar la rigidez y compactación de los sedimentos de manera puntual en un sitio. Esta metodología fue aplicada para el AMM con el fin de determinar V_s a partir de sondeos geotécnicos desarrollados.

La amplia cantidad de datos geotécnicos en las ciudades, al igual que el aspecto económico (procedimientos que implican bajo costo económico) y eficiencia de esta

técnica son las principales ventajas de utilizar correlaciones V_s -N(SPT). Se tiene que hacer la aclaración que el uso y aplicación de este tipo de relaciones geotécnico-geofísicas son exclusivos de la región analizada.

De esta manera, se realizó una recopilación de información de sondeos geotécnicos desarrollados en la zona central del valle del Área Metropolitana de Monterrey. Para este caso, se analizaron las perforaciones realizadas previas a la construcción de la Línea 2 del Metro (Alva Niño, 1995). Un total de 132 sondeos fueron analizados, de los cuales, únicamente se tomaron en cuenta 101 sondeos que cumplen satisfactoriamente para realizar una descripción precisa de las condiciones geológicas del subsuelo del sitio de interés: litología, espesor, valor N(SPT) y posición del nivel freático.

Para el caso de V_s , se trabajó con las estructuras y rangos de velocidad obtenidos por Cavazos Tovar (2007) mediante la realización de 23 perfiles de refracción sísmica y Vázquez Rosas (2007) mediante la metodología SPAC. Además en este estudio se realizaron 4 perfiles de refracción sísmica, con el fin de incrementar la base de datos de V_s para el AMM, información que fue corroborada con datos de pozo en el área.

6.2 CONDICIONES GEOLÓGICAS – GEOTÉCNICAS.

Se analizaron 132 sondeos realizados a inicios de la década de los 90's por el Instituto de Ingeniería Civil de la Facultad de Ingeniería Civil (IIC/FIC), perteneciente a la Universidad Autónoma de Nuevo León, para la construcción de la Línea 2 del Metro, con el fin de determinar la secuencia de depósito y tipo de sedimentos localizados en el centro de la ciudad de Monterrey. Los sondeos se localizan a lo largo del trayecto de la Avenida Cuauhtémoc (Fig. 6.2). Además, algunas muestras de suelos fueron sometidas a pruebas de laboratorio de Mecánica de Suelos, con el fin de determinar el comportamiento geotécnico de las muestras analizadas, las cuales fueron realizadas por el mismo personal del IIC/FIC. Los ensayos realizados consistieron en la determinación del contenido de agua en la muestra, límite líquido, índice de plasticidad.

Para realizar la descripción litológica y espesores de los distintos sedimentos en el área, se toma como referencia los criterios del Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (*USCS*, por sus siglas en inglés), los valores obtenidos de los Ensayos de Penetración Estándar y posición del nivel freático. El resultado del análisis fue limitar la información original de 132 sondeos a 101 sondeos, los cuales cumplen en su totalidad con los parámetros especificados anteriormente (Fig. 6.3).



Fig. 6.2.- Localización de los Sondeos desarrollados previa construcción de la Línea 2 del Metro. La traza del perfil definido por los sondeos es sobre la Avenida Cuauhtémoc.

Se ha caracterizado los materiales en base a su litología y espesores, presentando una gran variación en poco espacio. Se identifican cambios en la distribución de sedimentos desde conglomerados, gravas y boleos fuertemente cementados a depósitos de arcillas, limos y arenas calichosas sueltas y con poca resistencia a la penetración estándar, en una distancia de aproximadamente 5 km, caracterizado por un desnivel topográfico de 20 m. La posición del nivel freático oscila entre los 8 a 13 metros a lo largo de los sondeos analizados. La variación del nivel freático es debido a que el AMM se encuentra en un clima extremo, predominantemente árido, pero con periodos importantes de lluvia asociados a huracanes y tormentas, principalmente durante el periodo Agosto – Octubre. Además, el ramo industrial característico de la zona demanda grandes cantidades de agua para llevar a cabo sus actividades, afectando de igual manera las aguas subterráneas.

Se identifica un incremento de Sur a Norte tanto en el espesor de los sedimentos de grano grueso (gravas, conglomerados y boleos) y de manera inversa para los sedimentos finos, como de la precipitación de caliche y cementación, debido a las fluctuaciones en una posición somera del nivel freático respecto a la superficie. Esto es consecuencia de las variaciones climáticas, produciendo que el lixiviado de los elementos solubles hacia abajo no sea total. Aunado a esto, las escasas aguas subterráneas no drenan y en prolongadas épocas de sequía ascienden por capilaridad cargada de bicarbonatos. Bajo estas condiciones y dependiendo del grado de desecación ambiental, se precipitan sales por evaporación, principalmente carbonatos, teniendo el depósito de horizontes de caliche (Alva Niño, 1995). El caliche actúa como cementante produciendo un aumento en la rigidez de los materiales.

Conforme se avanza hacia el contacto con los sedimentos de grano grueso, es común identificar nódulos de carbonato en las arcillas y limos, producto de la disolución de los materiales granulares, que en su mayoría son de composición calcárea. Esto puede formar pequeñas estructuras kársticas ó grutas. Algunas grutas han sido identificadas en la zona central del valle, pero que por su naturaleza, distribución irregular y dimensiones variables representan problemas para cualquier tipo de obra civil, por ejemplo asentamientos ó colapsos (Alva Niño, 1995).

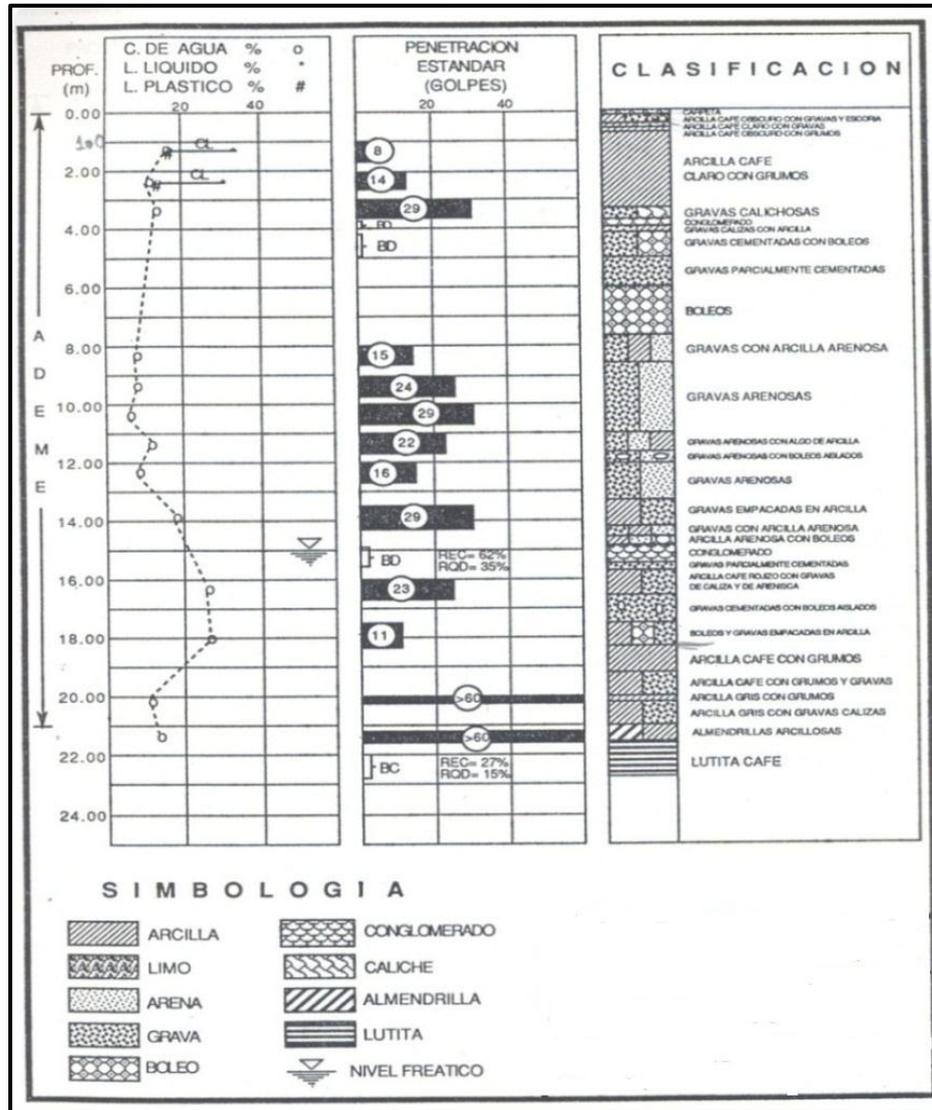


Fig. 6.3.- Sondeo que ejemplifica de la información de datos de pozo analizada.

Las condiciones mencionadas anteriormente son interpretas como consecuencia de la variación en el tiempo de la posición del cauce y velocidad de corriente de los distintos ríos y arroyos que cruzan el AMM, principalmente en dirección Oeste-Este (Río Santa Catarina, Río La Silla, Río Pesquería, Arroyo Topo Chico) durante el Cuaternario, predominando velocidades altas para el depósito de sedimentos granulares gruesos y velocidades bajas para sedimentos finos. Estas variaciones a lo largo del tiempo dieron

como resultado paleocanales que posteriormente fueron rellenados por los diferentes tipos de material, definiendo al menos cuatro tiempos de depósito (Alva Niño, 1995).

Los materiales fueron agrupados para su análisis según la clasificación propuesta por Terzaghi & Peck (1967), la cual está desarrollada en base a la densidad de los sedimentos y el valor N(SPT). Esto permitió clasificar las distintas litologías del valle de Monterrey en 4 categorías: $N(SPT) \leq 4$, $4 < N(SPT) \leq 10$, $10 < N(SPT) \leq 30$. Esto debido a que los depósitos aluviales (arcilla, limos y arenas con ó sin cementante) son los de principal interés en este estudio y que tienen valores de $N(SPT) \leq 30$. Los materiales con valores $N(SPT) > 30$ son identificados como materiales de alta resistencia ó roca. Los conglomerados con cementación de mediana a intensa presentan valores de $30 < N(SPT) \leq 50$. Tanto la parte intemperizada de la lutita Méndez (almendrilla) y la Fm. Méndez como tal, son definidos por valores $N(SPT) > 50$.

Los valores de N(SPT) se ven afectados por las fluctuaciones del nivel freático y presencia de partículas de finos, tendiendo a disminuir la resistencia de los materiales más compactos.

6.3 CONDICIONES GEOFÍSICAS.

Cavazos Tovar (2007) realizó la primera microzonificación para la Ciudad de Monterrey a partir de información geológica y geofísica. Realizaron un total de 23 perfiles de refracción sísmica distribuidos a lo largo del área de estudio y cercanos a los sondeos realizados previa construcción de la Línea 2 del Metro. Las mediciones fueron realizadas en parques, áreas residenciales, terrenos baldíos y zonas industriales haciendo énfasis en las áreas densamente pobladas de la zona (Fig. 6.4). El arreglo de los geófonos fue de 1,5 y 10 metros cubriendo longitudes de 11, 55 y 110 metros para cada arreglo respectivamente (Cavazos Tovar, 2007). Se puede comprobar que los espesores obtenidos por Cavazos Tovar (2007) mediante las estructuras de velocidades coinciden de manera bastante acertada con los cambios litológicos registrados en los datos de pozo del IIC/FIC.

Debido a que la mayor parte de la ciudad de encuentra urbanizada y la posibilidad de realizar las mediciones es prácticamente imposible, se les asignó al resto de los sondeos el valor de velocidades V_s promedio generado por los perfiles sísmicos. (Tabla 6.1) (Cavazos Tovar, 2007). De esta manera, se identificaron para los materiales geológicos recientes velocidades que varían de 180 m/s a 632 m/s. Los grandes espesores (~20 metros) de sedimentos recientes y poco consolidados de material de relleno y aluvión (arcilla, limo, arena y gravas) son típicos de estos valores y son encontrados principalmente en el centro del valle y conforme se incrementa la distancia respecto a las zonas montañosas aledañas al AMM.

Tabla 6.1.- Promedio de velocidades para ondas V_s . Cavazos Tovar, 2007.

Unidad Litológica	V_s mín m/s	V_s prom m/s	V_s máx m/s
Suelo	180	268	390
Aluvión	360	632	1015
Arcilla	920	1139	1400
Conglomerado	1200	1370	1460
Caliza	1890	2311	3000
Lutita	1200	1774	2500

Contrario a lo anterior, cerca de los pies de montaña las velocidades de incrementan alcanzando valores desde los 760 m/s (limos y arenas carbonatadas) hasta los 2500 m/s – 3000 m/s, velocidades características de rocas más competentes (lutitas y calizas).

De la misma manera, se utilizaron los valores de V_s obtenidos por Vázquez Rosas (2007) mediante la técnica SPAC (*Spatial Autocorrelation Method*). Los resultados obtenidos en este trabajo permitieron definir las estructuras de velocidades en cuatro diferentes sitios de la ciudad de Monterrey (PL4V, RSC, EST y RM), estimando las estructuras de velocidades de los estratos más superficiales en los cuatro sitios de estudio con una profundidad de exploración de 24 m hasta los 91 m. Los rangos de velocidades

para las ondas S varían de 400 m/s a 1500 m/s. Los resultados son correlacionados de manera confiable con la litología reportada para la zona. Para conocer más detalle de esta metodología y resultados se recomienda consultar la cita Vázquez Rosas (2007).

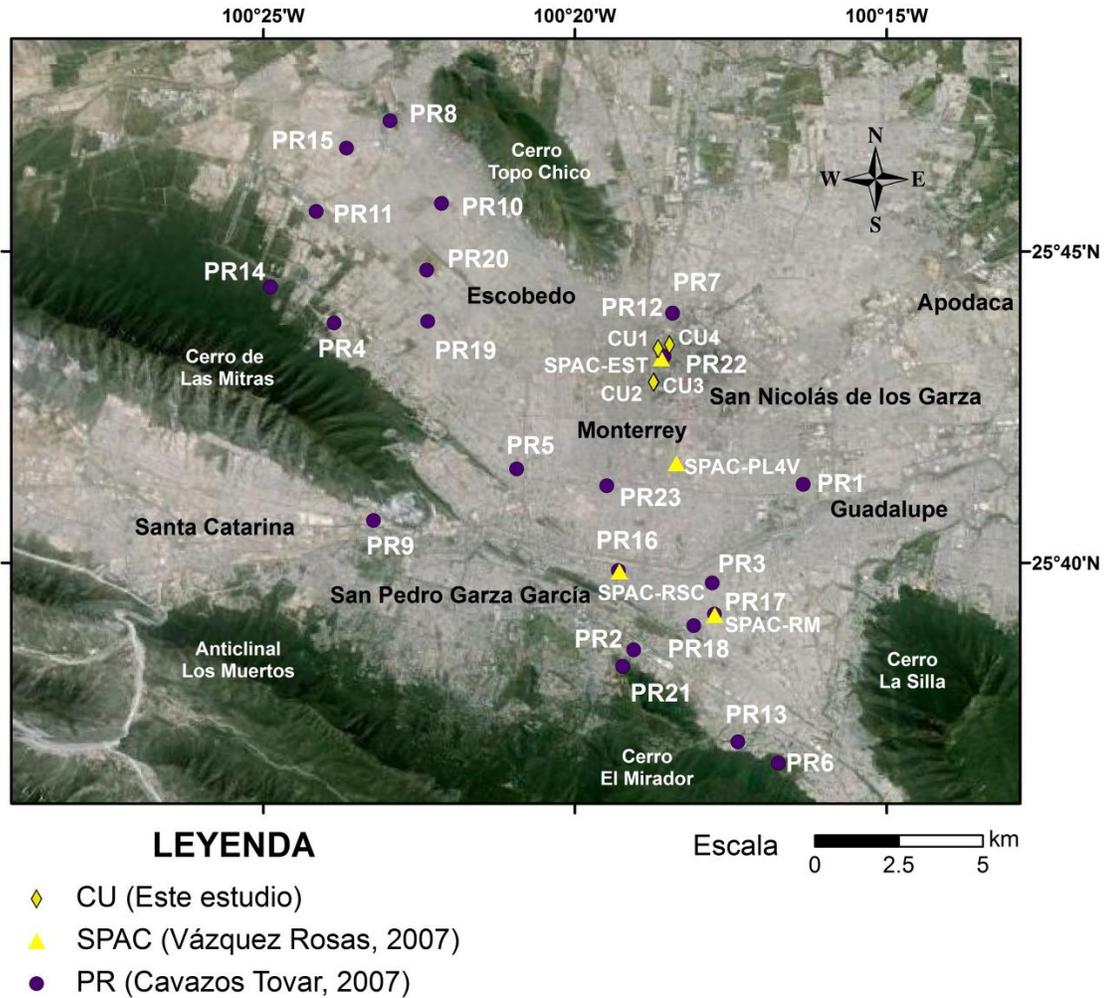


Fig. 6.4.- Localización de Perfiles empleando las metodologías de Refracción Sísmica (PR, Cavazos Tovar, 2007; CU, este trabajo) y SPAC (Vázquez Rosas, 2007) para el AMM.

Además, con el propósito de incrementar la base de datos respecto a las velocidades de ondas de corte, V_s , se desarrollaron 4 perfiles en sitios localizados en el Campus de Ciudad Universitaria de la UANL. Los sitios de medición fueron realizados cerca de sondeos desarrollados por personal del IIC/FIC. El arreglo de los geófonos fue de 3 metros de separación entre cada uno, cubriendo una longitud total de 72 metros. Los datos de

velocidades y espesores de las capas, información definida y procesada en cada perfil, definen de manera bastante aproximada las litologías existentes en el subsuelo del área, la cual fue comprobada con información de datos de pozo pertenecientes a los sondeos de la Línea 2 del Metro (Fig. 6.5).

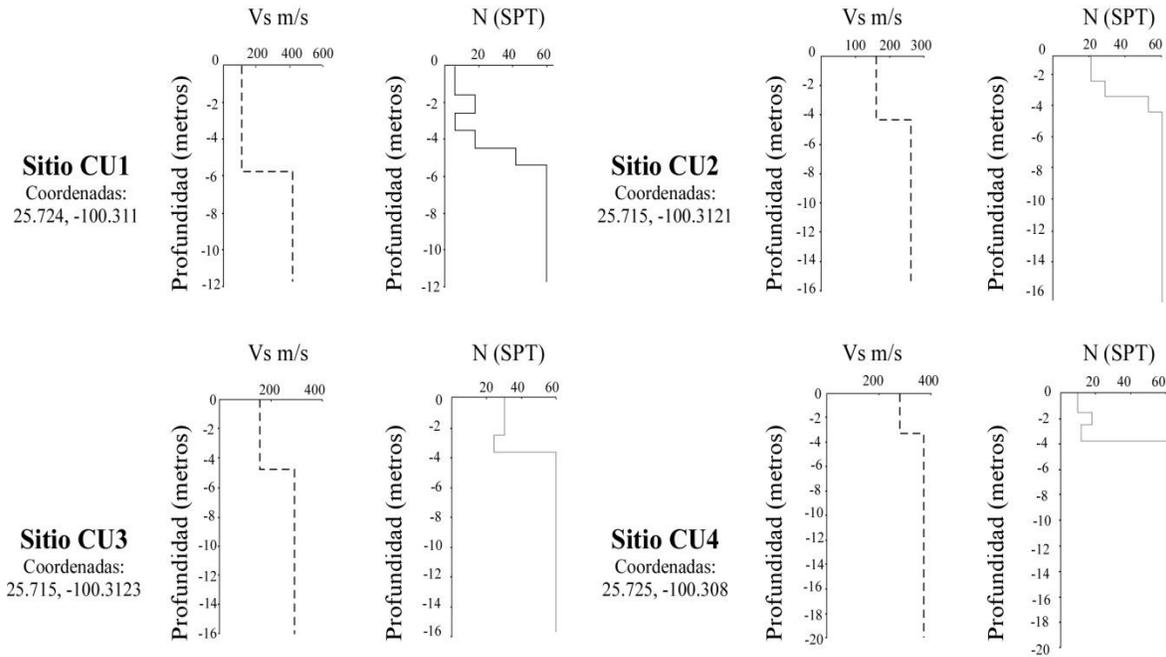


Fig. 6.5.- Correlación entre información Geotécnica y Geofísica para los perfiles realizados en este estudio.

A partir de lo anterior, se definieron los rangos de V_s para los materiales aluviales en la zona central del valle del AMM, presentando una variación en las velocidades de 180m/s, 268-360m/s, 360-600 m/s, los cuales ayudan a identificar los sedimentos en las categorías C, D, E según el Código *NEHRP*.

6.4 CORRELACIÓN EMPÍRICA ENTRE V_s -N(SPT) PARA EL AMM.

Los fenómenos que contribuyen a la amplificación de la señal sísmica están directamente relacionados directamente con la velocidad de las ondas sísmicas de cizalla, V_s , de los diferentes materiales geológicos presentes en el sitio (Lee & Tsai, 2008). Cuando una onda elástica se propaga a través de un material, la energía transmitida está definida por la densidad del material, V_s representa la velocidad de la partícula. Dicho flujo de energía permanece constante y en consecuencia las amplitudes del movimiento del suelo en materiales con baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas son mayores (Rodríguez Segurado, 2005). De esta manera, materiales como las arenas sueltas ó las arcillas blandas amplifican el movimiento del suelo significativamente. Por lo tanto, los efectos deben ser considerados en el diseño sismoresistente para estructuras situadas en regiones caracterizadas por velocidades de las ondas sísmicas bajas en depósitos sedimentarios.

Los métodos para identificar las propiedades de los suelos tiene como principal finalidad clasificarlos en base a parámetros geotécnicos *in situ*, por ejemplo N(SPT). De esta manera se propone una correlación empírica para el Área Metropolitana de Monterrey que permita obtener V_s a partir del valor N(SPT).

Se obtuvo una correlación general que analiza los diferentes tipos de litologías presentes. Sin embargo, se tomaron aquellos valores $N(SPT) \leq 30$ ya que son representativos de materiales granulométricamente finos y no consolidados. Los valores $N(SPT) > 30$, típicos de conglomerados y la lutita Méndez, no son incluidos en la correlación debido a que representan materiales, que desde el punto de vista geotécnico, definen estabilidad para las cimentaciones civiles asentadas sobre los mismos. La profundidad de estos materiales se encuentra entre los 10 y 15 metros, siendo los mayores espesores hacia la parte Norte de la zona de estudio.

Primeramente, se clasificó la información geológica y geofísica en base a criterios que expresarán de manera aproximada el grado de compactación ó rigidez de los materiales.

El valor N(SPT) fue clasificado de acuerdo a la clasificación de Terzaghi & Peck (1967) (Tabla 6.2). La densidad es una característica que representa correctamente la compactación de los materiales y permite que la identificación y explicación de otras propiedades sea factible desde el punto de vista de la Ingeniería. Un incremento en la compactación del material es acompañado por el incremento de la rigidez. Si decrece la compresibilidad y la permeabilidad puede llevar a reducir los problemas de contracción/inflación (Carter & Bentley, 1991).

Tabla 6.2.- Correlaciones para suelos no cohesivos entre la densidad relativa y la resistencia a la penetración estándar. Terzaghi & Peck, 1967; Carter & Bentley, 1991; González de Vallejo *et al.*, 2002; Hunt, 2005.

Compacidad	Densidad seca (kg/m ³)	N(SPT)
Muy suelto	1300 – 1400	<4
Suelto	1400 – 1500	4-10
Medianamente denso	1500 – 1800	10 - 30
Denso	1700 – 2000	30-50
Muy denso	2000 - 2200	>50

Las velocidades de propagación de las ondas de corte fueron correlacionadas con Códigos de Construcción aceptados a nivel mundial, como es el caso del Código *NEHRP* para los Estados Unidos y la modificación de la misma propuesta por Rodríguez-Marek *et al.*, (2001), en la que incluye una aproximación de la profundidad a la que se encontraría una litología específica. En base a esta clasificación se distinguen tres tipos de materiales: roca dura, suelo intermedio y suelo blando.

Debido a la dificultad de medir las densidades en campo, los valores son usualmente estimados por los Ensayos de Penetración Estándar u otros ensayos sencillos. Gibbs & Holtz (1957) indican que la relación entre la densidad y el valor N(SPT) depende de las características del material, seco ó saturado, además de la presión por sobrecarga.

Tabla 6.3.- Categorías geotécnicas de sitio propuestas por Rodríguez-Marek *et al.*, 2001.

Sitio	Descripción	Comentarios
A	Roca dura	Basamento cristalino. $V_s \geq 1500$ m/s
B	Roca competente	$V_s \geq 600$ m/s ó profundidad < 6 m. La mayor parte de las rocas no intemperizadas de California.
C1	Roca intemperizada	$V_s \sim 300$ m/s incrementando hasta 600 m/s. Zona de intemperización >6 m y <30 m.
C2	Suelo rígido somero	Profundidad >6 m y <30 m.
C3	Suelo rígido de profundidad intermedia	Profundidad >30 m y <60 m.
D1	Suelo rígido del Holoceno	Profundidad >60 m y <200 m.
D2	Suelo rígido del Pleistoceno	Profundidad >60 m y <200 m.
D3	Suelo rígido muy profundo	Profundidad >200 m.
E1	Arcilla suave de espesor mediano	Espesor de la capa 3-12 m.
E2	Arcilla suave profunda	Espesor de la capa >12 m.
F	Arena potencialmente licuefactable	Arena suelta del Holoceno con un nivel freático muy somero (≤ 6 m).

Por ejemplo, si en la realización de un Ensayo SPT se registran 4 golpes ó menos para hincar el muestreador, el material será considerado muy suelto y será sujeto a considerables asentamientos debido al peso de las estructuras civiles ó a la sacudida sísmica. Caso contrario se presenta cuando se necesitan 50 golpes ó más para hincar el muestreador, considerando el material muy denso y teniendo la característica de soportar grandes cargas y considerarse resistente a asentamientos durante el estremecimiento sísmico.

De esta manera se determinaron rangos de velocidades de 180m/s, 268-360m/s, 360-600m/s, permitiendo caracterizar los sedimentos someros en la zona central del valle del AMM en las categorías C, D, E según el Código *NEHRP* (Tabla 3.1).

Rodríguez-Marek *et al.* (2001) propusieron recientemente un esquema de clasificación geotécnica (Tabla 6.3) como alternativa para la evaluación de la respuesta sísmica de sitio, basado en los registros de movimiento del subsuelo por los terremotos de Loma Prieta (1989) y Northridge (1994).

Para diferentes tipos de roca y suelo se consideran de mayor interés las categorías de sitio C, D y E ya que representan litologías propensas a experimentar las mayores amplificaciones durante terremotos y que son caracterizados por valores bajos de velocidades de ondas de corte.

En base a las clasificaciones establecidas en las tablas 3.1, 6.1, 6.2 y 6.3 se realizó el análisis estadístico que diera como resultado la correlación empírica para obtener V_s a partir del valor $N(SPT)$.

6.4.1 Análisis Estadístico.

Los sondeos de la Línea 2 del Metro y las velocidades obtenidas mediante perfiles geofísicos fueron utilizados para establecer una relación empírica entre V_s y $N(SPT)$ para el AMM, definiendo 286 pares de datos V_s - $N(SPT)$, haciendo el análisis exclusivo para los materiales geológicos con un número de golpes $N(SPT) \leq 30$, caracterizados por ser materiales recientes, someros, no consolidados y granulometrías de finas a medias (arcillas, limos, arenas).

La razón para excluir los materiales con $N(SPT) > 30$, caracterizado por conglomerados y la lutita de la Fm. Méndez, recae en que estos materiales son más consolidados y resistentes, siendo los sedimentos de interés durante las pruebas geotécnicas para establecer las cimentaciones de las estructuras civiles a la profundidad donde se localicen los mismos.

De manera general, la literatura reportada publica la correlación entre parámetros geológicos, geotécnicos y geofísicos de la manera $V_s = AN^B$. La tabla 6.4 define los rangos de $N(SPT)$ y V_s (m/s) para los sedimentos aluviales presentes en el AMM. Estos valores

son similares a los reportados por la Comisión Federal de Electricidad en el Manual de Diseño de Obras Civiles para el país (Tabla 3.3), según el Manual de Diseño de Obras Civiles: Diseño por Sismo (MDOC-DS, 2008).

Tabla 6.4.- Rango de valores N(SPT) y V_s para el Área Metropolitana de Monterrey.

Categoría	Densidad	N(SPT)	V_s (m/s)
A	Muy denso	> 50	> 632
B	Denso	30 – 50	360 – 600
C	Medianamente denso	10 – 30	180 - 360
D	Suelto	4 – 10	< 180
E	Muy suelto	< 4	< 180

Mediante una regresión estadística, se obtiene la relación entre V_s -N(SPT) para el AMM, donde los parámetros A y B son obtenidos mediante el Método de Mínimos Cuadrados (Tabla 6.5):

$$V_s = 99.8429N(SPT)^{0.524}$$

$$R^2 = 0.962$$

Tabla 6.5.- Constantes obtenidas en el análisis de regresión.

Variable	Estimado	Desv. Est. Error	Límite Inferior Conf.	Límite Sup. Conf.
A	99.84286	2.099	95.71013	103.97
B	0.52352	0.007	0.50986	0.537

Tabla 6.6.- Evaluación estadística de las variables utilizadas en el análisis de regresión.

Variable	Min	Max	Promedio	Desviación Estándar
N(SPT)	1.00	30	18.042	7.8645
Vs (m/s)	180.00	600	441.888	111.1209

Donde R^2 es el coeficiente de relación ó determinación, el cual indica el porcentaje de variación controlada ó explicada mediante el modelo. Conforme $R^2=1$, habrá una dependencia funcional. Cuanto más se acerque el valor obtenido a la unidad, mayor poder explicativo tendrá el modelo de regresión utilizado. De esta manera y en base al resultado del ajuste utilizado en este estudio ($R^2=0.962$) se puede afirmar que el modelo define una buena relación entre el comportamiento de las propiedades Vs-N(SPT) para el AMM.

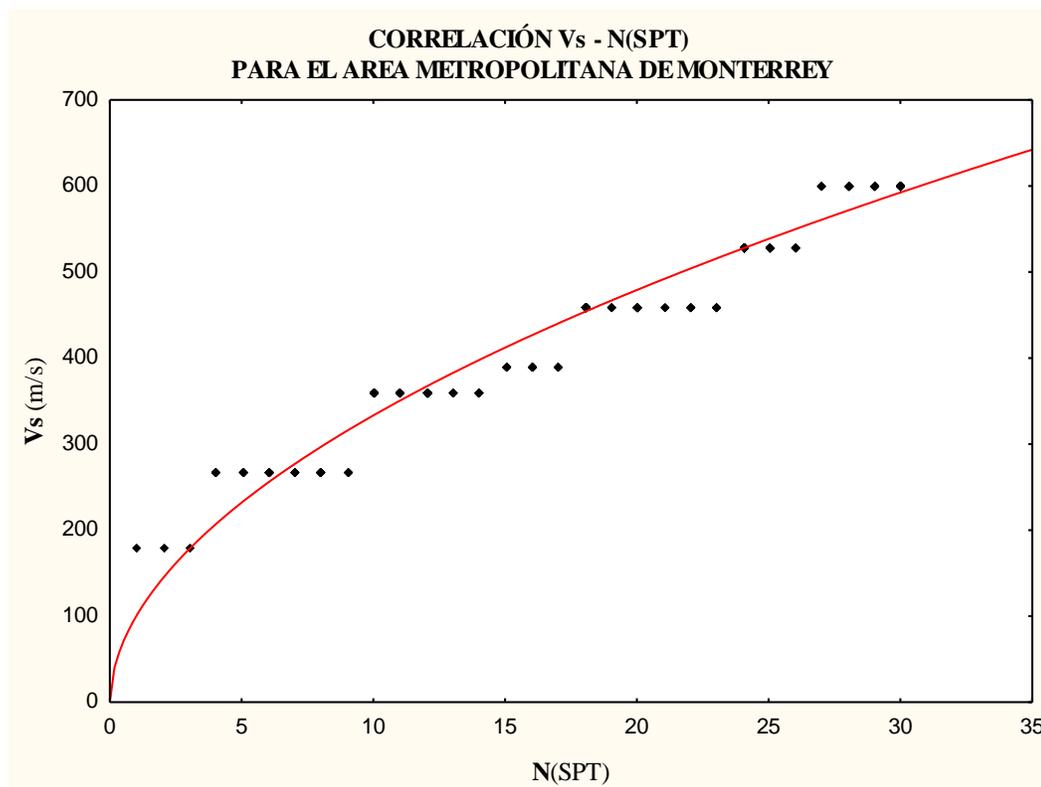


Fig. 6.6.- Gráfica que define la relación entre las variables N(SPT) y Vs (m/s) para el AMM.

Como se observa en la Fig. 6.6, la relación anterior define un comportamiento ó tendencia de tipo “potencial”. Se identifica un crecimiento de V_s (m/s) que no es directamente proporcional al incremento en el valor N(SPT) para los sedimentos aluviales (N(SPT) <30) de la zona. Esto es interpretado por la variación tanto litológica como en los espesores, así como en el grado de cementación y fluctuación del nivel freático, definiendo las condiciones geológicas que son las responsables de este comportamiento en el modelo.

Conforme la línea de regresión se acerca a los materiales más compactos, definidos por conglomerados y la Fm. Méndez (N(SPT) >30), el comportamiento tiende a estabilizarse y ser más gradual ya que las propiedades de los materiales son más homogéneas que los sedimentos aluviales. Es decir, la compactación y densidad de los mismos es controlada por la composición y arreglo de las partículas, definiendo materiales más rígidos. Procesos tectónicos y condiciones de ambientes de disolución química (karstificación) intensa serían los principales factores que afecten dichas propiedades de los materiales, y a su vez una disminución en la rigidez y resistencia de los mismos.

Es importante mencionar que esta correlación debe ser de uso exclusivo para el AMM y la extensión de su aplicación para otros sitios requiere de un análisis detallado con el propósito de determinar que las condiciones sean similares ó iguales a las del AMM (clima semi-árido, rocas sedimentarias, procesos de disolución química ó karstificación, etc.). De otra manera, debe evitarse su uso y desarrollar el análisis para la región de interés siguiendo las metodologías aplicadas en este trabajo.

Comparando con las diferentes correlaciones publicadas alrededor del mundo por diferentes autores, se aprecia que el comportamiento de los materiales para el AMM tiene una tendencia similar, pero fuera del rango de las demás publicaciones (Fig. 6.7). Esto puede ser interpretado debido a la diferencia con el tipo de materiales y condiciones geológicas respecto a las distintas áreas, ya que, para otras localidades, las litologías que son erosionadas y posteriormente dan como resultado el depósito los sedimentos aluviales son representadas por rocas ígneas, metamórficas y en algunos casos sedimentarias. Además, los procesos de karstificación no son tan comunes y por ende no representan un factor importante en el comportamiento de relación entre las variables V_s -N(SPT).

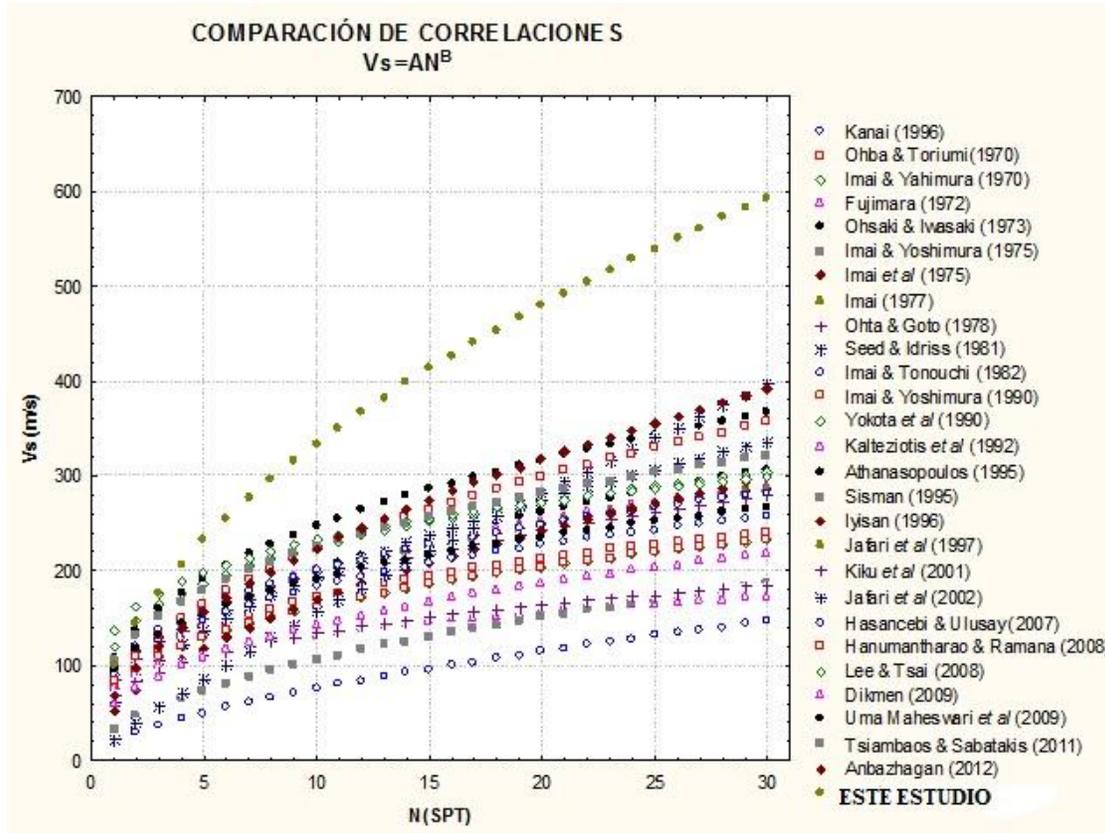


Fig. 6.7.- Comparativa de correlaciones entre V_s -N(SPT) publicadas y este estudio para sedimentos aluviales recientes y no consolidados.

Las fluctuaciones del nivel freático y condiciones de cementación son factores que tienen gran influencia en esta correlación. Además, los procesos tectónicos en cada área juegan un papel importante al definir características que puedan modificar la respuesta de los distintos depósitos ante la incidencia de ondas sísmicas.

Otra de las posibles causas es la cantidad de datos procesados. Algunas correlaciones publicadas, además del valor N(SPT) toman otras variables, como la edad, profundidad, presión por sobrecarga en los análisis de regresión, siendo factores que probablemente pueden afectar el resultado final y los cuales, no han sido tomados en cuenta en el análisis desarrollado en este trabajo.

A partir de los datos analizados, se procedió a desarrollar un modelo bidimensional Geotécnico-Geofísico para la zona central del Valle de Monterrey (Fig. 6.8). En el modelo

2D se aprecia que los sedimentos más someros (arcillas, materia orgánica) son caracterizados por velocidades $V_s = < 180$ m/s y $N(\text{SPT}) < 4$. Materiales como arcillas intercaladas con limos y arenas tienen valores $4 < N(\text{SPT}) < 10$ y un rango de velocidades $V_s = 268-360$ m/s. Conglomerados de compactación baja a intermedia son identificados por $10 < N(\text{SPT}) < 30$ y velocidades $V_s = 460$ a 530 m/s.

Los conglomerados fuertemente cementados y el basamento geotécnico, definido por la Lutita Méndez, tienen valores $N(\text{SPT}) > 30$ y $V_s > 632$ m/s.

Los resultados fueron comparados con análisis de microtemores y gravimetría desarrollados en la misma zona por López Barbosa en el 2008, confirmando que los sedimentos recientes, someros y no consolidados amplifican en mayor intensidad la señal sísmica en comparación con los conglomerados fuertemente cementados y la roca firme.

Los materiales geológicos caracterizados por granulometrías finas y densidades en un rango de 1.7 a 2.0 g/cm³ (López Barbosa, 2008), depositados los mayores espesores al Sur del perfil, tienden a amplificar la intensidad de la señal sísmica en un orden mayor a 4 veces (López Barbosa, 2008).

Los depósitos consolidados y granulométricamente de partículas más gruesas, tienden a incrementar sus espesores en dirección Norte del perfil. López Barbosa (2008) define para estos sedimentos amplitudes unitarias y un rango de densidades que varía de 2.18 a 2.41 g/cm³, correspondiendo a la Lutita Méndez.

De esta manera, se espera que durante un sismo con epicentro cercano al Área Metropolitana de Monterrey las mayores amplificaciones sean en la parte Sur del área central del valle, debido a que es en esta parte donde se localizan los mayores espesores de los sedimentos aluviales, caracterizados por valores bajos tanto en V_s como en $N(\text{SPT})$.

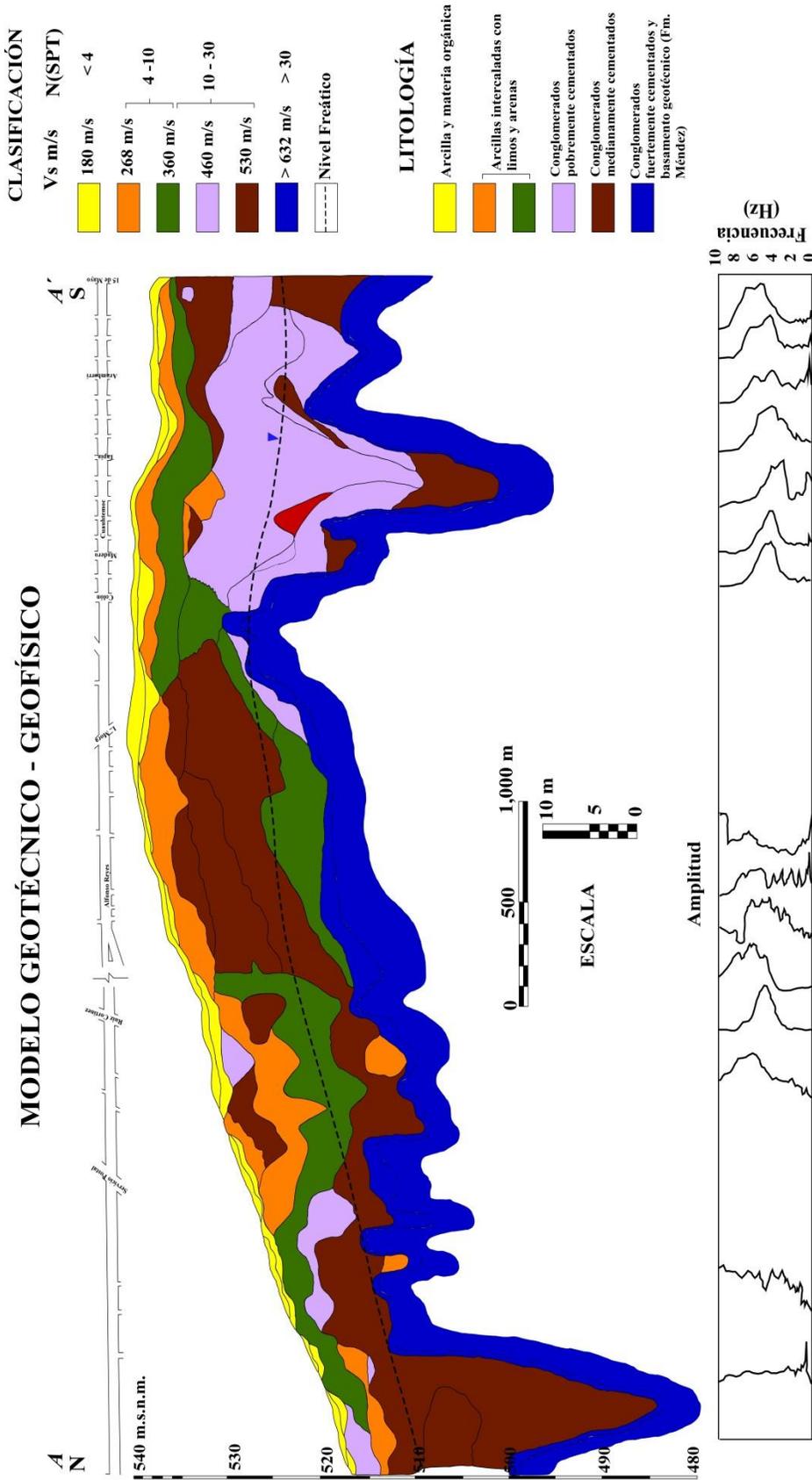


Fig. 6.8.- Modelo Geotécnico-Geofísico para los sedimentos aluviales del Área Metropolitana de Monterrey. Se definen los valores de N(SPT) y Vs (m/s) para las distintas litologías presentes en la zona central del Valle. Además, se presenta la comparación con el análisis de microtremores y gravimetría desarrollado por López Barbosa (2008) para la misma zona, comprobando que los materiales geológicos definidos por granulometrías finas y cuyos grandes espesores se encuentran en la parte Sur del perfil, tienden a amplificar la señal sísmica en comparación con los sedimentos más consolidados, localizados en la parte Norte.

CAPÍTULO VII:

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 CONCLUSIONES

Se propone la primera correlación empírica entre propiedades Geológicas, Geotécnicas y Geofísicas para el Área Metropolitana de Monterrey, localizada en el NE de México, zona del país que recientemente ha experimentado actividad sísmica y que no se encuentra preparada adecuadamente ante los efectos que estos fenómenos naturales traen consigo y que necesita de implementación de estudios multidisciplinarios que evalúen el potencial de riesgo sísmico para las poblaciones localizadas en esta parte del país. En este estudio, las velocidades de las ondas de corte, V_s , para la zona central del AMM fueron correlacionados con parámetros geotécnicos que definen el grado de compactación y rigidez de los sedimentos geológicos presentes. Para este caso, se hizo uso de los números de golpes obtenidos de los Ensayos de Penetración Estándar ó valor $N(SPT)$ desarrollados previa construcción de la Línea 2 del Metro. Como resultado, la correlación empírica para el AMM es expresada de la siguiente manera: $V_s = 99.8429N(SPT)^{0.524}$.

Además y de acuerdo al análisis de los sondeos geotécnicos, se identificaron los distintos materiales presentes en el AMM, presentando variación en su granulometría, resistencia a la compactación y variación del nivel freático. Se identifica que las partículas más gruesas (conglomerados) se depositaron hacia la parte Norte del área de estudio, zona topográfica más baja. En la misma dirección aumenta el grado de cementación. Las partículas finas predominan en la parte Sur (arcillas, limos y arenas).

Se identifica que la fluctuación en el nivel freático, procesos de disolución química (karstificación) y grado de cementación de los depósitos aluviales son las principales condiciones geológicas que propician variaciones en el comportamiento geotécnico de los depósitos aluviales.

Los cambios en la posición del nivel freático origina disolución-precipitación de los materiales carbonatados (reacción reversible), lo cual reduce la dureza de los materiales y la compactación (valores bajos de V_s y $N(SPT)$). En tanto que un aumento en el cementante define litologías más rígidas y compactas (valor altos de V_s y $N(SPT)$).

Un total de 101 sondeos geotécnicos, con información de litología, espesor, valor $N(SPT)$, posición del nivel freático y las estructuras de velocidades obtenidas por metodologías geofísicas (Refracción Sísmica y SPAC) permitieron definir 286 pares de datos V_s - $N(SPT)$, los cuales fueron los parámetros de entrada para el análisis estadístico.

Partiendo del análisis estadístico se realizó un modelo bidimensional para determinar los valores de V_s en lugares del AMM donde no se contará con esta información. El resultado permitió definir que los materiales más someros (arcillas, materia orgánica) son caracterizados por velocidades $V_s = < 180$ m/s y $N(SPT) < 4$. Materiales como arcillas intercaladas con limos y arenas tienen valores $4 < N(SPT) < 10$ y un rango de velocidades $V_s = 268-360$ m/s. Conglomerados de compactación baja a intermedia son identificados por $10 < N(SPT) < 30$ y velocidades $V_s = 460$ a 530 m/s.

Los resultados fueron comparados con un estudio de microtemores y gravimetría desarrollados en la misma zona, permitiendo concluir que los sedimentos de granulometrías finas depositados al Sur del perfil amplifican las ondas sísmicas con mayor intensidad que las litologías caracterizadas por partículas gruesas localizadas en la parte Norte.

Las principales aplicaciones de este tipo de estudios deberán de ser enfocados en la planeación de uso de suelo, diseño sísmico de estructuras, estimación del potencial de licuefacción y deslizamiento, y en la estimación y cartografía de aquellos daños potenciales en los distintos tipos de estructuras civiles a lo largo del AMM. Además, permitirá aproximar la distribución espacial y espesor de los materiales geológicos, sobre todo en áreas donde no se cuente con suficiente información geofísica que permita caracterizar los materiales en base a la respuesta sísmica.

Se tiene que hacer énfasis en que este trabajo se enfoca únicamente en el estudio del comportamiento dinámico de los materiales geológicos presentes en el AMM, por lo que

las cuestiones tanto de diseño sísmico como de toma de decisiones deben ser analizadas y evaluadas por los expertos en el tema, siendo la finalidad primordial de la conjunción de estudios multidisciplinarios evitar daños en las edificaciones y pérdidas de vidas humanas.

7.2 RECOMENDACIONES

La aplicación de la correlación deberá ser complementada por información geológica-geotécnica detallada del sitio de interés, y su uso no debe ser extrapolado a otras zonas con características geológicas diferentes a las presentes en el área de estudio.

La correlación deberá ser ajustada conforme se introduzcan en el análisis más información geológica, geotécnica y geofísica para el AMM, con el objetivo de representar de manera más confiable el comportamiento de los sedimentos aluviales ante la sismicidad.

**CAPÍTULO VIII:
BIBLIOGRAFÍA**

ABRAHAMSON, N.A. & SHEDLOCK, K.M. (1997). *Overview.* Seismological Research Letters 68 (1): 9-23.

ABRAHAMSON, N.A. & SILVA, W.J. (1997). *Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes.* Seismological Research Letters 68: 94-127.

AGUILAR, A.R. (1984). *Integración Geológica-Geoquímica para determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos en la porción centro-oriental de la Zona Norte.* Tesis de Maestría. UNAM. 229pp.

AKI, K. (1988). *Local Site Effects on Strong Ground Motion.* En: Earthquake Engineering and Soil Dynamics II. Recent Advances in Ground Motion Evaluation. Proceedings of the Geotechnical Engineering Division of the American Society of Civil Engineers. Geotechnical Special Publication No. 20. J. Edited by Lawrence Von Thun. 103-155.

AKIN, M.K., KRAMER, S.L., TOPAL, T. (2011). *Empirical Correlations of Shear Wave Velocity (V_s) and Penetration Resistance (SPT-N) for Different Soils in an Earthquake prone Area (Erbaa-Turkey).* Engineering Geology 119: 1-17.

ALVA NIÑO, E. (1995). *Datos base y metodología para la elaboración de una carta ingenierio-geológica de la zona metropolitana de Monterrey, N.L., México.* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 82pp.

ALVA NIÑO, E. (1997). *Estudio geológico-hidrogeológico de la región Noreste (Sierra las Mitras – Cerro del Topo – Cerro del Durazno) de Monterrey, Nuevo León/México.* Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 109pp.

ANBAZHAGAN, P., KUMAR, A., SITHARAM, T.G. (2012). *Seismic Site Classification and correlation between Standard Penetration Test N value and Shear Wave Velocity for Lucknow City in Indo-Gangetic Basin.* Pure and Applied Geophysics 170 (3): 299-318.

ANDERSON, T.H. & SCHMIDT, V.A. (1983). *The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea Region during Mesozoic Time.* Geological Society of America Bulletin 94: 941-966.

ANDERSON, J.G., BODIN, P., BRUNE, J. N., PRINCE, J., SINGH, S.K., QUASS, R., ONATE, M. (1986). *Strong ground motion from the Michoacan, Mexico, earthquake.* Science 233: 1043-1049.

ANDRUS, R.D., HAYATI, H., MOHANAN, N.P. (2009). *Correcting Liquefaction Resistance for Aged Sands Using Measured to Estimated Velocity Ratio.* Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 135(6): 735-744.

ANSAL, A. (2004) *Recent Advances in Earthquakes Geotechnical Engineering and Microzonation. Volume 1.* Kluwer Academic Publishers. U.S.A. 361pp.

ARANDA-GÓMEZ, J.J., LUHR, J., HOUSH, T., CANNOR, C., BECKER, T., HENRY, C. (2003). *Synextensional Pliocene-Pleistocene eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México*. Geological Society of America Bulletin 115: 298-313.

ARANDA-GÓMEZ, J.J., HOUSH, T.B., LUHR, J.F., HENRY, C.D., BECKER, T., CHÁVEZ-CABELLO, G. (2005). *Reactivation of the San Marcos fault during mid-to late Tertiary extension, Chihuahua, Mexico*. En: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., (eds.). *The Mojave Sonora Megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*. Geological Society of America Special Paper 393: 481-521.

ARVIZU GUTIÉRREZ, I.R. (2006). *Paleomagnetismo de rocas jurásicas y cretácicas del Valle de San Marcos, Coahuila, México*. Tesis de Maestría. Centro de Geociencias, UNAM. Juriquilla, Querétaro. 159pp.

ARVIZU GUTIÉRREZ, I.R., GONZÁLEZ NARANJO, G.A., MOLINA GARZA, R.S., CHÁVEZ CABELLO, G. (2011) *Magnetoestratigrafía de la Formación San Marcos del Cretácico Inferior, Coahuila, México: Implicaciones tectónicas y paleogeográficas*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 63(2): 157-170.

ASTM (2013). *Annual Book of ASTM Standards, vol.04.08: Soil and Rock (I). Standard No.D1586-11, Standard Test Method for Standard Penetration Test (SPT) and Split-Barrel Sampling of Soils*. ASTM, West Conshohocken, PA, U.S.A.

ATKINSON, G.M. (2007). *Challenges in seismic hazard analysis for continental interiors*. En: Stein, S., Mazzotti, S., (eds.). *Continental Intraplate Earthquakes Science, Hazard, and Policy Issues*. Geological Society of America Special Paper 425: 329-344.

BIRD, P. (2003). *An updated digital model of plate boundaries*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (3): 1027.

BOLT, B.A. (2003). *Earthquakes*. 5ª Edición. W.H. Freeman and Company. U.S.A. 378pp.

BOORE, D.M. (2004). *Estimating Vs(30) (or NEHRP Site Classes) from Shallow Velocity Models (Depths < 30m)*. Bulletin of the Seismological Society of America 94 (2): 591-597.

BRANDENBERG, S.J., BELLANA, N., SHANTZ, T. (2010). *Shear Wave Velocity as Function of Standard Penetration Test Resistance and Vertical Effective Stress at California Bridge Sites*. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 30: 1026-1035.

BURGER, H.R. (1992). *Exploration Geophysics on the Shallow Subsurface*. Prentice Hall. 489pp.

CALAIS, E., MATTIOLI, G., DE METS, C., NOCQUET, J.M., STEIN, S., NEWMAN, A., RYDELEK, P. (2005). *Tectonic strain in plate interior?*. *Nature* 438.

CAMPOS SIGÜENZA, A. & VÁSQUEZ HUAMANI, O. (1992). *ASTM Designación: D1586. Método Estándar de Ensayo de Penetración y Muestreo de Suelos con Caña Partida*. Seminario Taller de Mecánica de Suelos y Exploración Geotécnica 9 al 11 de Septiembre 1992. Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres. Universidad Nacional de Ingeniería. Perú.

CARRILLO BRAVO, J. (1961). *Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria*. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., México 13 (1 y 2): 1-98.

CARTER, M. & BENTLEY, S.P. (1991). *Correlations of Soil Properties*. Pentech Press Limited. London. 130pp.

CASASÚS, F.R. (2003). *Monterrey, 407 trozos de su historia*. Creatividad Editorial. 188pp.

CAVAZOS TOVAR, N.P. (2007). *Microzonación de la Ciudad de Monterrey, N.L., basada en Geología y Velocidad de Propagación de Ondas Sísmicas*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 213pp.

CHAPA GUERRERO, J.R. (1993). *Massenbewegungen an Steilhängen der Sierra Madre Oriental in Grossraum Monterrey, Mexiko*. Tesis Doctoral, RWTH- Aachen. 164pp.

CHAPA ARCE, R.I., GARCÍA PUENTE, D.M., LEMUS ALARCÓN, O.R., GARZA VELA, L.A. (2010). *Estudio Geológico-Geofísico para determinar Movimientos en Masa y Riesgos Geológicos en el Cañón del Huajuco (La Estanzuela) al Sureste del Área Metropolitana de Monterrey, Nuevo León, México*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 254pp.

CHARLESTON, S. (1981). *A summary of the structural geology and tectonic of the State of Coahuila, Mexico*. En: Schmidt, C.I., Katz, S.B., (eds.). *Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, northern Mexico*. West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication, 81-74, 28-36.

CHÁVEZ CABELLO, G. (2005). *Deformación y Magmatismo Cenozoico en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México*. Tesis Doctoral. Centro de Geociencias, UNAM. Juriquilla, Querétaro. 313pp.

CHÁVEZ CABELLO, G., ARANDA GÓMEZ, J.J., MOLINA GARZA, R.S., COSSÍO TORRES, T., ARVIZU GUTIÉRREZ, A., GONZÁLEZ NARANJO, G.A. (2005). *La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo 57(1): 27-52.

CHÁVEZ-CABELLO, G., ARANDA-GÓMEZ, J.J., MOLINA-GARZA, R.S., COSSÍO-TORRES, T., ARVIZU-GUTIÉRREZ, I.R., GONZÁLEZ-NARANJO, G.A. (2007). *The San Marcos fault: A jurassic multireactivated basament structure in northeastern México*. En: Alaníz-Alvárez, S.A. and Nieto-Samaniego, Á.F., (eds.). *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico*, Geological Society of America Special Paper 422: 261-286.

CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN DE DESASTRES (CENAPRED) (2013). *Serie Fascículos, Sismos*. Secretaría de Gobernación. Versión Electrónica. 47pp.

CONEY, P.J. (1976). *Plate tectonics and the Laramide orogeny New México*. Geological Society Special Publication, 5-10.

CÓRDOBA, D.A. (1965). *Hoja Apizolaya (13R-1(9)) con resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, estados de Zacatecas y Durango*. México, D.F., UNAM, Instituto de Geología. Carta Geológica de México, Serie 1:100 000.

CORNELL, C. (1968). *Engineering Seismic Risk Analysis*. Bulletin of the Seismological Society of America, 1583-1606.

CRONE, A.J., DE MARTINI, P.M., MACHETTE, M.N., OKUMURA, K., PRESCOTT, J. (2003). *Paleoseismicity of two historically quiescent faults in Australia: implications for fault behavior in stable continental regions.* Bulletin of the Seismological Society of America 93: 1913-1934.

DAY, R.W. (2002). *Geotechnical Earthquake Engineering Handbook.* McGraw- Hill. New York. 618pp.

DE CSERNA, Z. (1956). *Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey, México.* XX Congreso Geológico Internacional, México, D.F., UNAM, Instituto de Geología, 2 mapas, 87pp.

DE CSERNA, Z., GRAF, J.L., ORTEGA GUTIÉRREZ, F. (1977). *Alóctono del Paleozoico inferior en la región de Ciudad Victoria, estado de Tamaulipas.* Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México 1: 33-43.

DE CSERNA, Z. (1989). *An outline of the geology of Mexico.* En Bally, A.W., and Palmer, A.R., The geology of North-America: An overview. Boulder, Colorado. Geological Society of America, Geology of North America v.A: 233-264.

DELGADO, J., LÓPEZ CASADO, C., ESTÉVEZ, A., GINER, J., CUENCA, A., MOLINA, S. (2000). *Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool.* Journal of Applied Geophysics 45: 19-32.

DICKINSON, W. & SNYDER, S. (1977). *Inferred plate tectonic setting of classic Laramide Orogeny.* Geological Society of America Bulletin 9(7): 950.

DICKINSON, W.R. & LAWTON, T.E. (2001). *Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico.* Geological Society of America Bulletin, 113 (9): 1142-1160.

DIXON, T.H., MAO, A., STEIN, S. (1996). *How rigid is the stable interior of the North American plate?.* Geophysical Research Letters 23(21): 3035-3038.

DOBRY, R., BORCHERDT, R.D., CROUSE, C.B., IDRIS, I.M., JOYNER, W.B., MARTIN, G.R., POWER, M.S., RINNE, E.E., SEED, R.B. (2000). *New Site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions.* Earthquake Spectra 16: 41-67.

DOSER, D. (1987). *The 16 August 1931 Valentine, Texas, earthquake: evidence for normal faulting in west Texas.* Bulletin of the Seismological Society of America 77: 2005-2017.

DOSER, D., BAKER, M.R., MASON, D.B., (1991). *Seismicity in the War-Wink gas field, Delaware basin, west Texas, and its relationships to petroleum production.* Bulletin of the Seismological Society of America 81: 971-986.

DOSER, D., BAKER, M.R., LUO, M., MARROQUIN, P., BALLESTEROS, L., KINGWELL, J., DIAZ, H.L., KAIP, G. (1992). *The not so simple relationship between seismicity and oil production in the Permian basin, west Texas.* Pure and Applied Geophysics 139: 481-506.

DOSER, D. & RODRÍGUEZ, J. (1993). *The seismicity of Chihuahua, Mexico, and the 1928 Parral earthquake.* Physics of the Earth and Planetary Interiors 78: 97-104.

EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., ARANDA, G. M., MARREIT, R. (2000). *Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México.* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana V. LIII: 1-26.

FINN, W.D., ONUR, T., VENTURA, C.E. (2004). *Microzonation: Developments and Applications.* En: Ansal, A., (ed.). Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation. Kluwer Academic Publishers, 3-26.

FLAWN, P.T. & DÍAZ, G.T. (1959). *Problems of Paleozoic Tectonics in north-central and northeastern México.* American Association of Petroleum Geologist Bulletin 43: 224-229.

FOURIER D'ALBE, E. (1988). *An approach to earthquake risk management.* Engineering Structures 4: 147-152.

FUMAL, T.E. & TINSLEY, J.C. (1985). *Mapping shear wave velocities of near surface geologic materials.* En: Ziony, J.I., (ed.). Evaluating Earthquake hazards in the Los Angeles Region. USGS Professional Paper 1360: 127-149.

GALVÁN RAMÍREZ, I.N. (2005). *Sismicidad Histórica y Predicción del Movimiento de Suelo en el NE de México (24-31°N, 97-106°W).* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 115pp.

GALVÁN-RAMÍREZ, I.N. & MONTALVO-ARRIETA, J.C. (2008). *The historical seismicity and prediction of ground motion in northeast Mexico.* Journal of South American Earth Sciences 25: 37-48.

GARCÍA ACOSTA, V. & SUÁREZ REINOSO, G. (1996). *Los sismos en la historia de México.* Universidad Nacional Autónoma de México. Editorial Fondo de Cultura Económica. 718 pp.

GIBBS, H.J. & HOLTZ, W.G. (1957). *Research on determining the density of sand by spoon penetration testing.* Proceedings of 4th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering 1: 35-39.

GIL, S. (2005). *Introducción a la Teoría de la Elasticidad.* <http://www.fisicarecreativa.com>

GOBIERNO DEL ESTADO DE NUEVO LEÓN (2010). *Atlas de Riesgo para el Estado de Nuevo León. Primera Etapa. Documento de Consulta Pública.* Secretaria de Desarrollo Sustentable. 84pp.

GOBIERNO DEL ESTADO DE NUEVO LEÓN (2013). Página web: <http://www.nl.gob.mx>

GOBIERNO MUNICIPAL DE MONTERREY, NUEVO LEÓN (2013). *Reglamento de Construcción de la Ciudad de Monterrey.* Página web: http://portal.monterrey.gob.mx/pdf/reglamentos/Reg_construcciones.pdf

GOLDHAMMER, R.K. (1999). *Mesozoic Sequence Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Northeast Mexico.* En Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. Geological Society of America Special Paper 340: 58.

GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I., FERRER, M., ORDUÑO, L., OTEO, C., (2002). *Ingeniería Geológica.* Pearson Educación. Madrid. 744pp.

GRAJALES-NISHIMURA, J.M., TERRELL, D.J., DAMON, P.E. (1992). *Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila.* Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 42: 1-18.

GUZMÁN, E.J. & DE CSERNA, Z. (1963). *Tectonic history of Mexico.* En: Childs, D.E., and Beebe, B.W., (eds.). *Blackbone of the Americas, a symposium.* American Association of Petroleum Geologists Memoir 2: 113-129.

HANUMANTHARAO, C. & RAMANA, G.V. (2008). *Dynamic soil properties for microzonation of Delhi, India.* J. Earth Syst. Sci. 117 (2): 719-730.

HASANCEBI N. & ULUSAY R. (2007). *Empirical correlations between shear wave velocity and penetration resistance for ground shaking assessments.* Bull. Eng. Geol. Environ. 66: 203-213.

HENRY, C.H. & ARANDA-GÓMEZ, J.J. (2000). *Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range.* Tectonophysics 318: 1-26.

HERNÁNDEZ PADILLA, M. (1995). *Investigaciones geológicas e hidrogeológicas del área metropolitana de Monterrey, N.L., México.* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 95pp.

HOLZER, T.L. (1994). *Loma Prieta damage largely attributed to enhanced ground shaking.* EOTS Trans. Am. Geophys. Union 75 (26): 299-301.

HOLZER, T.L., BENNETT, M.J., NOCE, T.E., PADOVANI, A.C., TINSLEY III, J.C. (2005). *Shear Wave Velocity of Surficial Geologic Sediments: Statistical Distribution and Depth Dependence.* Earthquake Spectra 21(1): 161-177.

HUMPREY, W.E. (1949). *Geology of the Sierra de los Muertos Area.* Geol. Am. Bull. 60: 89-176.

HUNT, R. (2005). *Geotechnical Engineering Investigation Handbook.* Second Edition. Taylor and Francis Group. London.

IBARRA MARTÍNEZ, S.E. (2007). *Riesgos Geológicos en la Región Sursureste del Área Metropolitana de Monterrey, Nuevo León, México (Mederos).* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 113pp.

IDRISS, I.M. (1991). *Earthquake Ground Motion at Soft Soil Sites.* Proceedings of the Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics. March 11-15, 1991, St. Louis, MO, Ed., S. Prakesh, University of Missouri-Rolla, 3.

IMLAY, R.W. (1936). *Geology of the western part of the Sierra de Parras.* Geological Society of America Bulletin 47: 1091-1152.

IMLAY, R.W. (1937). *Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, México.* Geological Society of America Bulletin 48: 567-630.

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA, GEOGRAFÍA E INFORMACIÓN (INEGI) (2013). Página web: <http://www.inegi.gob.mx>

IRIONDO, A. (2001). *Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico.* Colorado, University of Colorado, Ph. D. Thesis. 222pp.

IYISAN, R. (1996). *Correlation between shear wave velocity and in-situ Penetration Test Results.* Digest 96: 371-374.

JAFARI, M.K., SHAFIEE, A., RAZMKHAH, A. (2002). *Dynamic Properties of Fine Grained Soils in South of Tehran.* Journal of Seismological Earthquake Engineering 4: 25-35.

JONES, N.W., LÓPEZ, R., CAMERON, K.L. (1995). *Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México.* Geological Society of America Abstract with Programs 27(6): 388.

JOYNER, W.B., WARRICK, R.E., FUMAL, T.E. (1981). *The effect of Quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, earthquake of 1979.* Bulletin of Seismological Society of America 71: 1333-1350.

JOYNER, W.B. & FUMAL, T.E. (1984). *Use of measured shear wave velocity for predicting geological site effects on strong ground motion.* Proceedings, 8th World Conference on Earthquake Engineering, 2: 777-783.

JOYNER, W.B. & BOORE, D.M. (1988). *Measurement, characterization, and prediction of strong motion.* En Proc. Earthquake Engineering #38; Soil Dynamics II GT Div/ASCE, Park City, Utah, June 27-30, 1988.

KELLER, E.A. & BLODGETT, R.H. (2004). *Riesgos Naturales. Procesos de la Tierra como riesgos, desastres y catástrofes.* Pearson Educación, S.A. Madrid. 448pp.

KELLUM, W. (1932). *Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico.* Geological Society American Bulletin 43: 541-564.

KING, R.E. (1934). *The Permian of southwestern Coahuila.* American Journal of Sciences, 5th serie, 27: 98-112.

KUO, C.H., WEN, K.L., HSIEH, H.H., CHANG, T.M., LIN, C.M., CHEN, C.T. (2011). *Evaluating Empirical Regression Equations for Vs and Estimating Vs30 in Northeastern Taiwan.* Soil Dynamics and Earthquake Engineering 31: 431-439.

Lajoie, K.R. & Hellely, E.J. (1975). *Differentiation of sedimentary deposits for seismic zonation purposes.* En: Borchardt, R.D., (ed.). Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay Region. U.S. Geological Survey Professional Paper 941-A: 39-51.

LAY, T. & WALLACE, T.C. (1995). *Modern Global Seismology.* Academic Press. United States of America. 535pp.

LEE, C.T. & TSAI, B.R. (2008). *Mapping Vs30 in Taiwan.* Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences 19(6): 671-682.

LIN, A., GUO, J., KANO, K., AWATA, Y. (2006). *Average Slip Rate and Recurrence Interval of Large-Magnitude Earthquakes on the Western Segment of the Strike-Slip Kunlun Fault, Northern Tibet.* Bulletin of the Seismological Society of America 96: 1597-1611.

LÓPEZ BARBOSA, S.L. (2008). *Comparación de la Respuesta 1D con Cocientes Espectrales H/V de Microtremores y Modelado Gravimétrico para la Línea 2 del Metro de la Ciudad de Monterrey, N.L.* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 119 pp.

LÓPEZ OLIVA, J.G. (1989). *Bioestratigrafía del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior del Sierra del Fraile, Nuevo León, México.* Diplomarbeit, Univ. Hamburg. 124pp.

LÓPEZ RAMOS, E. (1982). *Geología de México.* Distrito Federal, Edición Escolar, 3ª Edición, 2, 454 pp.

LUGO HUBP, J. (1990). *El Relieve de la República Mexicana.* UNAM, Instituto de Geología, Revista 9: 82-111.

MAHESWARI, R.U., BOOMINATHAN, A., DODAGOUDAR, G.R. (2010). *Use of Surface Waves in Statistical Correlations of Shear Wave Velocity and Penetration Resistance of Chennai Soils.* Geotech. Geol. Eng. 28: 119-137.

MARTO, A., CHOY SOON, T., KASIM, F. (2013). *A Correlation of Shear Wave Velocity and Standard Penetration Resistance.* Electronic Journal of Geotechnical Engineering 18: 463-471.

McKEE, J.W., JONES, N.W., LONG, L.E. (1984). *History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico.* Geology 12: 103-107.

McKEE, J.W., JONES, N.W., LONG, L.E. (1990). *Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico.* Geological Society of America Bulletin 102: 593-614.

MDOC-DS (1993). *Manual de Diseño de Obras Civiles de CFE: Diseño por sismo.* Comisión Federal de Electricidad. Instituto de Investigaciones Eléctricas. México, XXIX, 92pp.

MDOC-DS (2008). *Manual de Diseño de Obras Civiles de CFE. Diseño por sismo.* Comisión Federal de Electricidad. Instituto de Investigaciones Eléctricas. México. 324pp.

MEDVEDEV, S.V. (1962). *Engineering seismology.* Moscow, Akademia Nauk Press. (Translated into English by the Israel Program for Scientific Translations. Available from National Technical Information Service. Springfield, Va).

MEIBURG, P. (1987). *Paleogeografía y Desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México.* Actas 2, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Linares, 2, 197-199.

MICHALZIK, D. (1988). *Trias Bis tiefste Unter-Kreide der Nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko – Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinental randes.* Tesis Doctoral, Technischen Hochschule Darmstadt, Alemania. 247pp.

MICKUS, K. & MONTANA, C. (1999). *Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data.* En: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F.,

(eds.). Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North Central Mexico, Boulder Colorado. Geological Society of America Special Paper 340.

MOLINA-GARZA, R.S. & GEISSMAN, J.W. (1996). *Timing of deformation and accretion of the Antimonio terrane, Sonora, from paleomagnetic data.* *Geology* 24: 1131-1134.

MOLINA-GARZA, R.S. & GEISSMAN, J.W. (1999). *Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico: Implications for Cordillera tectonics and the Mojave Sonora megashear.* *Tectonics* 18: 293-325.

MONTALVO-ARRIETA, J.C., SÁNCHEZ-SESMA, F.J., REINOSO, E. (2002). *A virtual reference site for the valley of Mexico.* *Bulletin of the Seismological Society of America* 92: 1847-1854.

MONTALVO-ARRIETA, J.C., QUINTANILLA, Y., TAMEZ, A., MENESES, M., RAMOS, L., MASUCH, D. (2005). *Microzonation of the Linares, Northeast Mexico área, based on geology and shear-wave velocity measurements.* *Geofísica Internacional* 44 (4): 331-340.

MONTALVO-ARRIETA, J.C., CAVAZOS-TOVAR, P., NAVARRO DE LEÓN, I., ALVA-NIÑO E., MEDINA-BARRERA F. (2008). *Mapping Seismic Site Classes in Monterrey Metropolitan Area, northeast Mexico.* *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 60 (2): 147-157.

MORAN-ZENTENO, D.J. (1994). *The Geology of the Mexican Republic.* American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 39. 160pp.

MUEHLBERGER, W.R., BELCHER, R.C., GOETZ, L.K. (1978). *Quaternary faulting in Trans-Pecos Texas.* *Geology* 6: 337-340.

MUIR, J.M. (1936). *Geology of the Tampico region, Mexico.* American Association of Petroleum Geologists, Memoir. 280pp.

NATALI, S. & SBAR, M. (1982). *Seismicity in the epicentral region of the 1887 northeastern Sonora earthquake, Mexico.* *Bulletin of the Seismological Society of America* 72: 181-196.

NEWMAN, A., STEIN, S., WEBER, J., ENGELN, J., MAO, A., DIXON, T. (1999). *Slow deformation and lower seismic hazard at the New Madrid seismic zone.* *Science* 284: 619-621.

ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SEDLOCK, R.L., SPEED, R.C. (1994). *Phanerozoic tectonic evolution of Mexico.* En: Speed, R.C., (ed.). *Phanerozoic evolution of North America continental-oceans transitions.* Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transect Volume, 265-306.

OVIEDO PADRÓN, E.G., ARANDA GÓMEZ, J.J., CHÁVEZ CABELLO, G., MOLINA GARZA, R.S., IRIONDO, A., GONZÁLEZ BECERRA, P.C., CERVANTES CORONA, J.A., SOLORIO MUNGUÍA, J.G. (2010). *Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno y su posible relación con fallas reactivadas cerca del levantamiento de Plomasas, Chihuahua, México.* *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 27(3): 389-411.

PADILLA & SÁNCHEZ, R.J. (1982). *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, México.* Tesis Doctoral. University of Texas at Austin. 217 pp.

PADILLA & SÁNCHEZ, R.J. (1985). *Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí.* UNAM, Instituto de Geología. Revista 6: 1-20.

PADILLA & SÁNCHEZ, R.J. (1986). *Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico.* Geofísica Internacional 25: 157-206.

PARK, S. & ELRICK, S., (1998). *Predictions of shear-wave velocities in southern California using surface geology.* Bulletin of the Seismological Society of America 88 (3): 677-685.

PÉREZ ROCHA, E., VIEITEZ UTESA, L., FLORES CRUZ, F., ZÁRATE VÁZQUEZ, M. (1996). *Predicción de intensidades sísmicas para el área metropolitana del Valle de México.* Cuadernos FICA México, 3-47.

QUINTANILLA LÓPEZ, Y. (2005). *Microzonación de la Región de Linares N.L., basada en Geología y Velocidad de Propagación de Ondas Sísmicas.* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 184pp.

QUINTANILLA LÓPEZ, Y. (2008). *Intensidades Sísmicas esperadas para Monterrey, Nuevo León y su Área Metropolitana, a partir del posible rompimiento de la Falla San Marcos y sismos recientes.* Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 161pp.

RAMOS ZUÑIGA, L.G. (2007). *Regionalización del Estado de Nuevo León basada en Geología y Velocidad de Propagación de Ondas Sísmicas.* Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 203pp.

RAMOS-ZUÑIGA, L.G., MONTALVO-ARRIETA, J.C., PÉREZ-CAMPOS, X., VÁLDEZ-GONZÁLEZ, C. (2012). *Seismic characterization of station LNIG as a reference site in Northeast Mexico.* Geofísica Internacional 51 (2): 187-197.

RAMOS ZUÑIGA, L.G., MEDINA FERRUSQUÍA, H., MONTALVO ARRIETA, J.C. (2012). *Patrones de Sismicidad en la curvatura de Monterrey, Noreste de México.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 29 (2): 572-589.

RAMOS ZUÑIGA, L.G. (2014). *Estudio Sismotectónico en el NE de México e implicaciones de riesgo sísmico para el Área Metropolitana de Monterrey.* Tesis de Doctorado (En Revisión). Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 280pp.

RAPTAKIS, D., CHÁVEZ GARCÍA, F.J., MAKRA, K., PITILAKIS, K., (2000). *Site Effects at Euroseistest-I. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis.* Soil Dynamics and Earthquake Engineering 19: 1-22.

ROCA, A., OLIVEIRA, C.S., ANSAL, A., FIGUERAS, S., (2008). *Local site effects and microzonation.* En: Oliveira, C.S., Roca, A., Goula, X., (eds.). *Assessing and Managing Earthquake Risk: Geo-scientific and Engineering Knowledge for Earthquake Risk Mitigation, developments, tools, techniques:* Dordrecht, Holanda, Springer, 67-89.

RODRÍGUEZ-MAREK, A., BRAY, J.D., ABRAHAMSON, N.A. (2001). *An empirical geotechnical seismic site response procedure.* Earthquake Spectra 17: 65-87

RODRÍGUEZ PEDRAZA, M.L. (2007). *Frecuencias dominantes para la zona centro de la Cd. de Monterrey, N.L., a partir de mediciones de vibración sísmica ambiental.* Tesis de Licenciatura, UANL. 93pp.

RODRÍGUEZ SEGURADO, M. (2005). *Caracterización de la Respuesta Sísmica de los Suelos. Aplicación a la ciudad de Barcelona.* Tesis de Licenciatura. Departamento de Geofísica. Universidad Politécnica de Cataluña. España. 116pp.

ROGERS, A.M., TINSLEY, J.C., BORCHERDT, R.D. (1985). *Predicting relative ground response.* En Ziony, J.I., (ed.), *Evaluating Earthquake hazards in the Los Angeles Region*, USGS Prof. Paper 1360: 221-248.

SANTIBÁÑEZ RODRÍGUEZ, D.H. (2006). *Determinación del potencial de licuefacción de suelos no cohesivos saturados bajo cargas sísmicas usando el Ensayo de Penetración Estándar.* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Ingeniería. Universidad Austral de Chile, Chile. 125pp.

SCHOLZ, C.H., ÁVILÉS, C.A., WESNOUSKY, S.G. (1986). *Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes.* Bulletin of the Seismological Society of America 76: 65-70.

SEDLOCK, R.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SPEED, R.C. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico.* Geological Society of America Special Paper 278. 146pp.

SERVICIO SISMOLÓGICO NACIONAL (SSN) (2013). Página de Internet: <http://www.ssn.unam.mx/>.

SILVER, L.T. & ANDERSON, T.H. (1974). *Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American Craton margin.* Geological Society of America, Abstract with Programs 6: 955.

STEIN, S. (2007). *Approaches to continental intraplate earthquake issues.* En Stein, S., and Mazzotti, S., (eds.), *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issue.* Geological Society of America Special Paper 425: 1-16.

STEWART, J.H. (1971). *Basin and Range Structure: A system of horsts and grabens produced by Deep-Seated Extension.* Geological Society of America Bulletin 82: 1019-1044.

STEWART, J.H. (1978). *Basin-range structure in western North America: A review.* Geological Society of America Memoirs 152: 1-32.

STEWART, J.H., BLODGETT, R.B., BOUCOT, A.J., CARTER, J.L., LÓPEZ, R. (1999). *Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México.* En Ramos, V.A., Keeple, J.D., (eds.). *Laurentia-Gondwana connections before Pangea.* Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 336: 227-252.

STEWART, J.P., LIU, A.H., CHOI, Y. (2003). *Amplification factors for spectral acceleration in tectonically active regions.* Bulletin of the Seismological Society of America 93: 332-352.

SUTER, M. (1991). *State of stress and active deformation in Mexico and western Central America*. En: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., Blackwell, D.D. (eds.). *Neotectonics of North America*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade Map vol. 1: 401-421.

SUTER, M., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., QUINTERO-LEGORRETA, O. (1996). *Macroseismic study of shallow earthquakes in the Central and Eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico*. Bulletin of the Seismological Society of America, 1952-1963.

SYKES, L.R. (1978). *Intraplate Seismicity, Reactivation of Preexisting Zones of Weakness, Alkaline Magmatism, and Other Tectonism Postdating Continental Fragmentation*. Reviews of Geophysics and Space Physics 16 (4): 621-688.

TALWANI, P. (1999). *Fault geometry and earthquakes in continental interiors*. Tectonophysics 305: 371-379.

TARBUCK, E.J. & LUTGENS, F.K. (2005). *Ciencias de la Tierra: Una Introducción a la Geología Física*. Pearson Educación. Madrid, España. 736pp.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. (1990). *Applied Geophysics Second Edition*. Cambridge University Press. New York, U.S.A. 744pp.

TELLO MEDRANO, N.C. (2010). *Evaluación del Efecto Sísmico de Sitio mediante el Análisis Espectral de Microtremores en la Cd. de Linares, Nuevo León*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 116pp.

TERZAGHI, K. & PECK, R.B. (1967). *Soil Mechanics in Engineering Practice*. John Wiley, London, 729pp.

TINSLEY, J.C. & FUMAL T.E. (1985). *Mapping quaternary sedimentary deposits for areal variations in shaking response*. En: Ziony, J.I., (ed.). *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region. An Earth Science Perspective*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1360: 101-126.

TRIFUNAC, M.D. & BRADY, A.G. (1976). *Correlations of peak acceleration, velocity and displacement with earthquake magnitude, distance and site conditions*. Earthquake Engineering and Structural Dynamics 4: 455-471.

TSIAMBAOS, G. & SABATAKAKIS, N. (2011). *Empirical estimation of shear wave velocity from in situ test on soil formations in Greece*. Bull. Eng. Geol. Environ. 70: 291-297.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS) (2003). *Magnitude & Intensity*. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Página de Internet: http://neic.usgs.gov/neis/phase_data/mag_formulas.html.

VÁZQUEZ ROSAS, R. (2007). *Estudio de Microtremores aplicando el Método SPAC para las Ciudades de Uruapan Michoacán y Monterrey Nuevo León*. Tesis de Maestría. UNAM. México, D.F. 110pp.

VINIEGRA, F. (1963). *Geología del Macizo de Teziutlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 18: 145-171.

WILLS, C.J. & SILVA, W. (1998). *Shear wave velocity characteristics of geologic units in California.* Earthquake Spectra 14 (3): 533-556.

WILLS, C.J., PETERSEN, M., BRYANT, W.A., REICHLER, M., SAUCEDO, G.J., TAN, S., TAYLOR, G., TREIMAN, J., (2000). *A site-conditions map for California based on geology and shear-wave velocity.* Bulletin of the Seismological Society of America 90: 187-208.

WILLS, C.J. & CLAHAN, K.B. (2006). *Developing a map of geologically defined site-condition categories for California.* Bulletin of the Seismological Society of America 96 (4a): 1483-1501.

WOOD, H.O. & NEUMANN, F. (1931). *Modified Mercalli Intensity Scale of 1931.* Bulletin of the Seismological Society of America 21: 277-283.

XIE, J. (1998). *Spectral inversion of Lg from earthquakes: a modified method with applications to the 1995, Western Texas earthquake sequence.* Bulletin of the Seismological Society of America 88: 1525-1537.

YOUNG, T.L., NICHOLS, D.R., HELLEY, E.J., LAJOIE, K.R. (1975). *Liquefaction potential.* En: Borcherdt, R.D. (ed.). Studies for Seismic Zonation of the San Francisco Bay Region. Basis for reduction of Earthquake Hazards, San Francisco Bay Region, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 941-A: 68-74.