

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE NICARAGUA
UNAN - MANAGUA.
RECINTO UNIVERSITARIO “RUBEN DARIO”
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERIAS
DEPARTAMENTO DE CONSTRUCCION
INGENIERIA CIVIL**



Análisis de amenaza sísmica y respuesta de sitio considerando el potencial del fallamiento superficial en el Campus del Recinto Universitario “Rubén Darío” (RURD) de la UNAN-Managua.

Investigación monográfica para optar al título de Ingeniero Civil.

Autores:

Br. Edgardo Josué Páiz Hernández.
Br. Ronald Antonio Bendaña Salinas.

Tutor:

Dr. Edwin A. Obando

Managua, Nicaragua.
Octubre, 2015.

DEDICATORIAS

Edgardo Josué Páiz Hernández.



Al creador de todas las cosas, el que me ha dado fortaleza para continuar cuando a punto de caer he estado; por ello, con toda la humildad que de mi corazón pueda emanar dedico primeramente mi trabajo a Dios, porque con su ayuda, su presencia e infinito amor he concluido satisfactoriamente mis estudios profesionales. Le agradezco por darme la sabiduría para poder aprender de mis errores y darme la madurez y valor para levantarme de mis fracasos.

Dedico de manera muy especial y con todo mi amor a mi madre, María Elisa Hernández Espinoza, este triunfo más en mi vida. Gracias madre por ser el principal cimiento para la construcción de mi vida profesional, sentó en mi las bases de responsabilidad y deseos de superación, en ella tengo el espejo en el cual me quiero reflejar pues sus virtudes infinitas y su gran corazón me llevan a admirarla cada día más y no cesan mis ganas de decir que es gracias a ti que esta meta está cumplida.

A mi hermano, Rafael Esteban Páiz Hernández, quien siempre estuvo conmigo apoyándome y deseándome lo mejor brindándome su cariño de hermano y por aprender a salir adelante a pesar de las circunstancias que se nos han presentado en el camino de nuestras vidas.

A mis padrinos, Juan de Jesús Hernández Espinoza y Victoria Narváez. Quienes siempre han sido parte importante y valiosa en mi vida, gracias por darme su apoyo y compañía. Gracias por todos sus consejos y su amor.

A todas aquellas personas que con su humildad y madurez fueron participe en la formación de mi vida profesional, que siempre depositaron en mí esa confianza, comprensión y motivación para alcanzar mis sueños y esperanzas en consolidar un mundo más humano y con justicia. Gracias a todos los que han recorrido conmigo este camino que me hacen ser cada día mejor.

Ronald Antonio Bendaña Salinas.

Dedico este trabajo, Primeramente, a Dios, que me ha dado la sabiduría, inteligencia y salud para no perder de vista el brillo de la luz de su camino; y le agradezco por darme la fuerza, fortaleza y paciencia para cumplir mis metas y objetivos, librándome de todo mal y de todo peligro. Le doy las gracias por regalarme la dicha de libertad pero le agradezco infinitamente por no dejarme nunca solo, estando siempre presente en cada momento de mi vida, ayudándome con su amor a cumplir mis sueños.

A mi madre, Santos Julia Salinas Acuña, quién me ha dado todo su amor, cariño, comprensión y confianza; me ha motivado y aconsejado con palabras llenas de muchas bendiciones; Gracias por ser ese ejemplo tan maravilloso para mí, por su ayuda incondicional, emocional y sentimental y por nunca perder esa esperanza en mí, demostrando su apoyo y su amor de madre en cada momento de mi vida.

A mis tías, Brígida Paula Salinas Acuña, María Josefa Salinas Acuña, Ana Coralia Salinas Acuña, Reyna Salinas Acuñas, por estar siempre con migo, por motivarme, por querer lo mejor para mi, por disfrutar con migo todos los momentos buenos y malos en familia y por apoyarme en mis estudios.

A mi prima, Dina Alexandra Salinas Acuña, por compartir muchos momentos buenos y malos, por brindarme todo su apoyo y cariño a lo largo de mis estudio y para con la realización de este trabajo monográfico. Gracias Por ser un ejemplo a seguir y siempre guiarme por el buen camino.

A mi hermano, José Adán Salinas Acuña quien siempre ha estado conmigo y me ha brindado su cariño.

Finalmente a toda aquellas personas que me ayudaron a alcanzar esta meta tan importante en mi formación académica. Aquellos que siempre creyeron en mí y me ayudaron cuando yo lo necesitaba estando a mi lado tanto en los momentos felices como en los tristes.

AGRADECIMIENTOS

Edgardo Paiz - Ronald Bendaña.

Agradecemos a Dios por su bondad e infinita misericordia, por ser el creador de nuestras vidas y por permitirnos llegar a esta etapa maravillosa la culminación de nuestra carrera y por alcanzar la meta que un día nos propusimos.

A nuestro tutor. Dr. Edwin A. Obando, que con su tiempo y dedicación logramos ser posible esta investigación monográfica, y por impartirnos un poco mas de sus conocimientos que nos hace ser mejor en esta etapa de la vida. Por su valiosa bondad y amistad que nos brindo durante este periodo y por todas las herramientas necesarias que hicieron capaces la culminación de este estudio. Gracias por confiar en nuestra capacidad intelectual y por estar siempre al margen guiándonos como un excelente docente.

A todos profesores del Departamento de Construcción que fueron parte importante en la formación académica de nuestra profesión y en especial a los maestros Ing. Bayardo Altamirano, Dr. Víctor Tirado Picado, Ing. Evert López, Ing. Ernesto Cordero Andrade y al Ing. Erving Cabrera. Muchas gracias por sus valiosos consejos y tan trascendentes enseñanzas.

Al MSc. Gerardo Mendoza, responsable de la facultad de ciencias e ingenierías de la Comisión de Becas. Por ser una excelente persona brindando su más noble y sincero cariño, por sus consejos y su apoyo que siempre estaban presentes cuando más se necesitaban durante la trayectoria de nuestra formación académica. Gracias y que Dios derrame bendiciones sobre usted.

Agradecemos al MSc. Sergio Ramírez Lanzas, por su apoyo total y su amistad desde inicios de nuestra carrera, por aportar de sus conocimientos en la realización de este trabajo y por ser una persona de bien, motivándonos con sus consejos a salir adelante sin importar los obstáculos que se nos presenten en el camino y aprender cada día a ser mejores y más fuertes.

Finalmente le agradecemos a todos los compañeros de clase de nuestra generación que fueron parte importante en la culminación de nuestro trabajo, aprendiendo durante el periodo de la carrera a ser cada día mejores enfrentando cualquier adversidad y luchando por mantener esa formación académica que hoy estamos concluyendo. Que el éxito y las bendiciones siempre estén en todos nosotros.

Cada momento vivido durante estos años, son simplemente únicos, cada oportunidad de corregir un error, la oportunidad de que cada mañana pueda empezar de nuevo, sin importar la cantidad de errores y faltas cometidas durante el día anterior.

Mil gracias y Bendiciones.

TABLA DE CONTENIDO

DEDICATORIAS	i
AGRADECIMIENTOS	iii
LISTADO DE FIGURAS	vii
LISTADO DE TABLAS	x
RESUMEN	xi
ABSTRACT	xi
GLOSARIO	xii
1. INTRODUCCION.....	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
1.2. JUSTIFICACIÓN	4
1.3. ALCANCES Y LIMITACIONES	5
1.4. ANTECEDENTES	6
2. OBJETIVOS	7
2.1. Objetivo General:	7
2.2. Objetivos Específicos:.....	7
3. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.	8
3.1. Ubicación de la zona de estudio Recinto Universitario “Rubén Darío” (RURD) de la UNAN-Managua.....	9
3.2. Características Geológicas, Sísmicas y Geotécnicas de la Ciudad de Managua.....	9
3.2.1. Características geológicas.....	9
3.2.2. Estratigrafía de Managua.....	10
3.2.3. Fallas Geológicas y Lineamientos.....	12
3.2.4. Estructuras Geológicas de Managua.	12
3.2.4.1. Fallas que delimitan el Graben de Managua.....	13
3.2.4.2. Conjunto de fallas al interior del Graben de Managua.	14
3.2.4.3. Descripción de las Fallas principales de Managua.	15
3.3. Característica sísmica de la ciudad de Managua.	16
3.3.1. Marco Tectónico.....	16
3.3.2. Terremotos Históricos.....	16
3.3.2.1. Características del terremoto de 1972.	18
3.4. Características geotécnicas de la ciudad de Managua.	20
3.4.1. Características geotécnicas.....	20

3.4.2.	Parámetros dinámicos de los suelos de Managua.....	22
4.	REVISION DE LITERATURA.....	24
4.1.	GENERALIDADES.....	24
4.1.1.	Amenaza sísmica.....	24
4.1.2.	Modelo de evaluación de amenaza sísmica.....	24
4.1.3.	Estimación de parámetros de movimiento fuerte.....	25
4.1.3.1	Efectos de la magnitud y distancia.....	25
4.1.3.2.	Estimación de parámetros de amplitud.....	26
4.1.3.2.1.	Aceleración máxima.....	26
4.1.3.2.2.	Velocidad máxima.....	27
4.1.3.2.3.	Ordenadas del espectro de respuesta.....	28
4.1.3.2.4.	Amplitud del espectro de Fourier.....	28
4.1.3.2.5.	Duración.....	29
4.1.4.	Metodologías generales de cálculo de amenaza.....	29
4.1.4.1.	Análisis determinístico de amenaza sísmica.....	30
4.1.4.2.	Análisis probabilístico de amenaza sísmica.....	31
4.1.5.	Herramientas computacionales.....	32
4.1.6.	Procedimiento de análisis para amenaza sísmica.....	32
4.1.7.	Ecuaciones de atenuación.....	33
4.1.7.1.	Modelos de atenuación incluidos en el análisis.....	34
4.2.	Microzonificación sísmica de zonas urbanas.....	35
4.3.	Efecto de sitio.....	36
4.3.1.	Amplificación Sísmica.....	37
4.3.2.	Período y frecuencia natural de vibración del suelo.....	38
4.3.3.	Velocidad de onda de corte y métodos para su estimación.....	39
4.3.4.	Espectros de Respuesta.....	43
4.3.4.1.	Tipos de espectros.....	45
4.3.4.1.1.	Espectros de respuesta elástica.....	46
4.3.4.1.2.	Espectros de respuesta inelástica.....	46
4.3.4.1.3.	Espectros de diseño.....	46
4.3.4.1.4.	Espectro uniforme de amenaza.....	47
4.3.5.	Respuesta sísmica de sitio.....	47
4.3.5.1.	Propagación de ondas sísmicas.....	48
4.3.5.2.	Métodos de evaluación de respuesta sísmica de sitio.....	48
4.3.5.2.1.	Métodos numéricos (Método Lineal Equivalente).....	48
4.3.5.2.2.	Métodos empíricos (H/V).....	51

5.	ESQUEMA DE PROCESAMIENTO Y ANALISIS DE DATOS.....	53
5.1.	Descripción de los Software utilizados en este estudio.....	53
5.1.1.	ArcGis10.2.	53
5.1.2.	CRISIS 2007.....	54
5.1.3.	GEOPSY.....	60
5.1.4.	DEEPSOIL.	64
6.	ANALISIS Y DISCUSION DE LOS RESULTADOS.	66
6.1.	Amenaza Sísmica.	66
6.1.1.	Espectros de amenaza uniforme.	66
6.1.2.	Curvas de tazas de excedencia de amenaza.	70
6.1.3.	Mapas de Amenaza Sísmica en el Campus del Recinto Universitario “Rubén Darío” (RURD) de la UNAN-Managua.	71
6.1.4.	Comparación entre el espectro de amenaza uniforme de la Ciudad de Managua y el espectro de amenaza uniforme de la UNAN-Managua.	71
6.2.	Respuesta de sitio.....	74
6.2.1.	Espectros HVSR.....	74
6.2.2.	Modelos de Velocidad de Ondas de Corte (Vs).	76
6.2.3.	Espectros elásticos de respuestas.....	78
6.2.4.	Amplificación de espectros de amenaza uniforme en comparación al espectro del RNC-07.	80
7.	CONCLUSIONES.....	84
8.	RECOMENDACIONES.....	85
9.	BIBLIOGRAFIA.....	86
	ANEXOS.....	91
	ANEXO A. CURVAS DE TAZAS DE EXCEDENCIA DE AMENAZA.	92
	ANEXO B. MAPAS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL CAMPUS DEL RECINTO UNIVERSITARIO “RUBÉN DARÍO” (RURD) DE LA UNAN-MANAGUA.....	93
	ANEXO C. EQUIPO DE ADQUISICION DE REGISTROS EN CAMPO.	95

LISTADO DE FIGURAS

- Figura 3.1.** “Mapa de Micro-localización del área de estudio, (RURD)”.
- Figura 3.2.** Modelo de terreno del área de Managua y sus alrededores. Se aprecia la compleja situación geológica estructural de la zona, (INETER, Geodesia).
- Figura 3.3.** Propuesta de Columna Estratigráfica generalizada de Managua, (Rodríguez y Montenegro, 2002).
- Figura 3.4.** Modelo de relieve sombreado del Graben de Managua y sus principales fallas geológicas. (INETER, Geodesia).
- Figura 3.5.** Mapa de isosistas del terremoto de 1968, (Johansson, 1988).
- Figura 3.6.** Acelerograma del terremoto de 1972 registrado en la estación de la refinería de la ESSO.
- Figura 3.7.** Mapa de Isosistas del terremoto de Managua de 1972, (Hansen and Suarez, 1973).
- Figura 3.8.** Vista aérea del centro de Managua después del terremoto de 1972, (Steinbrugge, 1972).
- Figura 3.9.** Perfil N-S de estratigrafía de la ciudad de Managua. (Faccioli et al., 1973).
- Figura 3.10.** Perfil E-W de estratigrafía en la zona costera al lago de Managua, (Faccioli et al., 1973).
- Figura 3.11.** Perfil E-W de estratigrafía en la zona central de la ciudad de Managua. (Faccioli et al., 1973).
- Figura 3.12.** Clasificación de suelos para la ciudad de Managua, (Hernández, 2009).
-
- Figura 4.1.** Ejemplo de varias medidas de distancia usadas en funciones de atenuación, (Reproducido de Kramer S., Geotechnical Earthquake Engineering., Ed. Prentice Hall., 1996).
- Figura 4.2.** Modelo de atenuación de Espectros de Fourier, (ERN-CAPRA-T1-3).
- Figura 4.3.** Idealización de una respuesta de sitio, (Kramer, 1996).
- Figura 4.4.** Esquema de efecto de sitio, (Strauch, 2000).
- Figura 4.5.** Movimiento periódico y no periódico: (a) movimiento armónico simple; (b) movimiento periódico general; (c) movimiento transitorio de impacto; (d) movimiento transitorio de sismo, (Kramer, 1996).
- Figura 4.6.** Desplazamiento de las vibraciones, (Kramer, 1996).
- Figura 4.7.** Características de movimiento de propagación de ondas: (a) Onda-P, (b) Onda-S, (Bolt, 1988).
- Figura 4.8.** Características de movimiento de propagación de ondas en superficie: (a) Onda Rayleigh (movimiento superficial), (b) Ondas Love (movimiento horizontal), (Bolt, 1988).
- Figura 4.9.** Sistema de un grado de libertad: (a) Fuerza aplicada $P(t)$; (b) fuerza inducida por un terremoto, (Chopra, 1995).
- Figura 4.10.** Espectro de respuesta. Aceleraciones espectrales son las máximas amplitudes de aceleración del sistema 1GDL en la respuesta al sismo

de entrada. La respuesta del sistema es obtenida graficando la aceleración espectral en el eje de las ordenadas y los periodos de vibración en el eje de abscisas, (Kramer, 1996).

Figura 4.11. Espectro suavizado de respuesta para diferentes movimientos de sismos, (Chopra, 1995).

Figura 4.12. Espectro de diseño de Nicaragua, según RNC-07.

Figura 4.13. Espectro Uniforme de Amenaza (EUA), (Bommer y Otros, 2000).

Figura 4.14. Curvas de módulo de rigidez y factor de amortiguamiento para materiales visco-elásticos, (Robinson et al., 2006).

Figura 4.15. Esquema del método de Nakamura.

Figura 5.1. Localización de Puntos de Control en diferentes sitios del campus del Recinto Universitario "Rubén Darío" (RURD) de la UNAN-Managua.

Figura 5.2. Pantalla de ArcGis10.2 donde se muestra la base de datos con los parámetros utilizados en el estudio.

Figura 5.3. Pantalla principal del programa principal CRISIS 2007.

Figura 5.4. Pantalla del programa CRISIS 2007, donde se define la geometría de las fuentes sísmicas.

Figura 5.5. Curvas de tasas de excedencia y espectro de amenaza uniforme para un punto de control dentro del campus de la UNAN-Managua y un periodo de retorno de 100 años.

Figura 5.6. Localización de los registros de ruido ambiental (H/V) levantados en campo, (Google earth).

Figura 5.7. Pantalla principal del Software Geopsy

Figura 5.8. Grafica mostrando la frecuencia predominante, resultado del cociente espectral de todas las ventanas seleccionadas.

Figura 5.9. (a) Rutina en matlab para cálculo de respuesta teórica. **(b)** Ajuste de función de transferencia teórica y curva de razón espectral H/V.

Figura 5.10. Interfaz del software Deepsoil v5.0 para la opción del análisis lineal equivalente aproximado.

Figura 6.1. Espectro de Amenaza Uniforme. PC1. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

Figura 6.2. Espectro de Amenaza Uniforme. PC2. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

Figura 6.3. Espectro de Amenaza Uniforme. PC3. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

Figura 6.4. Espectro de Amenaza Uniforme. PC4. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

Figura 6.5. Espectro de Amenaza Uniforme. PC5. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

Figura 6.6. Espectro de Amenaza Uniforme. PC6. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

Figura 6.7. (a) EAU para la UNAN-Managua (RURD) & EAU para Managua RESISII, PR= 500, 1000 y 2500 años. **(b)** Porcentajes de Aceleraciones espectrales (SA) entre EAU de la UNAN-Managua (RURD) & EAU de Managua RESISII.

Figura 6.8. Gráfica representativa de la relación H/V del punto 1, mostrando la frecuencia del sitio.

Figura 6.9. Gráfica representativa de la relación H/V del punto 2, mostrando la frecuencia del sitio.

- Figura 6.10.** Gráfica representativa de la relación H/V del punto 3, mostrando la frecuencia del sitio.
- Figura 6.11.** (a) Ajuste de la curva teórica con respecto a la curva de H/V del punto 1, (b) modelo de velocidad estimado.
- Figura 6.12.** (a) Ajuste de la curva teórica con respecto a la curva de H/V del punto 2, (b) modelo de velocidad estimado.
- Figura 6.13.** (a) Ajuste de la curva teórica con respecto a la curva de H/V del punto 3, (b) modelo de velocidad estimado.
- Figura 6.14.** Acelerograma de terremoto 1972 en roca, obtenido por deconvolución para la componente E-O.
- Figura 6.15.** Espectros Elásticos de Respuesta (EER) agrupados para los distintos modelos de velocidad cortante (V_s).
- Figura 6.16.** Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC1 PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.
- Figura 6.17.** Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC2. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.
- Figura 6.18.** Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC3. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.
- Figura 6.19.** Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC4. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.
- Figura 6.20.** Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC5 PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.
- Figura 6.21.** Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC6. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.
- Figura 6.22.** Valores promedios de espectros de amenaza uniforme amplificados con respecto al RNC-07.

LISTADO DE TABLAS

Tabla 3.1. *Fallas principales de Managua. (Brown et al., 1973; Woodward-Clyde, 1975; Bice, 1980; Hernández et al., 1994; Sultan, 1931; Dames and Moore Lamsa, 1978; Cowan et al., 2000; Espinoza, 2007).*

Tabla 3.2. *Clasificación de los suelos de Managua con fines de diseño sísmico, (Hernández, 2009).*

Tabla 4.1. *Coeficientes de atenuación para PGA, Schmidt et al. (1997) según condición de análisis, (Schmidt et al., Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation., Universidad de Costa Rica – NORSAR, 1997).*

Tabla 4.2. *Coeficientes de atenuación para PHV, Schmidt et al. (1997) según condiciones de análisis, (Schmidt et al., Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation., Universidad de Costa Rica – NORSAR, 1997).*

Tabla 4.3. *Algunas herramientas computacionales, (ERN-CAPRA-T1-3).*

Tabla 4.4. *Principales características de modelos de atenuación utilizados, (Resis II).*

Tabla 4.5. *Clasificación de sitio y tipo de suelo en los primeros 30m de profundidad, según la NEHRP.*

Tabla 4.6. *Clasificación de suelo en los primeros 30m de profundidad, según el EUROCODE 1998,*

Tabla 4.7. *Clasificación de sitio, (MTI, 2007).*

Tabla 6.1. *Magnitudes de las fuentes de acuerdo al catalogo sismológico.*

Tabla 6.2. *Parámetros sísmicos de las fuentes.*

Tabla 6.3. *Aceleraciones máximas para los distintos puntos de control (PC) y los diferentes periodos de retorno (PR).*

Tabla 6.4. *Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en ciudad de Managua, (RESIS II).*

Tabla 6.5. *Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno para la UNAN-Managua (RURD).*

Tabla 6.6. *Porcentajes (%) de aceleraciones espectrales entre RESIS II y la UNAN-Managua.*

Tabla 6.7. *Modelos de velocidad para el sitio de estudio.*

RESUMEN

En esta investigación se hace un análisis de amenaza sísmica y respuesta de sitio en consideración del fallamiento superficial, usando métodos probabilísticos para la amenaza sísmica y relaciones de atenuación para eventos corticales, generando espectros de amenazas uniforme, curvas de tasas de excedencia y mapas de amenaza sísmica para diferentes períodos de retorno y diferentes puntos de control que se ubicaron en la zona de la UNAN-Managua; de igual manera se hizo uso del método lineal equivalente aproximado en dominio de frecuencia para evaluar la respuesta sísmica de sitio expresadas en términos de espectros elásticos de respuesta.

Para la zona en estudio se determinaron tres registros de ruidos ambiental H/V, lo que permiten obtener tres modelos de velocidades de ondas cortantes y uno que fue facilitado por el docente Dr. Edwin A. Obando, con profundidades de basamento rocoso (roca elástica) entre 18 m hasta los 50 m de profundidad, obteniendo así los espectros elásticos de respuesta. Se genera un coeficiente de amplificación con el fin de multiplicar a los diferentes espectros de amenaza uniforme para encontrar su valor verdadero en superficie. Finalmente se hizo una comparación entre ellos y el espectro del Reglamento Nacional de la Construcción RNC-07 encontrando una gran diferencia de amplitud y ancho del *plateau*, especialmente para los períodos de retorno de 100, 1000 y 2500 años y para 500 años es el que más se asemeja al RNC-07.

ABSTRACT

In this research, an analysis of seismic hazard and site response in consideration of the surface faulting, using probabilistic methods for seismic hazard and crustal attenuation relations events, uniform spectra generating threats, exceedance rate curves and hazard maps made seismic for different return periods and different control points were located in the area of the Unite-Managua; likewise made use of the approximate equivalent linear method in frequency domain to evaluate seismic site response expressed in terms of elastic response spectra.

For the study area three registers of environmental noise H / V is determined, which allow to obtain three models of shear wave velocity and one which was facilitated by the teacher Dr. Edwin A. Obando, with depths of bedrock (elastic rock) between 18 m to 50 m of depth, thereby obtaining the elastic response epectros. Amplification coefficient is generated in order to multiply the different uniform hazard spectra to find its true value on the surface. Finally a comparison was made between them and the specter of the National Building Regulations RNC-07 found a large difference in amplitude and width of the plateau, especially for return periods of 100, 1000 and 2500 years and for 500 years is that more resembles the RNC-07.

GLOSARIO

A continuación se dan las definiciones de los términos relativos empleado en este estudio.

Aceleración de diseño - Cuantificación de la aceleración del terreno en un lugar de interés en términos de un valor único como el valor pico o la raíz cuadrada de la media de los valores al cuadrado. Esta aceleración se utiliza directamente en el diseño sísmico de obras de ingeniería o como dato para determinar un espectro de diseño.

Acelerógrafo - Instrumento que permite registrar las aceleraciones a que se ve sometido el terreno durante la ocurrencia de un sismo. Este registro queda consignado en un acelerograma.

Acelerograma - Descripción en el tiempo de las aceleraciones a que estuvo sometido el terreno durante la ocurrencia de un sismo real.

Aceleración espectral (de período τ) (SA (τ)) - Es la aceleración máxima de respuesta de un oscilador libre de un grado de libertad, ante un movimiento de entrada en su base y de período τ . La velocidad espectral y la aceleración espectral se pueden relacionar mediante la expresión $SA(\tau) = 2 \cdot \pi \cdot SV(\tau) / \tau$.

Aceleración máxima del suelo - véase Aceleración pico del suelo.

Aceleración pico del suelo (PGA) - Valor máximo que toma la aceleración en el acelerograma. Normalmente se considera que la PGA es la aceleración espectral de período cero.

Amenaza sísmica - Fenómeno físico asociado con un sismo, tal como el movimiento fuerte del terreno o la falla del mismo, que tiene el potencial de producir una pérdida.

Amenaza sísmica probabilista - Probabilidad que una amenaza sísmica específica, usualmente un parámetro de movimiento del terreno, exceda un nivel cuantificable en un sitio determinado y durante un tiempo de exposición dado.

Amortiguamiento - Pérdida de energía en un movimiento ondulatorio.

Análisis de amenaza sísmica - Cálculo de la amenaza sísmica probabilista para uno o varios lugares que se ilustra usualmente mediante una curva o un mapa de amenaza sísmica.

β , Beta (Valor de) - Parámetro indicativo de la frecuencia relativa de ocurrencia de sismos de diferente tamaño. Es la pendiente de una línea recta dibujada en papel logarítmico aritmético, que relaciona el logaritmo de la frecuencia de ocurrencia, absoluta o relativa, con la magnitud del sismo o la intensidad mesosísmica medida

en la escala de Mercalli Modificada. El valor de β indica la pendiente de la ecuación de Gutenberg-Richter.

Curva de amenaza sísmica - Gráfico de la amenaza sísmica probabilista, usualmente especificada en términos de una probabilidad anual de excedencia, o de un período de retorno versus un parámetro específico de movimiento del terreno para un sitio dado.

Duración - Descripción cualitativa o cuantitativa del tiempo durante el cual el movimiento del terreno en el lugar de interés manifiesta algunas características específicas tales como su percepción, vibración violenta, etc.

Espectro de amenaza uniforme - Espectro de respuesta cuyas amplitudes representan un nivel uniforme de amenaza sísmica probabilística en todos los períodos o frecuencias.

Espectro de diseño - Conjunto de curvas utilizadas en el diseño de obras de ingeniería que relacionan la aceleración, la velocidad y el desplazamiento de la masa en vibración con el período de vibración y el amortiguamiento del sistema compuesto por la masa, el vibrador y el amortiguador. En general relacionan la aceleración absoluta, la velocidad relativa y el desplazamiento relativo con el período.

Espectro de respuesta - Respuesta máxima a un acelerograma de un grupo de sistemas amortiguados de un solo grado de libertad, que se gráfica en función del período o de la frecuencia natural no amortiguada del sistema.

Evento sísmico - Liberación repentina de energía acumulada en la litosfera de la tierra que trae como consecuencia un sismo.

Falla - Zona de fractura que materializa el contacto entre dos partes de una roca, o terreno en general, que han experimentado desplazamiento una respecto de la otra.

Falla activa - Falla geológica que con base en información histórica, sismológica o geológica, manifiesta una alta probabilidad de ser capaz de producir un sismo. Alternativamente se define así: es una falla que es capaz, dentro del contexto de las suposiciones que se hacen en un análisis de amenaza o riesgo sísmico específico, de producir un sismo dentro de un lapso de tiempo determinado.

Falla del terreno - Deformación permanente del suelo como licuación, desplazamiento de una falla geológica o deslizamientos resultado de un sismo.

Falla geológica - Ruptura, o zona de ruptura, en la roca de la corteza terrestre cuyos lados han tenido movimientos paralelos al plano de ruptura.

Instrumento para movimiento fuerte - Equipo usado para registro de movimientos fuertes del terreno. Véase "Acelerógrafo".

Intensidad - Medida cualitativa o cuantitativa de la severidad del movimiento del terreno en un lugar específico, en términos de una escala tal como la de Intensidades de Mercalli Modificada, la de Intensidades de Rossi-Forell, la de Intensidad Espectral de Housner, la de Intensidad de Arias, o de la Aceleración Pico.

Intensidad de Mercalli Modificada - Medida cualitativa de la severidad del movimiento o ruptura del terreno en un sitio específico, descrita en términos de una escala de doce grados. Tiene un rango de niveles de intensidad desde **I**, no sentido, hasta **XII**, daño cercano al total.

Ley de atenuación - Ley que define el comportamiento de un parámetro descriptivo del movimiento producido por el sismo en función de la distancia a la fuente de liberación de la energía del mismo.

Ley de Gutenberg-Richter - Es una relación exponencial entre el número de terremotos N que superan una magnitud dada M y esa magnitud, de la forma $\log N = a + b M$. Los coeficientes a y b se determinan mediante ajuste por regresión de los datos.

Licuación - Tipo de falla del terreno en la cual un suelo no cohesivo pierde su resistencia como resultado de un incremento en la presión de poros debido al movimiento del terreno.

Magnitud momento (M_w) - Parámetro de tamaño del terremoto derivado del momento sísmico escalar que se define como el producto de la superficie de ruptura en el plano de falla, el desplazamiento neto en la falla o dislocación y el coeficiente de rigidez. Es el parámetro de tamaño que mejor correlaciona con la energía liberada por el terremoto.

Mapa de amenaza sísmica - Mapa que muestra contornos de un parámetro específico de movimiento del terreno para una amenaza sísmica probabilista o un período de retorno.

Movimiento del terreno - Descripción cuantitativa de la vibración del terreno causada por un sismo, usualmente dada en términos de un acelerograma o un espectro de respuesta.

Movimientos sísmicos de diseño - Véase "Sismo de Diseño".

Modelo del terremoto característico - Modelo de ocurrencia de terremotos donde se asume que las fallas liberan la energía sísmica fundamentalmente a través de un terremoto de tamaño máximo o característico.

Parámetro de la fuente - Una variable o parámetro que describe una característica física en la fuente de liberación de la energía causante del sismo, tal como la

magnitud, el descenso del esfuerzo, el momento sísmico o el desplazamiento de la falla.

Parámetro de movimiento del terreno - Parámetro característico de movimiento del suelo tal como la aceleración pico, la velocidad pico y el desplazamiento pico (Parámetros pico) o las ordenadas del espectro de respuesta o del espectro de Fourier (parámetros espectrales).

Parámetro alfa (α) - Parámetro de sismicidad relacionado con el número acumulado de terremotos ocurridos en un área dada, derivado de la ley de Gutenberg-Richter, según la fórmula $\alpha = a \cdot \ln(10)$.

Parámetro beta (β) - Parámetro de sismicidad relacionado con la proporción entre terremotos de magnitud grande y magnitud pequeña ocurridos en un área dada. Se deriva a partir de ley de Gutenberg-Richter, según la fórmula $\beta = b \cdot \ln(10)$.

Parámetro épsilon (ϵ) - Es un número entero que representa el número de desviaciones estándar utilizadas para calcular el valor del parámetro del movimiento por medio de un modelo del movimiento del fuerte del suelo.

Período de retorno - Tiempo promedio que transcurre entre las ocurrencias de un movimiento del terreno con un nivel específico en un lugar determinado. Numéricamente es igual al inverso de la probabilidad anual de excedencia.

Probabilidad de excedencia - Probabilidad de que un nivel específico de amenaza o riesgo sísmico sea excedido en un lugar o región durante un lapso de tiempo determinado.

Relación de atenuación - Ecuación que define la relación entre un parámetro de movimiento del terreno, la magnitud y la distancia de la fuente sísmica al sitio. Estas ecuaciones son usualmente derivadas del análisis de registros sísmicos.

Sismicidad - Descripción de sismos en relación con el espacio, el tiempo y el tamaño. La sismicidad en una zona fuente o región específica usualmente se cuantifica en términos de una relación Gutenberg-Richter.

Sismo (temblor, terremoto) - Vibración de la corteza terrestre causada por la liberación abrupta de energía acumulada en la litosfera de la tierra. El movimiento causado por el sismo puede variar desde un movimiento violento en algunos lugares hasta un movimiento imperceptible en otros.

Sismo característico - Sismo de un tamaño específico que es conocido o que se infiere que puede volver a presentarse en un mismo sitio, usualmente con una tasa de ocurrencia mayor que la que podría ser esperada con base en un nivel más bajo de sismicidad.

Sismo de diseño - Valor especificado para el movimiento del terreno durante un sismo en un lugar específico. Se utiliza en el diseño sismo resistente de obras de ingeniería.

Temblor - Véase "Sismo".

Terremoto - Véase "Sismo".

Zona de amenaza sísmica - Término que dentro del contexto norteamericano no se utiliza; en la actualidad allí se prefiere el término Zona Sísmica. Dentro del contexto colombiano y para efectos de las "Normas Colombianas Sismo Resistentes" se adoptó esta designación agregándole el calificativo de Alta, Intermedia o Baja, pues se consideró que es más descriptivo que el término Zona Sísmica.

Zona de subducción - Zona de convergencia de dos placas de la corteza terrestre caracterizada por el empuje de una placa por debajo de la otra.

Zona fuente - Área considerada que tiene una tasa uniforme de sismicidad o una distribución de probabilidad única para propósitos de análisis de amenaza o de riesgo sísmico.

Zona sísmica - Región en la cual los requisitos de diseño sismo resistente de obras de ingeniería son uniformes.

Zona sismotectónicas - Una zona sismogénica en la cual ha sido posible identificar el proceso tectónico causante de sus sismos. En general estas zonas corresponden a franjas de fallamiento.

Zonificación sísmica - Proceso por medio del cual se determinan las amenazas sísmicas en diferentes lugares con el fin de delimitar las zonas sísmicas.

1. INTRODUCCION

Nicaragua es un país altamente sísmico, siendo las zona más propensa el área del pacífico, por encontrarse en el margen de la zona de subducción dentro de uno de los focos de peligrosidad debido a su ubicación dentro de una depresión tectónica conocida como graben de Nicaragua.

Managua también se localiza dentro de una depresión tectónica conocida como graben de Managua. La peligrosidad sísmica de la ciudad de Managua se ve potenciada por la existencia de diversas fallas geológicas que en el pasado han sido afectados por terremotos destructivos; prueba de esto son los terremotos de 1931, 1968 y el terremoto de 1972 que destruyó casi toda la zona urbana. El terremoto más reciente ocurrió en Abril del año 2014, en el cual se produjeron dos terremotos en los días 10 y 11 de ese mes; estos dos fenómenos se generaron también por fallas superficiales.

Como parte del desarrollo de infraestructura se requiere la realización de estudios técnicos de ingeniería para verificar la viabilidad del emplazamiento del mismo en el sitio seleccionado. Uno de estos estudios que se debe realizar es el de Amenaza Sísmica, el cual tiene como objetivo la determinación de la amenaza sísmica en términos de aceleraciones espectral en distintos períodos de tiempo en función de varias fuentes sísmicas. Así mismo, para evaluar la demanda sísmica propia de cada sitio se hace necesario estimar las máximas aceleraciones en función de la configuración del emplazamiento de suelo típicamente representado por la velocidad de onda cortante y el tipo de suelo del sitio.

Por lo tanto, la respuesta sísmica de sitio es un tema muy importante para la ingeniería civil, principalmente para el diseño sísmico estructural de edificios; ya que los fenómenos sísmicos pueden causar muchas pérdidas humanas y económicas. Aquellos países que se encuentran expuestos a frecuente actividad sísmica se han visto obligados a reglamentar el diseño estructural de los edificios considerando los factores sísmicos de los sitios, en función de la respuesta del suelo.

El área de estudio Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua (UNAN-Managua), se encuentra ubicada al Sur de la Ciudad de Managua en la Colonia de Villa Fontana. En el Campus existen, un número importante de edificaciones entre ellos pabellones, auditorios, laboratorios, además de la biblioteca, que se han venido desarrollando con el tiempo debido al crecimiento estudiantil y la demanda de las distintas carreras que esta oferta.

En la zona de estudio se encuentran localizados dos posibles ramales uno ubicado en el área del CIGEO y el otro en el área del POLISAL, ya que en la actualidad no han tenido incidencia sísmica y se carece de datos; así mismo, se localiza la Falla Zogaib ubicada en la dirección Norte-Sur justamente en el área del Estadio Nacional de Football estando propensa ante cualquier fenómeno sísmico.

En este trabajo se pretende analizar la amenaza sísmica del Campus Rubén Darío de la UNAN-Managua considerando el potencial del fallamiento superficial de Managua. Para este análisis se toman cuatro de las fallas superficiales que han registrado alguna actividad de los últimos 30 años según el catálogo sísmico disponible. Dada la poca información detallada de la geometría de las fallas de la ciudad de Managua, por tanto las fuentes se asumen de tipo lineal.

Por medio del análisis de amenaza sísmica se obtendrán espectros de amenaza uniforme para suelo roca, de igual manera las curvas de tasas de excedencia y mapas de amenaza sísmica para períodos de retorno y modelos de atenuación que se aplican a las condiciones sismotectónicas de la región y haciendo uso de los métodos probabilísticos mediante el Software CRISIS2007.

Para determinar las condiciones del emplazamiento de suelo, se determinarán variaciones de picos de frecuencia fundamentales obteniendo datos de ruido ambiental en tres puntos de la zona por medio del método de cociente espectrales HVSR con una duración de diez minutos en cada uno de los puntos levantados. Con estos registros H/V se estimarán modelos de velocidad de ondas de cortes incluyendo un modelo obtenido de Obando, Ryden & Ulriksen, 2011; donde emplean métodos geofísicos encontrando que el mayor contraste está a 50 m de profundidad.

Finalmente se evaluó la respuesta de sitio, usando el registro del terremoto de 1972 obtenido de la estación de la refinería ESSO, estimando espectros elásticos de respuesta usando el método lineal equivalente aproximado en dominio de frecuencia codificado en DEEPSOILv5.0.

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Considerando que la ciudad de Managua es la que presenta el mayor desarrollo en infraestructura de todo tipo de obra ingenieril en todo el territorio nacional y que se encuentra ubicada en la zona de mayor actividad sísmica de Nicaragua. Es necesario realizar estudios de amenaza sísmica considerando el potencial sísmico del fallamiento superficial del suelo que a su vez permitan evaluar la resistencia de dichas edificaciones durante la ocurrencia de un sismo; y de esta manera minimizar la posibilidad de daños severos a la hora de una actividad sísmica.

Las diferentes actividades sísmica que se han originado durante las últimas décadas han arrojado resultados negativos como pérdidas humanas y materiales, esto pone en evidencia la necesidad de obtener estudios previos de amenaza sísmica por fallamiento superficial que permitan evaluar las condiciones locales de los suelos para saber si las futuras obras serán las adecuadas para dicho suelo; esto con el fin de tener un estudio previo más ajustado a la realidad y reducir el grado de incertidumbre en cuanto al comportamiento de las estructuras durante una actividad sísmica.

El sitio donde se realiza este estudio Recinto Universitario “Ruben Darío” de la UNAN-Managua, cuenta con una área libre ubicada al Noreste de la universidad justamente en los Campus de Fútbol, por lo cual se hace énfasis de forma generalizada en toda el área de la universidad, de tal manera se pretende que en el futuro se construirá nuevas edificaciones debido al crecimiento estudiantil y a la necesidad de contribuir con el desarrollo de la educación universitaria; de igual forma las proyecciones de edificaciones consideren de insumo o de referencia los resultados aquí presentados.

1.2. JUSTIFICACIÓN

Debido a las características sismo tectónicas de Nicaragua, las edificaciones deben de ser diseñadas para resistir las cargas generadas por un eventual sismo. Para poder lograr un diseño sismorresistente se deben conocer las características sísmicas del suelo, y poder evaluar o determinar la respuesta con la ocurrencia de un evento sísmico.

El Recinto Universitario “Rubén Darío” de la UNAN-Managua, cuenta con una población de 14000 estudiantes aproximadamente, siendo una institución pública y de referencia nacional con la finalidad de organizar y propiciar una serie de servicios y programas de apoyo a la población estudiantil, se encuentra en vía de desarrollo de infraestructura debido al crecimiento anual de los estudiantes, por tanto tiene una gran responsabilidad social, esto indica además que debe de poseer con edificaciones ajustados a diseños apropiados a las condiciones física-mecánicas del suelo con el fin de garantizar la vida de las personas que le darán utilidad dado que en situaciones de emergencias sirve de albergue y para los diferentes fines y así guardar su integridad como institución.

Es allí donde se da la necesidad de realizar un estudio de amenaza sísmica y respuesta de sitio para implantar un aporte más en las construcciones de obras verticales garantizando una mejor seguridad y funcionalidad para la universidad y para el desarrollo de nuestro país.

1.3. ALCANCES Y LIMITACIONES

Con este estudio se pretende aportar en el tema de análisis de amenaza sísmica y respuesta de sitio considerando el potencial del fallamiento superficial del Campus del Recinto Universitario “Rubén Darío” de la UNAN-Managua, que a su vez pueda ser eventualmente considerado como insumo para estudios previos a la hora de realizar una obra de construcción. El estudio presentará una visión un poco más amplia e inclusiva en cuanto a la determinación de Espectros de amenazas Uniformes. Así mismo el estudio contempla el uso de métodos avanzados y menos idealizados para la estimación de respuesta sísmica de sitio, el cual considera de una manera más precisa el efecto de no linealidad que es una propiedad inherente del suelo cuando este se somete a cargas sísmicas.

Por otro lado, dada la poca información de la evaluación de la peligrosidad de las fallas locales de la ciudad de Managua, el estudio solamente contempla el escenario sísmico por fallamiento superficial considerando únicamente cuatro fallas que han reportado actividad sísmica. La evaluación de amenaza sísmica regional ya se ha realizado en el proyecto de RESIS II donde se evaluó el escenario sísmico de subducción para la Ciudad de Managua.

Así mismo el análisis de respuesta de sitio se hace usando únicamente el acelerograma del terremoto de 1972 como registro de entrada, por lo que el efecto de un sismo de subducción (cuyo contenido de frecuencia es diferente a sismos corticales) no es considerado. Por último es importante mencionar que los parámetros sísmicos y geológicos para la amenaza sísmica fueron tomados de Castrillo E, 2011.

1.4. ANTECEDENTES

Los primeros estudios de amenaza sísmica en Centroamérica fueron realizados a escala nacional en los laboratorios del John Blume Earthquake Engineering Center, de la universidad de Stanford (California) a mediados de la década de los 70, motivados por los terremotos de Managua de 1972 y Guatemala de 1976. La amenaza sísmica de un sitio en particular, es una función de la magnitud del sismo y la distancia del sitio hasta la fuente sísmica.

El movimiento sísmico se mide con la aceleración máxima del terreno y se evalúa la amenaza en términos probabilístico, es una práctica común definir la amenaza sísmica como la aceleración máxima del terreno con probabilidad del 90% de no ser excedida durante un período de 50 años, que corresponde a la vida útil de una estructura normal. En Managua se han llevado a cabo una serie de estudios de amenaza sísmica, los cuales dan una idea aproximada de la caracterización sísmica de los suelos en la ciudad capital, entre los más importante podemos citar los de Seguras, F., y Rojas, W., 1996; quienes hicieron un estudio preliminar de Amenaza sísmica para el centro de la Ciudad de Managua.

Posteriormente Shah H.C., and Summary,1976, crearon un estudio de riesgo sísmico para Nicaragua, soportado parcialmente por el Banco Central de Nicaragua y por la Fundación de Ciencias Nacional GI-39122, así mismo; (Mattson, C. and Larsson, T., 1986), se enfocaron en un análisis de amenaza sísmica en Nicaragua empleando el método de Cornell para el análisis. Igualmente (Segura F., Bungum, H., Lindholm, C. y Hernández, Zoila), realizaron un estudio de amenaza sísmica de Managua, Nicaragua, Fase II 1996-2000. Finalmente (Movimondo, 2001), realizo un estudio de Zonificación sísmica preliminar para Nicaragua, y Microzonificación sísmica Posoltega-Quezalcuauque. La mayor parte de estos estudios presentan en su contenido, una zonificación general para el área de Managua, razón por la cual, es de suma importancia la realización de los estudios locales (Estudio de Sito) para mostrar de una manera específica y puntual la amenaza sísmica de un sitio en particular en base al uso (tipo de infraestructura) que se le dará al suelo.

De tal forma en la zona de la UNAN-Managua se han realizados diferentes estudios semejantes a nuestra investigación como es el estudio realizado por el (CIGEO, 2004), el cual se realizó para caracterización geotécnica del sitio donde se construyo el edificio para el residencial universitario Arlen Siu y el de Valle, 2006, en el sitio donde construyó el edificio del CIGEO, donde se determinó ciertas características geológicas del sitio. Posteriormente, (Castrillo, Ulloa, 2006), hicieron una caracterización geotécnica para propósito de cimentación, en el sitio donde se proyecta la construcción del Estadio Nacional de Football. Así mismo (Obando et, al, 2011), determino un modelo Vs hasta 48 metros de profundidad usando varios métodos geofísicos. Finalmente, (Olivares, Quintana, 2014), realizaron un análisis lineal equivalente de la respuesta sísmica de sitio.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo General:

Analizar la amenaza sísmica y respuesta de sitio considerando el potencial del fallamiento superficial en el Campus del Recinto Universitario “Rubén Darío” (RURD) de la UNAN-Managua.

2.2. Objetivos Específicos:

- Evaluar la amenaza sísmica para máximas aceleraciones espectrales en roca, según el fallamiento superficial de Managua y para períodos de retornos de 100, 500, 1000 y 2500 años.
- Determinar la variación de picos de frecuencia fundamental en la zona del Campus de la UNAN-Managua usando registros de ruido ambiental.
- Estimar modelos de velocidad de ondas cortantes para la zona de estudio hasta una profundidad de 30 m.
- Calcular espectros elásticos de respuesta de sitio para el terremoto de 1972 considerando las características de los estratos sub-superficiales del suelo en estudio.
- Determinar funciones de amplificación para el sitio en estudio a partir de la relación espectral superficie/basamento.
- Analizar diferencias entre amplitudes espectrales obtenidas con los espectros de amenaza uniforme amplificados y el espectro del RNC-07.

3. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.

El sitio de estudio está ubicado en la ciudad de Managua, la cual fue fundada el 28 de Marzo de 1819; y constituida en 1852 en la capital de la república de Nicaragua. Esta ciudad posee una extensión territorial de 289 km² aproximadamente, de los cuales 52% está ocupado por la población urbana.

La ciudad de Managua se encuentra ubicada en la zona del pacífico de Nicaragua, entre las coordenadas 12°01' y 12°13' de latitud Norte, y los 84°45' y 86°23' de longitud Oeste. El municipio limita al Norte con el lago Xolotlán o el lago de Managua; al Sur con el Municipio de El Crucero, y los municipios de Ticuantepe y Nindirí; al Este con el municipio de Tipitapa; al Oeste con los municipios de Ciudad Sandino y Villa Carlos Fonseca.

Managua tiene una población aproximada de 1, 316,981 hab, dividida de la siguiente manera: población rural 70,264 hab y población urbana 1, 276,071 hab. Su clima es totalmente tropical de sabanas, caracterizado por una prolongada estación seca y por temperaturas altas todo el año, que va desde 27°C hasta 32°C. La precipitación anual promedio para Managua 1215 mm de agua.

En el año 1968, la UNAN-Managua comenzó a funcionar en donde hoy es el Recinto Universitario “Rubén Darío” (RURD). En este recinto se encuentran construidas infraestructuras, como pabellones de clase de una y dos plantas, auditorios, laboratorios geotecnia y petrografía, laboratorios de radiación, laboratorios de microbiología, entre otros tipos de edificaciones.

Desde el año 2012 al año 2032, se pretenden ejecutar un plan de desarrollo en la infraestructura del RURD; que consiste en construir un edificio para la administración central en el área donde actualmente son los campos de fútbol, además de construir 36,432 m² para oficinas de docentes, reorganizar los comercios, construir edificios para aulas, entre otras construcciones importantes (López & Torres, 2012).

3.1. Ubicación de la zona de estudio Recinto Universitario “Rubén Darío” (RURD) de la UNAN-Managua.

El Recinto Universitario “Rubén Darío” de la UNAN-Managua se encuentra ubicado al sur de la Ciudad de Managua, en la colonia Villa Fontana.

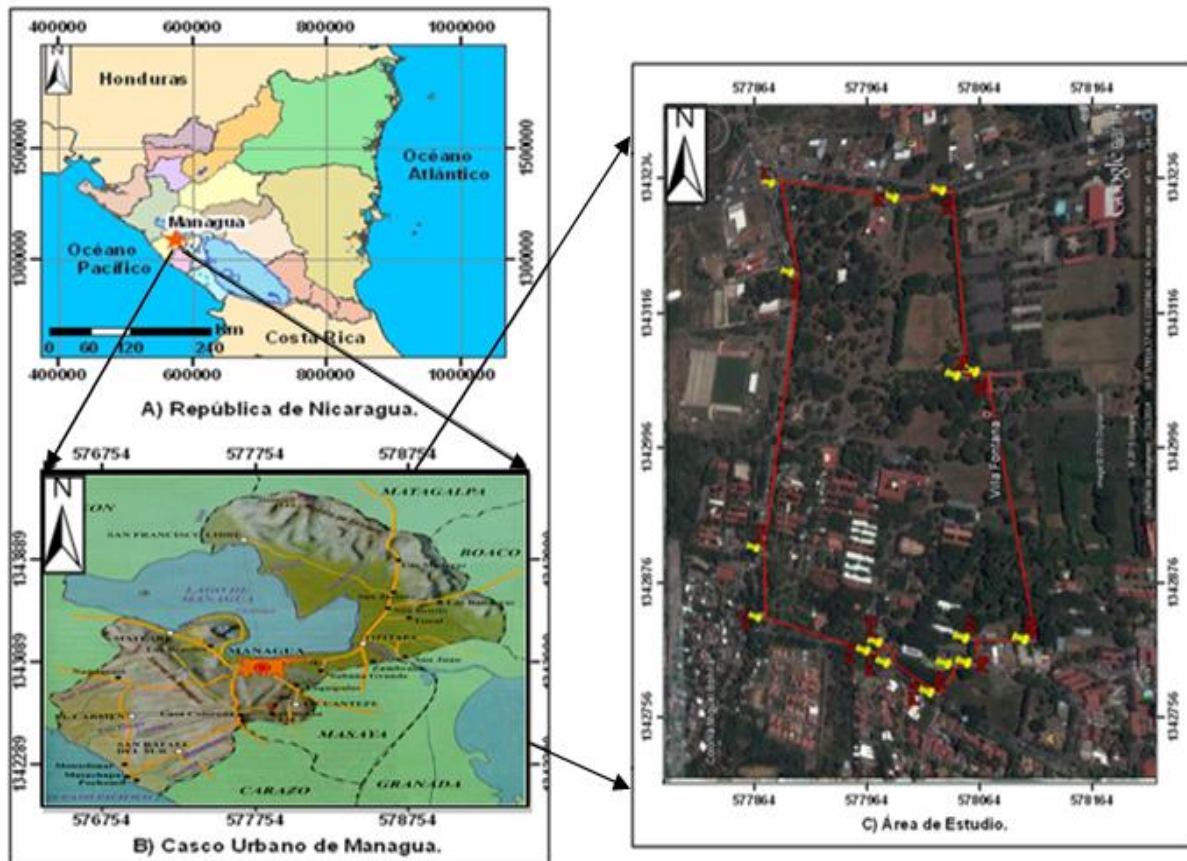


Figura.3.1. Mapa de Micro-localización del área de estudio, (RURD).

3.2. Características Geológicas, Sísmicas y Geotécnicas de la Ciudad de Managua.

3.2.1. Características geológicas.

Managua, Capital de Nicaragua, se ubica en el suroeste de Nicaragua, en la cuenca sur del Lago de Managua (Xolotlán). El Municipio tiene un área total de 267 km² de extensión, de los cuales 173.7 km² son del área urbana. La población estimada es de 1, 025,000 hab (datos al 30 de Junio de 2000 según INIDE). La altitud promedio es de alrededor de 80 m s.n.m, el clima es tropical y las temperaturas promedio oscilan entre 27° C hasta 32°C.

La ciudad de Managua se ubica dentro de la cordillera volcánica entre los volcanes Apoyeque al noroeste y Masaya al sureste. En ella y en sus alrededores se

reconocen numerosos pequeños edificios volcánicos y remanentes de volcanes: Santa Ana, Asososca, Tiscapa, Ticomo, Motastepe, entre otros.

El subsuelo de Managua se caracteriza por la presencia de una secuencia volcano-sedimentaria donde se reconocen productos provenientes de los volcanes Masaya, Apoyeque, Apoyo, de los volcanes del lineamiento Miraflores-Nejapa, Motastepe y de otros edificios fuera de este lineamiento, como Chico Pelón y Tiscapa que quedan ahora como remanentes de antigua actividad volcánica en el centro del área de Managua. La presencia de numerosos suelos fósiles demuestra la existencia de ciertos períodos de calma entre eventos volcánicos o tectónicos, que han permitidos el desarrollo de suelos de varios tipos (Hradecky et al., 1997).

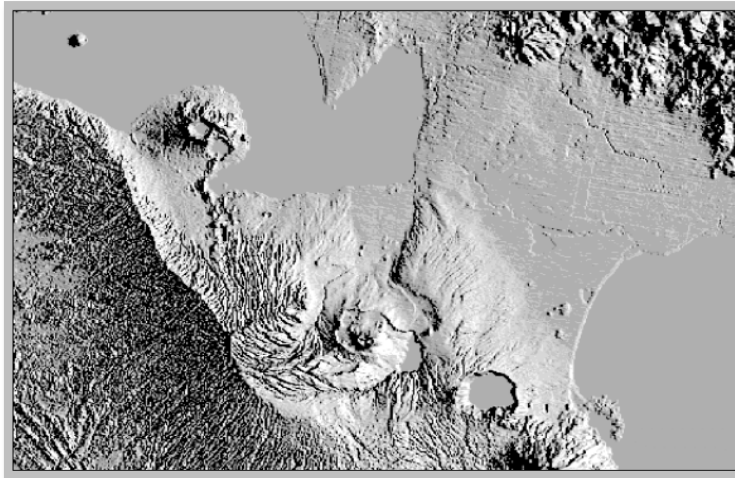


Figura 3.2. Modelo de terreno del área de Managua y sus alrededores. Se aprecia la compleja situación geológica estructural de la zona, (INETER, Geodesia).

El subsuelo de Managua se compone, a partir de la base, por productos del Grupo Las Sierras, en los cuales se reconocen ignimbritas, ondas piroclásticas y piroclástos de caída, relacionados a explosiones regionales de calderas que se han formado entre final del Terciario e inicio de Cuaternario. Sobre este grupo se depositaron secuencias piroclásticas del Grupo Las Nubes y del Grupo Managua, las cuales están suficientemente descritas en (Hradecky et, al, 1997) y en (Hradecky, 2001).

3.2.2. Estratigrafía de Managua.

La geología y estratigrafía de Managua ha sido objeto de estudio en varios proyectos, sin embargo, pocos de ellos, por ejemplo (Bice, 1983) y (Hradecky et al., 1997), emplearon conceptos genéticos en la clasificación litológica; muchos propusieron una clasificación litológica con carácter ingeniero-geológica, especialmente los estudios elaborados después del terremoto de 1972 (Woodward-Clyde Consultants, 1975).

El reciente estudio geológico del área de Managua de (Hradecky et al., 1997) mejoró los conocimientos sobre la evolución geológica y estructural del área de la capital, considerando indispensables utilizar los aspectos genéticos, en particular vulcanológicos y geomorfológicos en la definición de la amenaza de esta área, así como en las investigaciones científicas.

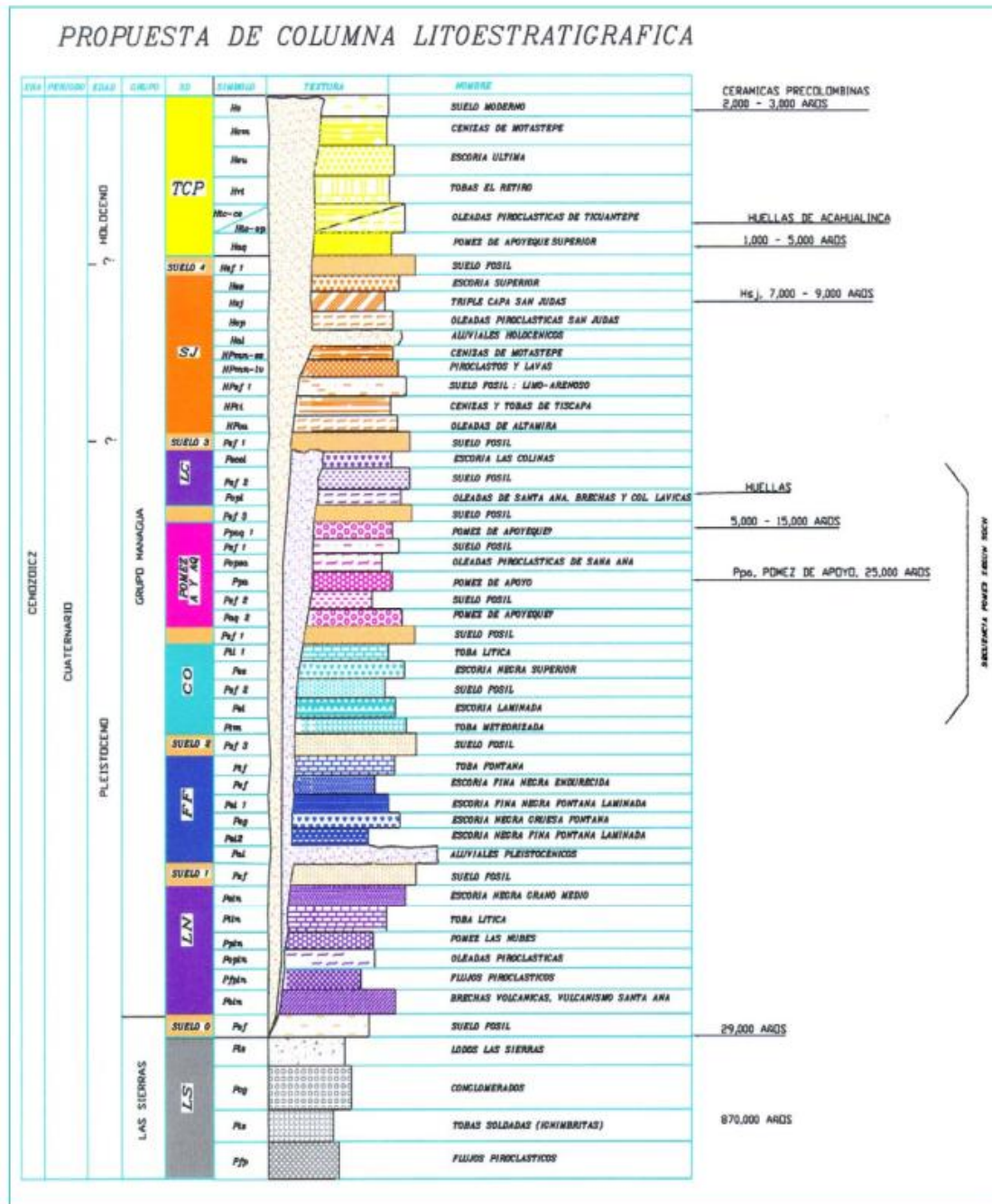


Figura 3.3. Propuesta de Columna Estratigráfica generalizada de Managua, (Rodríguez y Montenegro, 2002).

3.2.3. Fallas Geológicas y Lineamientos.

(Woodward-Clyde Consultants, 1975), presentan una descripción de las fallas principales con sus respectivas denominaciones, parámetros y características. (Moore, 1990) y, más recientemente, el Grupo de Autores (1997, Reporte N°3 de la Microzonificación Sísmica de Managua) recopilaron información bibliográfica de cada falla principal.

La Depresión o Graben de Managua está limitada por la Falla Cofradía al este y el lineamiento Miraflores-Nejapa al oeste. Hacia el norte el graben se pierde dentro del lago y hacia el sector suroeste el graben es limitado por la Falla Mateare y la Falla Las Nubes, mientras hacia el sur el límite se encuentra dentro de las calderas de Las Sierras.

Dentro del graben se encuentran fallas orientadas según dos conjuntos conjugados: N-S y NE-SW (Woodward-Clyde Consultants, 1975). Las fallas con orientación N-S generalmente tienen forma de arco, con dirección paralela a estructuras mayores relacionadas a colapsos volcánicos y presentan desplazamientos de tipo normal. Estas observaciones sugieren que dichas fallas pueden estar relacionadas en el tiempo y espacio con el evento de subsidencia del graben. Las fallas con dirección NE-SW, en particular N35°E y N45°E presentan desplazamientos laterales izquierdos (Woodward-Clyde Consultants 1975).

Mientras las fallas geológicas en el centro de Managua fueron detonantes de destructivos terremotos en el siglo XX, no se sabe mucho sobre la actividad de las fallas al este y sur de la ciudad. (Cowan et al., 1998) probaron con un estudio de Paleosismología que la Falla Aeropuerto es activa, y, hace aproximadamente 180 años, fue fuente de un terremoto con magnitud comparable con la del terremoto de Managua 1972. (Frischbutter, 1998) habla de la posibilidad de migración de la actividad hacia el este y que futuros terremotos fuertes podrían ocurrir en las fallas de esta zona. (Strauch, 1998), hizo simulaciones numéricas de los posibles efectos de terremotos causados por la Falla Aeropuerto y la Falla Cofradía.

3.2.4. Estructuras Geológicas de Managua.

El área de Managua se ubica dentro de la Depresión de Managua (figura 3.4), una estructura orientada N-S, considerada secundaria, con las mismas características y origen de la estructura principal (Depresión de Nicaragua). Sus relaciones con la estructura principal no se conocen. Se trata de una estructura reciente de tipo extensional y activa, que disloca la cordillera volcánica en sentido derecho por unos 13 km (discutido por Frischbutter, 1998).

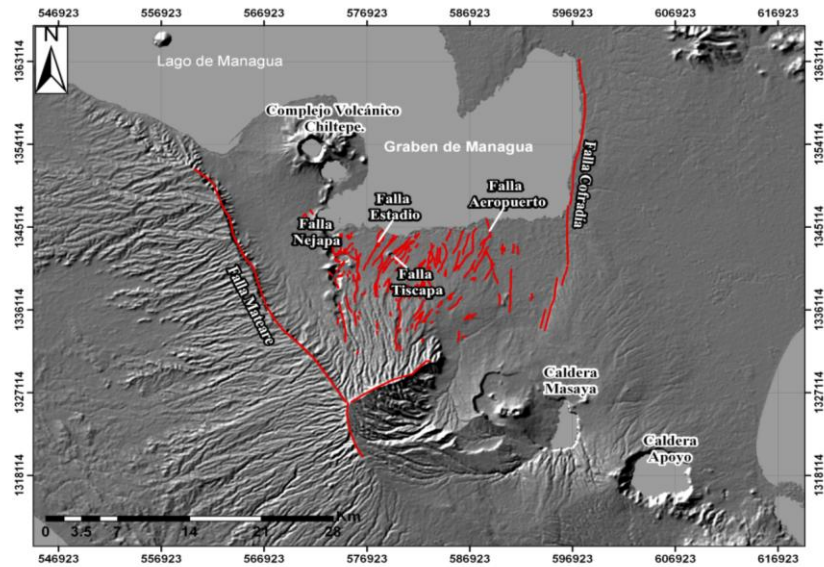


Figura 3.4. Modelo de relieve sombreado del Graben de Managua y sus principales fallas geológicas. (INETER, Geodesia).

El Graben de Managua, es una fosa tectónica con una longitud de 36 km en dirección norte-sur y de ancho de 15 km, en dirección este-oeste, y está afectado por un sin número de fallas geológicas activas (Espinoza, 2007).

Debido a la función que ocupa dentro de la geotectónica de Managua las fallas se pueden dividir en dos grupos;

3.2.4.1. Fallas que delimitan el Graben de Managua.

- Falla Mateare: Define el límite oeste del Graben de Managua. Es un segmento de falla de alrededor de 52km de largo con un rumbo N20-30° W y un escarpe entre 300 a 500 m. La falla proyecta 2 ramales antes de alcanzar el lago de Managua: Uno bajo el lago hacia el volcán Momotombito y otro paralelo a la costa del lago hacia el volcán Momotombo (Martínez, 1994).
- Falla Cofradía: Se extiende desde la zona este de la comarca Cofradía hasta el margen oriental del Municipio de Nindirí donde su expresión superficial se disipa al encontrarse con la Caldera de Masaya (Segura, 1984). La Falla Cofradía es una falla normal de orientación N-S que limita por el E el graben de Managua y tiene una longitud de 40 Km (Rauno P. y Rubí C. et al., 2006).

3.2.4.2. Conjunto de fallas al interior del Graben de Managua.

Falla Nejapa: Es una falla normal con una componente lateral derecha, con una longitud de 24 km y dirección N-S (Espinoza, 2007).

Falla Estadio: Localizada en el margen oeste del antiguo centro de Managua, pasa por el Estadio Nacional de Béisbol y se prolonga hacia el noreste del Lago Xolotlán (Sultan, 1931; Woodward-Clyde, 1975).

Fallas Los Bancos: Paralela a la Falla Estadio, pasa por donde era el Banco de América y Banco Central (Brown, 1968).

Falla Tiscapa: (Velasco, 1973) considera a las fallas Tiscapa, Escuela y Ciudad Jardín como parte un sistema de fallas normales y fracturas dispuestas en echelón al que se denomina sistema Tiscapa. Se le considera causante del terremoto de 1972 (Niccum & Lloyd, 1973).

Falla Centroamérica: Pasa por la colonia del mismo nombre. Sus ramales se desplazaron con el sismo de 1968 (INETER, 1995). Tiene dos ramales, la falla Centroamérica oeste y la falla El Mirador.

Falla Aeropuerto: Fue cartografiada por (Kuang, 1973). Debe su nombre por su paso por el extremo Occidental del Aeropuerto Internacional, hacia el norte alcanza la costa del Lago Xolotlán. La Falla Aeropuerto es una falla normal oblicua con una longitud de 152 km y un rumbo promedio de N3°E (Cowan H. y Machette N. et al., 2000).

3.2.4.3. Descripción de las Fallas principales de Managua.

Tabla 3.1. Fallas principales de Managua. (Brown et al., 1973; Woodward-Clyde, 1975; Bice, 1980; Hernández et al., 1994; Sultan, 1931; Dames and Moore Lamsa, 1978; Cowan et al., 2000; Espinoza, 2007).

Zona de Falla	Rumbo y Longitud Proyectada	Máximo Individual	Máximo Del eskarpe	Tipo de falla y sentido del movimiento	Tasa de movimiento	Edad del ultimo movimiento	Comentarios
Cofradía	N4°E, ± 13°, ~ 40 km	0.5 -1m	~ 15 m	Falla Normal oblicua con componente lateral izquierda. Bloque hundido hacia el W.	Probablemente 0-5	< 5 Kyr	Prominente eskarpe que se extiende hacia el sur en la Caldera Masaya y es asociado con numerosos manantiales de aguas termales.
Mateare	N50°W, 35 a 70 km	-	~ 200 m	Falla Normal oblicua , con componente lateral derecha, bloque hundido hacia el NE	-	Probablemente < 20 Kyr	El eskarpe de Mateare está conformado por depósitos de ignimbritas del Plesitoceno. No reporta actividad sísmica desde 1975.
Nejapa	N-S, 24 Km	1 m	~ 80 m	Falla Normal con componente lateral derecha	-	Probablemente < 10 Kyr	Estructuras monogéticas y un volcán compuesto se emplazan sobre esta falla, y definen el margen oeste del Graben de Managua.
San Judas	N-S ± 5°, 10 km	1 m	15 m	Falla Normal bloque hundido hacia el E, se desconoce si tiene sentido de movimiento lateral.	-	Probablemente < 5 Kyr	Esta falla forma un pequeño eskarpe y desplaza suelos del Holoceno. Fracturas menores se originaron en el terremoto de 1972.
Estadio	N30E, ± 5°, 2 km y se extiende a 10 km en Lago de Managua	0.5 m	~ 1m	Lateral izquierda		31 de Marzo de 1931	Superficie de ruptura a lo largo de 2 km en el terremoto de 1931. Fracturas menores se originaron en el terremoto de 1972.
Tiscapa	N24°E, ± 7°, 10 km y se extiende a 20 km en Lago de Managua	3.5 m	20 m	Lateral izquierda	Probablemente 0-5	23 de Diciembre 1972	Pequeño eskarpe geomorfológico hacia el centro de la antigua ciudad de Managua. El desplazamiento lateral izquierdo se observa en la pared Norte de la Laguna de Tiscapa.
Aeropuerto	N3°E, ± 6°, 15 km	0.5-1m	10-12 m	Falla normal oblicua con componente lateral derecha, bloque hundido hacia el E.	Probablemente 0-5	A.D. 1650-1810	Falla subvertical con un eskarpe cuya altura máxima es de 10 a 12 metros.

3.3. Característica sísmica de la ciudad de Managua.

3.3.1. Marco Tectónico.

Según (Walter, Flueh, Ranero, Von Huene, y Strauch, 2002), los sismos que pueden afectar la ciudad de Managua tienen sus orígenes en dos posibles fuentes relacionadas con:

- Convergencia de las Placas Cocos en la zona de subducción en el Pacífico.
- Temblores superficiales ocurridos dentro de la corteza, en el interior de la placa Caribe, por ejemplo el Graben Nicaragüense.

(Moore, 1990) destaca que los sismos originados en la zona de subducción representan un riesgo menor para el área de la ciudad que aquellos ocasionados por el sistema local de fallas debido a sus magnitudes moderadas, la proximidad con la ciudad y la poca profundidad de su foco, de manera que pueden afectar seriamente las edificaciones y obras de infraestructura existente. Ejemplos de sismo de esta característica que apoyan la hipótesis de (Moore, 1990) son los ocurridos en 1931 y 1972 que se detallan posteriormente.

En cuanto al fallamiento de la ciudad se ha identificado tres posibles familias de fallas. Los primeros dos grupos corresponden a fallas transcurrentes que pueden agruparse en una familia que tiene orientación noreste-suroeste con desplazamientos lateral-izquierdos, y una segunda familia con rumbos noroeste-sureste y desplazamientos lateral-derecho. Un tercer y último grupo corresponde a las fallas del tipo normal que tiene una orientación norte-sur y provocan el ascenso del magma del interior de la tierra que permite la formación de estructuras volcánicas como la Nejapa-Miraflores y Veracruz.

Según (INETER, 2002) las fallas principales que atraviesan la parte central de la ciudad tienen poca longitud por lo que pueden generar terremotos relativamente moderados con una magnitud máxima probable de hasta 6.5 en la escala de Richter. Contrariamente, las fallas que forman los límites Este y Oeste del “Graben de Managua” (Falla Mateare y Cofradía) podrían causar terremotos mucho más destructivos, pero se debe considerar que estas zonas son densamente menos pobladas que en la parte central de Managua.

3.3.2. Terremotos Históricos.

La ciudad de Managua se ha visto afectada muy frecuentemente por la ocurrencia de eventos sísmicos asociados al sistema de fallamiento local. Éstos, en ocasiones han afectado sólo zonas parciales de la ciudad pero otros, como el del terremoto de

1972, tuvieron mayores repercusiones en todo el territorio de la ciudad y, consecuentemente, afectaron el desarrollo socio-económico de toda la nación.

En 1968 la ciudad fue sacudida por el conocido "Terremoto de La Centroamérica" el cual tuvo una magnitud 4.8 grados en la escala Richter. Se cree que el epicentro estuvo localizado a unos 6 km hacia el sur de la Colonia Centroamérica y la profundidad del foco no fue mayor de 10 km.

La intensidad máxima se dio en el sector de la colonia Centroamérica, como se puede apreciar en el mapa de isosistas (Figura 3.5.) de (Johansson, 1988). En esta área (de aproximadamente 1 km de ancho) algunas viviendas presentaron grietas en las paredes y otras colapsaron. Además, se reportó daños en los sistemas de tuberías de aguas negras y de agua potable, uno de los tres puentes peatonales existentes presentó asentamientos y algunas bases para tanques de agua sufrieron daños.

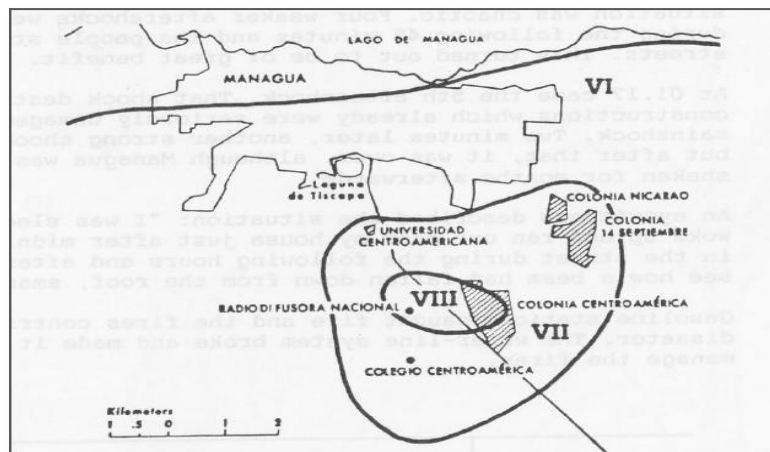


Figura 3.5. Mapa de isosistas del terremoto de 1968, (Johansson, 1988).

Un terremoto que tuvo mayores repercusiones en toda la ciudad fue el ocurrido en marzo de 1931. Este sismo fue provocado por la activación de la falla del Estadio y ocasionó la muerte de aproximadamente 1,100 personas y pérdidas económicas estimadas en 15 millones de dólares (Leeds, 1973).

Aunque se consideró que tuvo una magnitud de 5.8 en la escala de Richter causó grandes daños debido a la localización del epicentro dentro de la ciudad y la tipología de los sistemas constructivos.

Un efecto colateral al sismo fue un voraz incendio que consumió más de 10 manzanas del radio central de la ciudad (Halftermeyer, 1931). A la fecha es considerado como el segundo sismo más trágico que ha devastado la ciudad, sólo detrás del terremoto de 1972.

Las construcciones de la época eran en su mayoría de taquezal y según la narración del historiador (Halftermeyer, 1931), edificios como el Palacio Nacional, Palacio de Comunicaciones, la Penitenciaría Nacional, y algunos templos colapsaron, y los pocos edificios del radio central de la ciudad que quedaron en pie presentaban daños o averías. No obstante, destaca como el almacén de hierro de la Catedral, que se encontraba en construcción, quedó en pie además del edificio Casa Pellas, el Club Social, el Palacio del Ayuntamiento y la Casa Presidencial.

Esto puede explicarse si se consideran las tipologías de los sistemas constructivos de estos edificios y el hecho de que los daños se concentraron a lo largo de la zona de ruptura, de manera que con la lejanía, disminuían; y en las comunidades cercanas a Managua no se reportaron daños (Hernández, 2009). Previo al terremoto en la capital existían 7,005 casas de las cuales 833 colapsaron y 3,848 quedaron muy deterioradas.

3.3.2.1. Características del terremoto de 1972.

El 23 de diciembre de 1972, la ciudad de Managua fue azotada por el terremoto más devastador hasta la fecha. La magnitud de dicho evento fue estimada en 6.2 grados en la escala de Richter, pero su intensidad fue variable en distintas zonas de la ciudad. Causó daños en 27 km², de los cuales destruyó 13 km² totalmente en el centro de la ciudad, dejando aproximadamente 10,000 personas fallecidas y 20,000 heridas. Alrededor del 75 por ciento de las viviendas de la ciudad quedaron destruidas o inhabitables, dejando cerca de 250,000 personas sin hogar, provocando cuantiosos daños materiales (Brown, Ward, & Plafker, 1973).

El epicentro se produjo en el sector Oeste de Managua, al Este del único acelerógrafo que lo registró, entre 2 y 8 km de profundidad (Dewey et al., 1974) ocasionando la activación de la falla Chico Pelón, Los Bancos, Zogaib y Tiscapa, siendo esta última la principal causante de los daños. Al momento del evento solamente funcionó uno de los tres acelerógrafos que estaban instalados. Los acelerógrafos de la UNAN y el Banco Central estaban con desperfectos en la batería, por consiguiente únicamente se obtuvo el registro del equipo ubicado en la refinería ESSO en el que la aceleración máxima registrada fue de 0.39 g (Figura 3.6.) en la dirección este-oeste. Posterior al evento principal se registraron varias réplicas, de magnitudes similares dentro de la ciudad y se sumaron a los efectos y daños del desastre debido a sus fuentes superficiales (Sozen & Matthiesen, 1975).

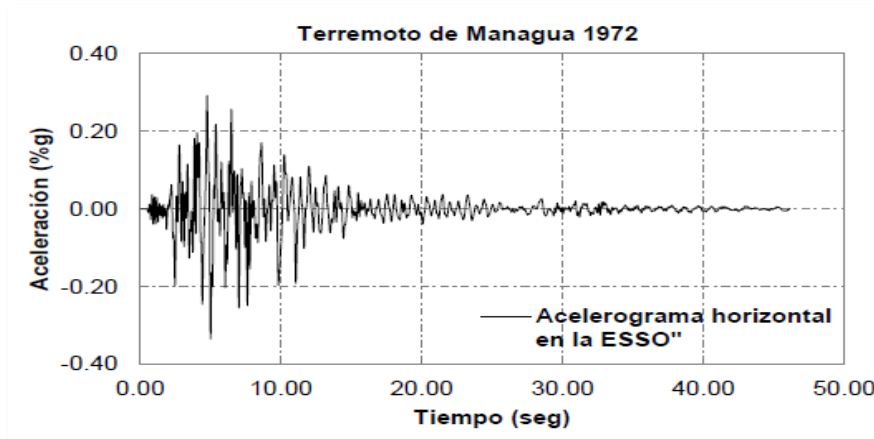


Figura 3.6. Acelerograma del terremoto de 1972 registrado en la estación de la refinería de la ESSO.

Según (Hansen and Cavez, 1973), las intensidades alcanzaron el grado IX de la Escala de Mercalli en el centro de la ciudad y disminuyeron gradualmente en la periferia, donde alcanzaron los grados VI y V de la misma escala como se aprecia en la siguiente imagen:

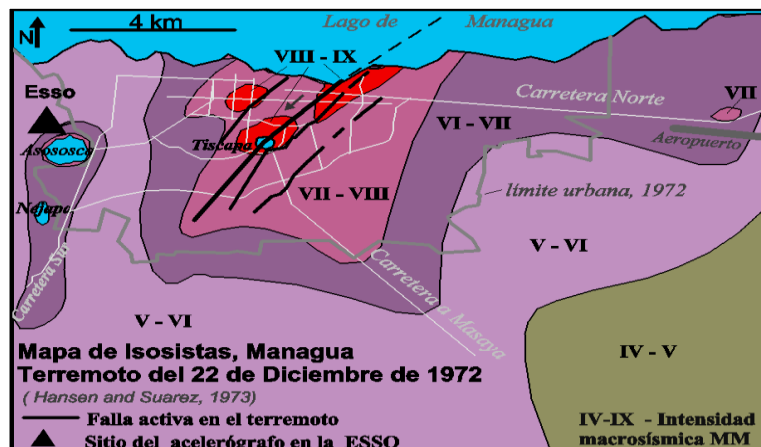


Figura 3.7. Mapa de Isosistas del terremoto de Managua de 1972, (Hansen and Suarez, 1973).

En cuanto al estudio de los daños producidos por este terremoto, diversos autores (Brown, Ward, & Plafker, 1973; Del Valle, 1973; Estrada, 1973; Hansen & Cavez, 1973) han propuesto una serie de hipótesis que explican las posibles causas de los problemas observados en las estructuras.

En resumen, los autores coinciden en que los daños se debieron al mal comportamiento de las estructuras de taquezal y la cercanía del epicentro y el hipocentro con respecto a la superficie. No obstante, (Hernández, 2009) luego de hacer una revisión de fotografías y otra documentación notó que algunas edificaciones de taquezal no colapsaron y apreció la existencia de zonas con

grandes daños, delimitadas dentro de áreas extensas que mantenían la misma tipología constructiva. Un ejemplo se muestra en la Figura 3.8. Por tal razón sugiere que posiblemente durante el terremoto hubo un comportamiento desigual de los suelos o existieron otras causas además de las malas tipologías constructivas, así como desplazamientos del terreno; es decir, posiblemente ocurrió efecto de sitio.



Figura 3.8. Vista aérea del centro de Managua después del terremoto de 1972.
(Steinbrugge, 1972).

(Estrada, 1973) opina que, tomando en cuenta que el suelo de Managua está compuesto fundamentalmente por escorias volcánicas, se puede considerar como un suelo rígido, lo cual desfavorece el adecuado comportamiento dinámico de las edificaciones bajas durante una excitación sísmica. Esto se corrobora con los comentarios de (Del Valle, 1973) al sugerir que las edificaciones más rígidas se vieron afectadas, debido a la correspondencia en los modos de vibrar de las estructuras con los periodos del suelo.

3.4. Características geotécnicas de la ciudad de Managua.

3.4.1. Características geotécnicas.

La ciudad de Managua está situada en una depresión estructural conocida como el Graben de Managua, que es un micrograben de la "Depresión Nicaragüense" (R.M. Parrales & Picado, 2001). Debido a la existencia de edificios volcánicos y remanentes de antiguos volcanes, el subsuelo de Managua se caracteriza por la presencia de una secuencia volcano-sedimentaria donde, además, se ha identificado la presencia de numerosos suelos fósiles, lo que demuestra la existencia de ciertos períodos de calma entre eventos volcánicos o tectónicos y que ha permitido el desarrollo de suelos de diferentes tipologías (Hradecky, 1997; INETER, 2002).

A raíz del terremoto de 1972, (Faccioli et, al., 1973) elaboró un estudio de microzonificación en el área de Managua con fines de cimentación y realizó una propuesta de estratigrafía con base en valor de N de los ensayos SPT abordados en

su estudio. Los ensayos SPT tuvieron en promedio una penetración de 15 metros. (Faccioli et, al., 1973) sugiere la siguiente clasificación de suelos:

- Suelos blandos ($N < 10$)
- Suelos medianamente densos ($10 < N < 50$)
- Suelos firmes o compactos ($N > 50$)

Los suelos superficiales, o suelos blandos, están compuestos por arenas limosas y pertenecen a los suelos de origen aluviales. La segunda capa está compuesta de suelos medianamente densos, y corresponde a arenas de densidad media, pómez, gravas y canteras. La tercera capa corresponde a arenas limosas muy compactadas o talpetate.

Los estudios abordados por (Faccioli et, al., 1973) permitieron obtener perfiles de la estratigrafía de la ciudad en la dirección N-S y E-W donde se aprecia las variaciones en los espesores de las capas del suelo propuesta. Estos perfiles corresponden a la Figura 3.9, 3.10 y 3.11:

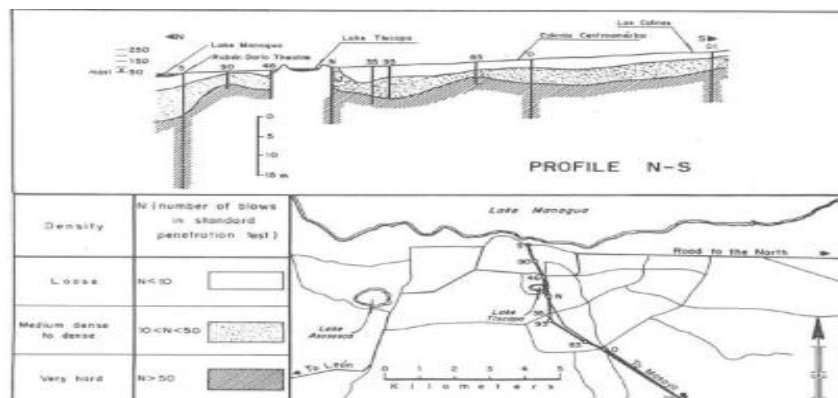


Figura 3.9. Perfil N-S de estratigrafía de la ciudad de Managua. (Faccioli et al., 1973).

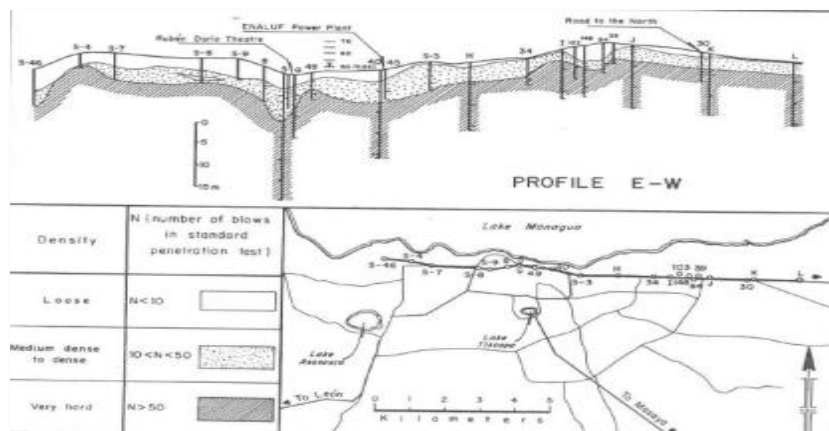


Figura 3.10. Perfil E-W de estratigrafía en la zona costera al lago de Managua. (Faccioli et al., 1973).

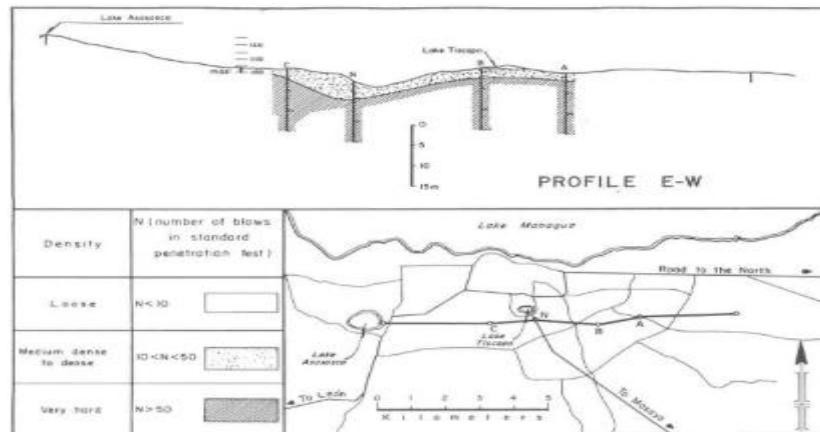


Figura 3.11. Perfil E-W de estratigrafía en la zona central de la ciudad de Managua. (Faccioli et al., 1973).

3.4.2. Parámetros dinámicos de los suelos de Managua.

El estudio de las características dinámicas de los suelos de Managua, por lo general, se ha basado en ensayos de estudios SPT, de manera que se establece una correlación entre el valor de N y la velocidad de ondas de corte de los diferentes estratos que pudieran componer el suelo.

(Faccioli et al., 1973) definió modelos de velocidades en el sitio de la refinería de la ESSO, el Hotel Balmoral, Teatro Rubén Darío y la Colonia Centroamérica, mediante perforaciones VSP a 33, 26, 28 y 34 metros, respectivamente. (Faccioli et al., 1973) propuso para cada sitio modelos de velocidades en tres estratos (exceptuando el sector de la refinería que contenía dos estratos). Las velocidades en basamento propuestas se encontraban en un rango de 550 a 600 m/s por lo que, probablemente, se requiere de perforaciones a mayores profundidades para encontrar un basamento con características de roca (velocidades superiores a 760 m/s).

Posteriormente (Escobar y Corea, 1998) y (R.M. Parrales y Picado, 2001) con base en una mayor cantidad de perforaciones para ensayos SPT desarrollaron investigaciones que permitieron realizar propuestas de modelos de velocidades para cada sitio de estudio. Además de estimar el módulo de corte del suelo y los factores de amortiguamiento para cada estrato mediante la utilización de la herramienta informática SHAKE91. Sin embargo, estas nuevas investigaciones no pudieron superar las limitantes en cuanto a profundidad de sondeo que tuvo (Faccioli et al., 1973), de manera que las profundidades de exploración en promedio no superaron los 20 m.

En la actualidad hay una gran cantidad de estudios para determinar parámetros dinámicos del suelo en la ciudad de Managua; pero, en sitios muy localizados.

Estos estudios son elaborados con fines de diseño de estructuras de gran relevancia como edificio Pellas, INVERCASA, etc.

Recientemente, (Hernández, 2009) elaboró una propuesta de microzonificación de la ciudad con base en mediciones de ruido ambiental. El estudio se basó en agrupar por familias los cocientes o razones espectrales (H/V) que tuvieran una similitud en frecuencia y amplificación. De esta manera se agrupan suelos que pueden tener una respuesta sísmica muy similar, y posteriormente, procedió a definir los modelos de estratigrafía y velocidades para cada estrato.

Tabla. 3.2. Clasificación de los suelos de Managua con fines de diseño sísmico, (Hernández, 2009).

TIPO DE SUELO	DESCRIPCION DEL SUELO	V_{s30} (m/s)
Tipo I	Afloramiento rocoso	909
Tipo II-A	Suelo firme (suelos muy denso)	609
Tipo II-B	Suelo firme (suelos densos)	471
Tipo III	Suelo moderadamente blando	360

El mapa de la Figura 3.12. Se muestra la zonificación propuesta en base al parámetro V_{s30} . Los datos correspondientes a cada zona se resumen en la Tabla 3.2 mostrada anteriormente.

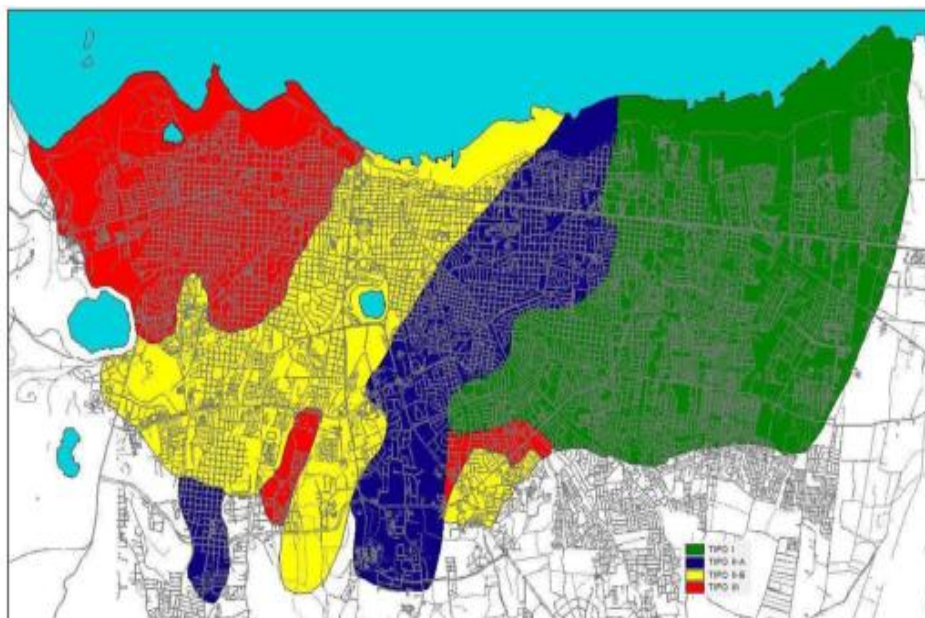


Figura 3.12. Clasificación de suelos para la ciudad de Managua, (Hernández, 2009).

4. REVISION DE LITERATURA.

4.1. GENERALIDADES.

En esta sección se describirán algunos de los conceptos más importantes considerados en el análisis de amenaza sísmica y respuesta de sitio.

4.1.1. Amenaza sísmica.

La amenaza sísmica es una función de la magnitud del sismo y la distancia del punto hasta la fuente sísmica. El movimiento sísmico se mide con la aceleración máxima del terreno (PGA) y se evalúa la amenaza en términos probabilísticos: es una práctica común definir la amenaza sísmica como la aceleración máxima del terreno con probabilidad del 90% de no ser excedida durante un período de 50 años, que corresponde a la vida útil de una estructura normal. Estos valores fueron utilizados por primera vez para estudios en los Estados Unidos (Algermissen Perkins, 1976) y han sido adoptados casi universalmente. Este nivel de amenaza corresponde al movimiento sísmico que tiene un período de retorno (un intervalo promedio entre eventos) de 475 años (Bommer, 1996).

Los mapas de amenaza son hechos a partir de rejillas de puntos con aceleración máxima del suelo y se trazan curvas de igual nivel. Además de identificar áreas de mayor peligro en los mapas, lo cual sirve para fines de planificación, se establecen niveles de aceleración que se deben considerar en el diseño sísmico de estructuras.

La amenaza sísmica refleja características de la naturaleza que generalmente no pueden ser modificados, como son la sismicidad y la geología de una región.

4.1.2. Modelo de evaluación de amenaza sísmica.

El peligro que induce la actividad sísmica sobre regiones aledañas a poblaciones o asentamientos humanos, ha derivado en la necesidad de establecer parámetros que definan el nivel de la amenaza y metodologías generales que permitan estimar dichos parámetros.

Los parámetros que definen el nivel de peligro en un modelo de amenaza sísmica se conocen como parámetros de movimiento fuerte. Estos parámetros definen la intensidad del movimiento en el sitio de análisis. Su estimación se hace por medio de ecuaciones conocidas como funciones de atenuación, las cuales dependen principalmente de la distancia de la fuente sismogénica al sitio, la magnitud sísmica, y el tipo de mecanismo focal de ruptura.

4.1.3. Estimación de parámetros de movimiento fuerte.

Uno de los principales componentes en un análisis de amenaza sísmica es el estudio de las funciones de atenuación de los parámetros de intensidad que caracterizan el movimiento.

4.1.3.1 Efectos de la magnitud y distancia.

La mayor parte de la energía de un sismo se libera en forma de ondas de esfuerzo, que se desplazan por la corteza de la tierra. Dado que la magnitud está relacionada con la energía liberada en el foco del sismo, la intensidad de dichas ondas se encuentra relacionada con la magnitud. Los efectos de la magnitud son principalmente: el aumento en la amplitud de la intensidad, la variación en el contenido frecuencial y el aumento en la duración de la vibración.

A medida que las ondas se desplazan por el medio rocoso, son absorbidas parcial y progresivamente por los materiales por los que transitan. Como resultado, la energía por unidad de volumen varía en función de la distancia. Dado que la intensidad está relacionada con la energía de las ondas, se encuentra también relacionada con la distancia. Muchas funciones de atenuación relacionan la intensidad en términos de algún parámetro de movimiento fuerte, con una de las distancias presentadas en la Figura 4.1., las cuales caracterizan de diferente manera el origen del movimiento vibratorio.

La distancia D1 representa la distancia del sitio a la proyección en superficie del plano de falla. D2 es la distancia a la superficie de falla. D3 es la distancia epicentral. D4 corresponde a la distancia hasta la zona en la superficie de falla que liberó una mayor cantidad de energía, la cual no necesariamente corresponde con el hipocentro. Y por último D5 es la distancia hipocentral. El uso de alguna distancia en particular depende del parámetro a inferir. Por ejemplo D4 es la distancia que mejor se relaciona con los valores pico del movimiento fuerte, dado que la mayor parte del rompimiento se produce en esta zona.

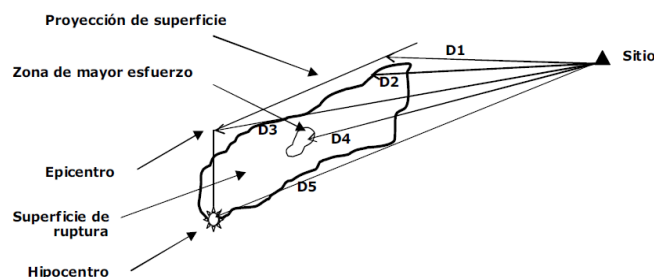


Figura 4.1. Ejemplo de varias medidas de distancia usadas en funciones de atenuación, (Reproducido de Kramer S., *Geotechnical Earthquake Engineering*, Ed. Prentice Hall., 1996).

4.1.3.2. Estimación de parámetros de amplitud.

La estimación de los parámetros de amplitud se hace comúnmente a partir de regresiones realizadas a partir de conjuntos de datos históricos en áreas con buena instrumentación sísmica. A continuación se presentan algunos modelos representativos de predicción.

4.1.3.2.1. Aceleración máxima.

La aceleración máxima es el parámetro más empleado en los estudios de amenaza sísmica para representar el movimiento del terreno, por lo cual se han propuesto diversos modelos de atenuación de este parámetro con la distancia y las propiedades del medio transmisor. A medida que se cuenta con mayor cantidad de registros de sismos, es posible refinar las funciones de atenuación, lo que deriva en una frecuente publicación de correlaciones nuevas y más refinadas.

El nivel de refinamiento aumenta a medida que se desarrollan métodos de procesamiento más avanzados.

Un sinnúmero de funciones de atenuación de aceleración máxima han sido desarrolladas a nivel mundial en las últimas 4 décadas, dada la alta relevancia de este insumo dentro de los análisis de amenaza sísmica. En un marco más local en relación con América Central, se han realizado estudios que utilizan bases de datos del movimiento fuerte para desarrollar relaciones de atenuación propias del entorno sísmico y neotectónico del continente.

En 1994 Climent et al. Realizaron una regresión bayesiana sobre una base de 218 registros acelerográficos provenientes de estaciones en Centroamérica, 155 de Costa Rica y el resto de Nicaragua y El Salvador. Adicionalmente, se emplearon 62 registros de magnitud elevada provenientes de la red acelerográfica de Guerrero, en México, con los que se obtuvo la siguiente relación:

$$\ln PGA(m/s^2) = -1.687 + 0.553M - 0.537 \ln R - 0.00302R + 0.327S \quad (4.1)$$
$$\sigma_{\ln PGA} = 0.75$$

Donde M es la magnitud de momento, R es la distancia hipocentral en km, y S es un parámetro indicativo de la geología del sitio de análisis (cero en roca y uno en suelo). Esta relación ha sido empleada en varios estudios de amenaza sísmica y vulnerabilidad de centros urbanos en Centroamérica, como es el caso del Proyecto de Amenaza Sísmica de América Central (Montero, Peraldo y Rojas 1997).

En 1997 Schmidt y otros realizaron una regresión sobre 200 registros de eventos sísmicos en Costa Rica, entre 1987 y 1996, con magnitudes entre 3.3 y 7.6, y

distancias hipocentrales desde 6 hasta 200 km. La formulación general empleada fue:

$$\ln PGA (m/s)^2 = C_1 + C_2M + C_3 \ln R + C_4R + C_5S_1 + C_6S_2 \quad (4.2)$$

Se desarrollaron regresiones para diferentes conjuntos de datos. Primero se analizó la totalidad de los registros, y se obtuvieron relaciones de atenuación empleando las aceleraciones máximas de las dos componentes horizontales de los registros, y empleando sólo la mayor de las aceleraciones horizontales. En seguida se realizaron regresiones para los datos relacionados con sismos generados en fuentes intraplaca, para lo cual se obtuvieron relaciones de atenuación para distancias hipocentrales y epicentrales, empleando la mayor aceleración horizontal del registro.

Por último se obtuvo una función de atenuación para sismos de subducción, únicamente para distancias hipocentrales, igualmente empleando la mayor aceleración horizontal del registro. La Tabla 4.1., presenta los coeficientes encontrados en cada caso.

Tabla 4.1. Coeficientes de atenuación para PGA, Schmidt et al. (1997) según condición de análisis, (Schmidt et al., Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation., Universidad de Costa Rica – NORSAR, 1997).

Descripción	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	σ _{bay}	σ _{LS}
Todos los datos Dos componentes horizontales	-2.005	0.609	-0.603	-0.003	0.173	0.279	0.74	0.73
Todos los datos Mayor componente horizontal	-1.589	0.561	-0.569	-0.003	0.173	0.279	0.80	0.78
Sismos Intraplaca Distancia hipocentral	-1.725	0.687	-0.743	-0.003	0.173	0.279	0.83	0.82
Sismos Intraplaca Distancia Epicentral	-2.091	0.694	-0.679	-0.003	0.198	0.315	0.84	0.82
Sismos Subducción	-0.915	0.543	-0.692	-0.003	0.173	0.279	0.74	0.67

En la Tabla 4.1., los parámetros σ_{bay} y σ_{LS} corresponden a las desviaciones estándar calculadas empleando una regresión bayesiana, y una regresión por mínimos cuadrados, respectivamente.

4.1.3.2.2. Velocidad máxima.

Análisis similares a los realizados para la aceleración máxima del terreno han derivado en la obtención de relaciones de atenuación de la velocidad máxima horizontal a partir de registros acelerográficos integrados.

Dentro de los estudios presentados anteriormente para América Central, se desarrollaron adicionalmente funciones de atenuación de velocidad. Climent et al. 1994, obtuvieron la siguiente relación:

$$\ln PHV(m/s) = -7.214 + 0.553M - 0.537 \ln R - 0.00302R + 0.327S \quad (4.3)$$

$$\sigma_{\ln PGA} = 0.75$$

Por otra parte, Schmidt et al. 1997 calcularon los coeficientes presentados en la Tabla 4.2, para la siguiente relación:

$$\ln PHV(m/s) = C_1 + C_2M + C_3 \ln R + C_4R + C_5S_1 + C_6S_2 \quad (4.4)$$

Tabla 4.2. Coeficientes de atenuación para PHV, Schmidt et al. (1997) según condiciones de análisis, (Schmidt et al., Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation., Universidad de Costa Rica – NORSAR, 1997).

Descripción	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	σ _{bay}	σ _{LS}
Todos los datos Dos componentes horizontales	-7.530	0.609	-0.603	-0.003	0.173	0.279	0.74	0.73
Todos los datos Mayor componente horizontal	-7.114	0.561	-0.569	-0.003	0.173	0.279	0.80	0.78
Sismos Interplaca Distancia hipocentral	-7.250	0.687	-0.743	-0.003	0.173	0.279	0.83	0.82
Sismos Intraplaca Distancia Epicentral	-7.616	0.694	-0.679	-0.003	0.198	0.315	0.84	0.82
Sismos Subducción	-6.440	0.543	-0.692	-0.003	0.173	0.279	0.74	0.67

4.1.3.2.3. Ordenadas del espectro de respuesta.

Dada la importancia que ha tenido el espectro de respuesta dentro de la práctica de la ingeniería sísmica, se han desarrollado relaciones de atenuación para obtener las ordenadas del espectro de manera directa. Esto puede realizarse a partir de regresiones sobre espectros calculados a registros acelerográficos de zonas con buena instrumentación sísmica.

(Climent et, al., 1994) y (Schmidt et, al., 1997), desarrollaron funciones espectrales de atenuación de la pseudovelocidad para 0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0, 10.0 y 40.0 Hz. Los coeficientes asociados a la atenuación de dichas ordenadas espectrales pueden consultarse en esos estudios.

4.1.3.2.4. Amplitud del espectro de Fourier.

Alternativamente se puede calibrar un modelo teórico de las características físicas de una fuente, medio de tránsito de ondas, y comportamiento de la respuesta en el sitio, para predecir la forma del Espectro de Fourier. A partir de la solución del

rompimiento instantáneo sobre una superficie esférica en un medio perfectamente elástico (Brune, 1970), es posible estimar las amplitudes del espectro de Fourier, en sismos lejanos por medio de la relación (McGuire & Hanks 1981, Boore 1983):

$$|A(f)| = \left[CM_o \frac{f^2}{1-(f/f_c)^2} \frac{1}{\sqrt{1+(f/f_{max})^8}} \right] \frac{\exp(-\pi f R/Q(f)v_s)}{R} \quad (4.5)$$

Donde f_c es la frecuencia de esquina, f_{max} la frecuencia máxima o de corte (ver Figura 4.2), $Q(f)$ es el factor de calidad, M_o es el momento sísmico, y C es una constante dada por:

$$C = \frac{R_{\theta\phi} F V}{4\pi\rho v_s^3} \quad (4.6)$$

Donde $R_{\theta\phi}$ es el patrón de radiación, F depende del efecto de superficie libre, V da cuenta de la partición de la energía en dos componentes horizontales, ρ es la densidad de la roca, y v_s es la velocidad de onda de corte en la roca.

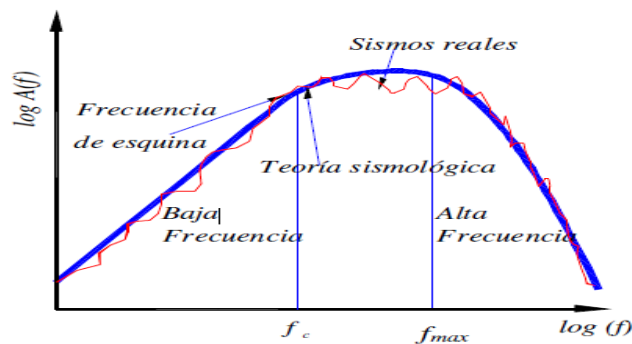


Figura 4.2. Modelo de atenuación de Espectros de Fourier, (ERN-CAPRA-T1-3).

4.1.3.2.5. Duración.

La duración del movimiento aumenta al aumentar la magnitud sísmica. Sin embargo, la variación con la distancia depende de cómo se defina el parámetro. Para duraciones basadas en amplitudes de aceleración absoluta, como la determinada con el umbral de duración, tienden a disminuir a medida que aumenta la distancia, dado que la aceleración absoluta disminuye de la misma manera.

Duraciones basadas en aceleraciones relativas se incrementan con la distancia, derivando en duraciones muy largas aún cuando las amplitudes sean muy pequeñas.

4.1.4. Metodologías generales de cálculo de amenaza.

El cálculo de la amenaza sísmica emplea las definiciones y métodos presentados anteriormente, para establecer el nivel de peligro esperado en un sitio o zona determinada, bajo la influencia de la actividad sísmica de fuentes aledañas

identificadas. Históricamente los ingenieros, geólogos y sismólogos se han preocupado por desarrollar metodologías de cálculo que representan cada vez mejor el comportamiento de las fuentes, el tránsito de las ondas dentro del medio rocoso, la respuesta de los suelos y la respuesta estructural en el sitio de interés. De esta manera, es posible identificar dos metodologías primordiales de evaluación de amenaza, que engloban los esfuerzos realizados en el pasado en diferentes estudios en el ámbito mundial.

4.1.4.1. Análisis determinístico de amenaza sísmica.

Durante muchos años el análisis determinístico de amenaza sísmica (Deterministic Seismic Hazard Analysis DSHA) fue la herramienta primordial de la ingeniería sísmica para la evaluación de la amenaza en una zona determinada. El uso del DSHA implica la definición de un escenario particular, en el cual se basa la estimación del movimiento del terreno y los efectos secundarios relacionados. El escenario se define como un sismo de magnitud conocida, el cual sucede en un sitio determinado. Los pasos a seguir, para llevar a cabo un DSHA, son:

1. Caracterización de las fuentes generadoras de terremotos con influencia en el sitio de análisis. Se requiere definir cada fuente en términos de su geometría y sismicidad.
2. Selección de la distancia de la fuente al sitio. Generalmente se toma la menor distancia existente entre la fuente y el lugar de análisis.
3. Selección del sismo de análisis, el cual representa de la mejor manera el potencial sísmico de la fuente en consideración, en términos de la intensidad en el sitio bajo estudio. Se debe escoger a partir de comparación de los niveles de intensidad generados por sismos históricos de la región, o de otras regiones con características neotectónica similares, de tal manera que sea posible definir una magnitud del sismo de análisis para las distancias anteriormente definidas.
4. Selección de las funciones de atenuación que permitan caracterizar completamente la amenaza en el sitio. Según el alcance del análisis se requerirán funciones de atenuación de aceleración, velocidad, desplazamiento, componentes espectrales de los anteriores parámetros, duración, o cualquier otro parámetro.

El DSHA indica el peor caso posible del efecto sísmico en el sitio de análisis. Cuando se emplea el DHSA para la evaluación de la amenaza en estructuras primordiales, puede estimarse la mayor intensidad que puede afectar dichas estructuras. Sin embargo, no se toma en cuenta cuál es la probabilidad de ocurrencia de ese evento, si es probable o no que ocurra en el sitio escogido, qué tan probable es que suceda a lo largo de un período determinado, ni cuál es el grado de incertidumbre asociado a las variables involucradas en el problema.

En general, el análisis determinístico no se emplea ni se recomienda como herramienta única del análisis de la amenaza sísmica. Puede ser usado principalmente como herramienta de calibración de modelos más refinados, siempre y cuando se cuente con información histórica suficiente, o para el análisis retrospectivo de eventos históricos específicos.

4.1.4.2. Análisis probabilístico de amenaza sísmica.

En la últimas décadas se ha desarrollado el enfoque probabilístico en los análisis de amenaza sísmica, con el fin de involucrar de manera analítica la incertidumbre asociada con las variables que intervienen en el peligro sísmico de una región. Parámetros como la frecuencia de ocurrencia de determinado sismo, la probabilidad de que ocurra en un sitio específico, probabilidades de excedencia de intensidades sísmicas, etc., son incluidos en los modelos de cálculo, para conformar un análisis probabilístico de amenaza sísmica (PSHA por sus siglas en inglés). Los pasos a seguir para llevar a cabo un PSHA son:

1. Caracterización de las fuentes generadoras de terremotos con influencia en el sitio de análisis, en términos de su geometría y distribución de probabilidad de puntos de inicio de la ruptura en el área de falla definida. Es usual asumir una distribución de probabilidad uniforme, lo cual implica que la ocurrencia de sismos se espera con igual probabilidad en cualquier lugar de la geometría de fuente definida. Determinación de la sismicidad de las fuentes consideradas, a partir del registro histórico de eventos ocurridos sobre la geometría anteriormente definida (catálogo sísmico), y de información y estudios de neotectónica y Paleosismología para la fuente. La sismicidad se establece por medio de una curva de recurrencia de magnitudes, la cual es una relación específica para cada fuente, que indica cual es la tasa de excedencia de una magnitud sísmica particular.

2. Selección de las funciones de atenuación que permitan caracterizar completamente la amenaza en el sitio. Según el alcance del análisis se requerirán funciones de atenuación de aceleración, velocidad, desplazamiento, componentes espectrales de los anteriores parámetros, duración, etc. Debe involucrarse la incertidumbre asociada a la estimación de los parámetros, generalmente indicada en cada modelo de atenuación.

Finalmente se combinan las incertidumbres asociadas a localización, tamaño y atenuación y se obtiene una curva de amenaza, la cual indica la probabilidad que una intensidad específica sea igualada o excedida en un periodo de tiempo determinado.

4.1.5. Herramientas computacionales.

Existe una diversidad de herramientas computacionales y aplicaciones en software para la evaluación de la amenaza sísmica. La mayoría de estas aplicaciones se basan en modelos de amenaza probabilística (PSHA), brindando diferentes utilidades en términos de definición de fuentes sísmicas, sismicidad y relaciones de atenuación de movimiento fuerte. La Tabla 4.3 presenta los principales sistemas relacionados.

Tabla 4.3. Algunas herramientas computacionales, (ERN-CAPRA-T1-3).

Programa	Descripción	Método de cálculo	Referencia
EZ-FRISK	Programa de cálculo para estimar amenaza sísmica, respuesta local, manipulación de señales consistentes con espectros de respuesta determinados. Cuenta con archivos predeterminados de fuentes sísmicas, sismicidad y atenuación.	-Amenaza sísmica: PSHA. -Respuesta local de suelos: Método lineal equivalente.	Risk Engineering Inc. http://www.ez-frisk.com
HAZUS-MH	Programa de cálculo de riesgos por diversas amenazas naturales (Sismos, Huracán, Inundación)	PSHA	FEMA http://www.fema.gov/plan/prevent/hazus/
OpenSHA	Sistema en código Open Source para el cálculo de amenaza sísmica.	PSHA	USGS- SCEC http://www.opensha.org/
CRISIS2007	Sistema para la integración de la amenaza sísmica en una zona determina. Permite la definición de fuentes, sismicidad, atenuación y sitios de análisis.	PSHA / DSHA	Instituto de Ingeniería. UNAM

4.1.6. Procedimiento de análisis para amenaza sísmica.

Los pasos de la metodología utilizada en el modelo de amenaza sísmica son los siguientes:

- Definición y caracterización de las fuentes sismogénicas principales: a partir de la información geológica y neotectónica recolectada, así como estudios previos, se definen geoméricamente las principales fuentes sismogénicas.

- Asignación de parámetros de sismicidad a las diferentes fuentes sísmicas: con base en el catálogo sísmico histórico, y estudios previos realizados, se asignan los parámetros de sismicidad a cada fuente sismogénica identificada.

➤ Generación de un conjunto de eventos estocásticos compatible con la distribución de ubicación, profundidad, frecuencias y magnitudes: a partir de toda la información anterior, se genera un conjunto de eventos sísmicos posibles por medio de un muestreo basado en división recursiva de la geometría de las fuentes, y asignación de parámetros de sismicidad a cada segmento de manera ponderada según su aporte de área en el área total. Para cada segmento se generan una serie de escenarios de diversas magnitudes, cuyas probabilidades de ocurrir se calculan a partir la curva de recurrencia de magnitudes específica de esa fuente.

➤ Modelo de atenuación de parámetros de movimiento del terreno: con base en información recolectada, estudios previos y el estado del conocimiento actual acerca de las funciones de atenuación espectrales, se definen las funciones de atenuación apropiadas.

➤ Generación de mapas de amenaza de eventos representativos: se generan los mapas de distribución espacial de intensidad sísmica, de acuerdo con sus valores máximos y espectrales para cada evento estocástico calculado y por medio del modelo de atenuación adoptado.

➤ Amplificación de parámetros de amenaza por efectos de sitio: la respuesta dinámica de depósitos de suelo modifica las características del movimiento en amplitud, contenido frecuencial y duración. El efecto de amplificación y de atenuación de los parámetros de amenaza por efecto de los depósitos de suelo blando superficiales se cuantifica de diversas formas. Es común hacerlo por medio de la propagación de ondas de corte por los estratos de suelo.

➤ Aplicación del modelo de probabilístico de amenaza sísmica: obtención de mapas de amenaza sísmica para diferentes parámetros de intensidad. Los mapas se calculan para diferentes periodos de retorno de análisis.

➤ Parámetros de movimiento del terreno: los parámetros de movimiento del terreno que mejor representan los daños eventuales en obras de infraestructura son los siguientes:

- Aceleración, velocidad y desplazamiento máximos del terreno.
- Aceleración, velocidad y desplazamientos espectrales para diferentes periodos estructurales de vibración.

4.1.7. Ecuaciones de atenuación.

Es la capacidad del terreno para amortiguar el movimiento generado por las ondas sísmicas conforme éstas se alejan del foco sísmico. Cuando se produce un sismo, mientras más lejos se está del epicentro la intensidad del movimiento disminuye, lo que se denomina atenuación del movimiento del suelo, en tanto que mientras más

grande sea la distancia hipocentral (sismos profundos), la amplitud del movimiento sísmico decaerá. Las leyes de atenuación sísmica se construyen para estimar A_{max} en función principalmente de la magnitud y distancia, lo que implica el cálculo de un conjunto de coeficientes a través de métodos de regresiones.

En general una Ley de Atenuación, no es más que una ecuación semiempírica que relaciona la Magnitud, Distancia e Intensidad sísmica, es decir, la relación entre Aceleración, Velocidad y Desplazamiento. Entonces las leyes de atenuación pueden verse de forma general como:

$$I = f(M, r, T) \quad (4.7)$$

Donde:

I = Intensidad

M = Magnitud del sismo

r = Distancia hipocentral

T = Período natural de vibración

Los parámetros que definen el nivel del peligro en un modelo de amenaza sísmica se conocen como parámetros de movimiento del terreno; estos parámetros definen la intensidad del movimiento sísmico en el sitio de análisis; aunque existen varios parámetros, para la estimación de la amenaza se hace por medio de las denominadas Funciones de atenuación, las cuales son relaciones con las cuales se puede determinar valores de aceleración a nivel de roca a partir de la distancia focal (fuente-sitio), la magnitud sísmica y el tipo de mecanismo focal de ruptura.

4.1.7.1. Modelos de atenuación incluidos en el análisis.

Se decidió incorporar en el presente análisis algunas ecuaciones de uso generalizado o que hayan sido desarrolladas recientemente en regiones de choques de placas, con condiciones sismo-tectónicas similares a las de nuestro país, caracterizadas por ser una zona altamente activa, con la ocurrencia periódica de terremotos destructivos.

Todos los modelos incluidos en este análisis son espectrales, de tal forma que su introducción en los cálculos de amenaza permita expresar los resultados como mapas de PGA o de ordenadas espectrales SA (T) para diferentes periodos de retorno, así como a través de curvas de amenaza de cada uno de los parámetros (PGA o SA (T)) o de espectros de amenaza uniforme (UHS) en emplazamientos seleccionados.

En el proceso de selección de atenuaciones se consideraron tres tipo de ecuaciones Schmidt et al.1997, SEA 99 et al 1997, Abrahamson y Silva et al 1997 para cada tipo de fuente, de modo que se garantizara la selección de, al menos una,

para cada régimen tectónico. En la tabla 4.4 se presentan las características principales de cada uno de los modelos empíricos de atenuación que fueron analizados en este estudio. Y aunque en su gran mayoría todos ellos fueron desarrollados para diferentes condiciones de sitio, en este estudio se utilizaron solamente para condición de roca.

Tabla 4.4. Principales características de modelos de atenuación utilizados, (Resis II).

Ecuación	Dimensión	Base de datos	Tipo de fuente	Dist.(km)	Mw
Schmidt et al.1997	Aceleración	Costa Rica	Corteza superficial	6 - 200	3.7 – 7.6
Abrahamson y Silva et al 1997	Aceleración	Mundial	Corteza superficial	0.01 - 200	4.0 - 7.5
SEA 99 et al 1997	Aceleración	Mundial	Corteza superficial	0 - 100	5.1 – 7.2

4.2. Microzonificación sísmica de zonas urbanas.

Los daños de los terremotos son controlados básicamente por 3 grupos de factores interactuantes: la fuente del sismo y las características de la trayectoria, condiciones geológicas y geotécnicas locales de sitio, diseño estructural y características de construcción. La microzonificación sísmica puede ser considerada como la evaluación de los factores de los primeros dos grupos.

En términos generales, es el proceso para estimar la respuesta de los suelos bajo excitaciones sísmicas y la variación de las características sísmicas en la superficie de los suelos. Así mismo, está definida como la subdivisión de una región en zonas que tienen relativa similitud ante las variaciones de los efectos sísmicos (Kilic, Ozener, & Atilla Ansal, 2006).

Para la estimación de los efectos de sitio en la microzonificación, se debe conocer las características del basamento en donde el movimiento del suelo es aplicado. El basamento está dividido en 2 tipos: el basamento geológico y el basamento ingenieril. El primero es la roca rígida que contiene velocidades de onda de corte más de 3, 000 m/s. El segundo es la roca elástica, con velocidades de onda de corte de más de 700 m/s, la que usualmente se utiliza para el diseño de estructuras.

En un estudio de microzonificación se requiere estimar la amplificación sísmica generada por un movimiento en el suelo (Figura 4.3). Mediante un proceso de deconvolución el registro obtenido en superficie de un sismo se transmite a la roca para aproximar el movimiento puro en el basamento.

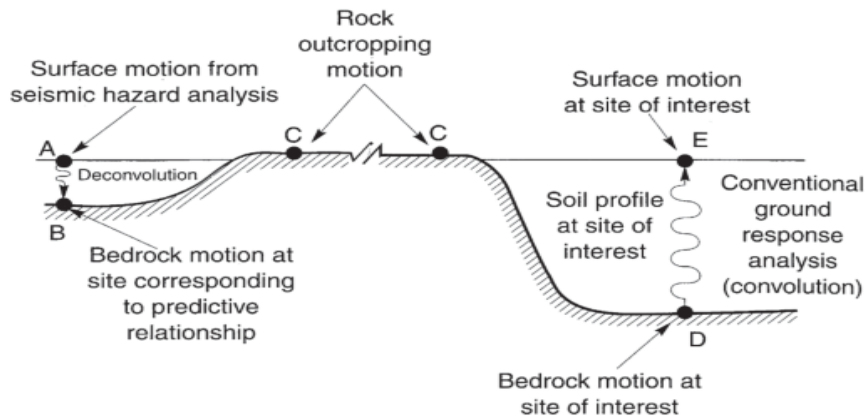


Figura 4.3. Idealización de una respuesta de sitio, (Kramer, 1996).

Por otra parte la microzonificación sísmica es la fase inicial de mitigación de riesgo sísmico y requiere una aproximación multidisciplinaria con mayores contribuciones de geólogos, sismólogos, ingenieros estructurales y geotécnicos (Kilic et al., 2006). Además requiere de investigaciones de condiciones geológicas locales, geotécnicas, respuesta de sitio de los estratos del suelo, posibles efectos de licuefacción, nivel freático y condiciones topográficas.

4.3. Efecto de sitio.

A través de los años se ha conocido la influencia de las características geotécnicas, geológicas y topográficas de los estratos superficiales, en la intensidad de los sismos y daños locales producto de los terremotos. Estos efectos son frecuentemente dependientes y esta reacción, de las características locales de los suelos a la energía sísmica liberada es conocida como efecto de sitio (Fernández & Brandt, 2000).

(MacMurdo, 1824) observó que en el terremoto de 1819 en Cutch, India los edificios situados en roca no fueron tan afectados como los que no estaban cimentados a grandes profundidades del suelo. Así mismo (Wood, 1908) y (Reid, 1910) mostraron que la intensidad del terremoto de San Francisco en 1906 estuvo relacionada a las condiciones locales del suelo. Desde que surgieron estas observaciones se han efectuado numerosas investigaciones acerca de los efectos de las condiciones locales de sitio respecto a los terremotos alrededor del mundo (Kramer, 1996).

Las condiciones locales de sitio pueden influenciar en importantes aspectos de los sismos fuertes, como la amplitud, contenido de frecuencia y duración. Todo esto depende de la geometría y propiedades de los materiales en los estratos superficiales de los suelos y de la topografía del lugar.

Por otra parte, el efecto de sitio tiene un rol muy importante en el diseño sismo resistente de las estructuras, sin embargo no fue hasta 1970 que se comenzó a

incluir en las provisiones sísmicas de los códigos de diseño sismo resistente (Kramer, 1996). El análisis de respuesta de sitio provee información de la frecuencia en la amplificación máxima que ocurre en el sitio y puede ser cuantificada por varios niveles de esfuerzo dependiendo del nivel de la aceleración (Obando, 2011).

4.3.1. Amplificación Sísmica.

Generalmente el subsuelo se presenta en la naturaleza como un depósito de suelos con diferentes propiedades mecánicas y dinámicas, cuya base es la formación rocosa elástica o rígida, cuya profundidad puede variar según el sitio. En las capas superficiales, las ondas sísmicas sufren cambios muy significativos, por lo que en la mayoría de los casos las capas del suelo son más peligrosas que las rocosas (Strauch, 2000).

En la Figura 4.4, la onda sísmica emitida del hipocentro se propaga, sin muchos cambios, hacia el punto B, y el sismograma registra amplitudes pequeñas. No obstante, en el punto A, sobre el suelo, se registran amplitudes mucho más altas que en B (Strauch, 2000). La señal sísmica al propagarse a través de un medio blando sufre amplificaciones, esta transformación que ocurre desde el basamento hasta la superficie es lo que se conoce como efecto de sitio (Obando & Suárez, 2004).

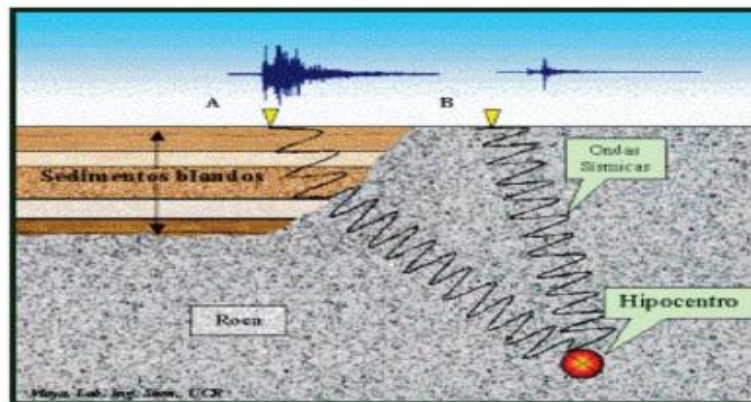


Figura 4.4. Esquema de efecto de sitio, (Strauch, 2000).

Por otra parte, para obtener la amplificación se utiliza el espectro de Fourier, conocido como el gráfico que muestra la amplitud del movimiento sísmico distribuido con respecto a la frecuencia o período. Esto expresa muy claramente el contenido de frecuencias de un movimiento sísmico. Este espectro se realiza a través de la transformada de Fourier, que es una operación matemática usada para convertir funciones que están en dominio del tiempo en funciones pertenecientes al dominio de la frecuencia.

4.3.2. Período y frecuencia natural de vibración del suelo.

El suelo se encuentra constantemente inducido a vibraciones externas, como por ejemplo, el movimiento de los vehículos y trenes, explosiones, rompimiento de olas en diques o sismos que generan ondas a través de los estratos superficiales del suelo.

Las vibraciones del suelo se pueden dividir en dos categorías: movimientos periódicos y movimientos no periódicos.

Los movimientos periódicos: son aquellos que se repiten en un intervalo regular de tiempo. Un movimiento es periódico y la forma más sencilla de su movimiento es la armónica simple en cuyo desplazamiento varía sinusoidalmente respecto al tiempo (Figura 4.5a y 4.5b). Los movimientos no periódicos: son los que no se repiten y pueden resultar de cargas impulsivas como explosiones o impactos, y de cargas transitorias de larga duración como sismos (Figura 4.5c y 4.5d) (Kramer, 1996).

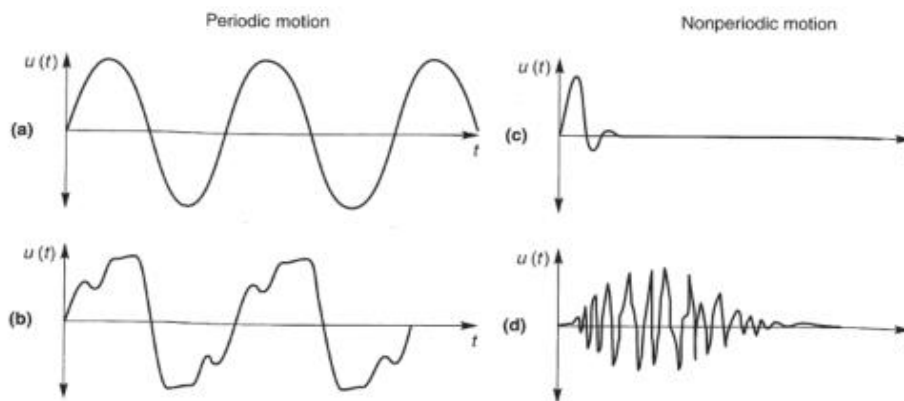


Figura 4.5. Movimiento periódico y no periódico: (a) movimiento armónico simple; (b) movimiento periódico general; (c) movimiento transitorio de impacto; (d) movimiento transitorio de sismo, (Kramer, 1996).

Las características principales de las vibraciones del suelo son la amplitud, la frecuencia y la fase del ángulo. Esto puede ser expresado en términos del desplazamiento usando una notación trigonométrica ecuación 4.8:

$$u(t) = A \sin(\omega t + \varphi) \quad (4.8)$$

Donde A representa la amplitud, ω la frecuencia circular y φ la fase del ángulo. En la Figura 4.6 se muestra la amplitud (A) que es la variación máxima de la onda. La frecuencia circular describe el radio de oscilación en términos de radianes por unidad de tiempo, en donde 2π corresponde a un ciclo de movimiento. La fase de ángulo describe la cantidad de tiempo en que cada pico se desplaza de la función senoidal (Kramer, 1996).

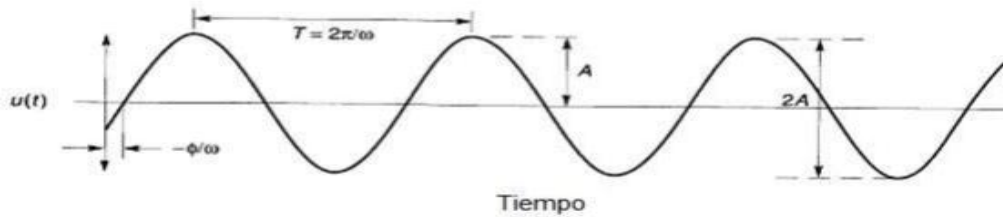


Figura 4.6. Desplazamiento de las vibraciones, (Kramer, 1996).

El tiempo requerido para que la onda realice una revolución completa es el tiempo requerido para un ciclo de movimiento. Este tiempo se conoce como "Período de vibración T" y está relacionado a la frecuencia circular por la ecuación 4.9.

$$T = \frac{\text{distancia angular para una revolución}}{\text{velocidad angular}} = \frac{2\pi}{\omega} \quad (4.9)$$

Otra manera de expresarlo es en términos del número de ciclos que ocurren en un período de tiempo. El período de vibración representa el tiempo por ciclo, el número de ciclos por unidad de tiempo debe de ser recíproco expresada en ciclos por segundo o Hertz en la ecuación 4.10 (Chopra, 1995).

$$f = \frac{1}{T} = \frac{\omega}{2\pi} \quad (4.10)$$

4.3.3. Velocidad de onda de corte y métodos para su estimación.

En el suelo se producen 2 tipos de ondas principales, de compresión y de corte. Cuando se producen vibraciones en el suelo, la velocidad de propagación de las ondas de compresión es 70% más rápida que las de corte, en consecuencia las de compresión se registran en un inicio y es por esa razón que se llaman ondas primarias (P) y las de corte ondas secundarias (S) (Kramer, 1996).

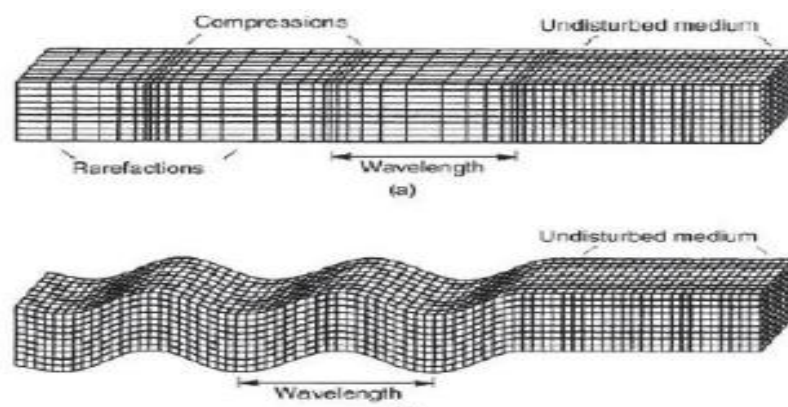


Figura 4.7. Características de movimiento de propagación de ondas: (a) Onda-P, (b) Onda-S, (Bolt, 1988).

Las partículas de las ondas S se mueven de lado a lado perpendicular a la dirección de la propagación, y ya en la superficie pueden producir movimientos verticales u horizontales. Así mismo hay dos tipos de onda superficial, llamadas Rayleigh y Love.

Las ondas Rayleigh ocurren en el plano perpendicular a la superficie describiendo una trayectoria elíptica retrógrada. Las ondas Love son un poco más rápidas y provocan cortes horizontales más fuertes, ocurren en el plano horizontal perpendicular a la dirección de la trayectoria.

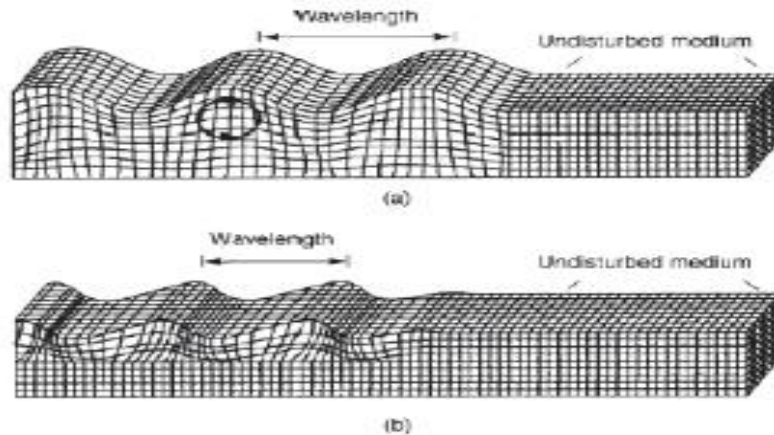


Figura 4.8. Características de movimiento de propagación de ondas en superficie: (a) Onda Rayleigh (movimiento superficial), (b) Ondas Love (movimiento horizontal), (Bolt, 1988).

Las velocidades de onda de corte son un parámetro muy importante para el análisis del comportamiento dinámico del suelo. Así mismo es una de las principales provisiones sísmicas en la construcción ya que las propiedades elásticas de los suelos en la superficie tienen un rol fundamental en la respuesta sísmica de sitio. Las normas internacionales National Earthquakes Hazard Reduction Programs (NEHRP) y el Eurocode 8 (EC8) han considerado fundamental la velocidad de onda de corte en sitios con alta actividad sísmica para el diseño sismo resistente de las estructuras (Tabla 4.5 y Tabla 4.6). Las normas clasifican estos sitios en base a la velocidad promedio de onda de corte en los primeros 30m de la superficie como V_{s30} mostrada en la ecuación 4.11 (Obando, 2011).

$$\bar{V}_S = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{si}}} \quad (4.11)$$

Donde

\bar{V}_S es la velocidad de onda de corte promedio, d_i los espesores de los estratos en los 30m y V_{s1} la velocidad de onda de corte en cada estrato.

Tabla 4.5. Clasificación de sitio y tipo de suelo en los primeros 30m de profundidad, según la NEHRP.

Clase de Sitio	Descripción	Vs (m/s)
A	Roca Dura	>1500
B	Roca	760-1500
C	Suelo muy denso Roca Suave	360-760
D	Suelo Suave	180-360
E	Perfil de suelo	<180
F	Suelos que requieren evaluaciones de sitio específicas	

Tabla 4.6. Clasificación de suelo en los primeros 30m de profundidad, según el EUROCODE 1998,

Clase de Sitio	Descripción	Parámetros	
		Vs30 (m/s)	Nspt
A	Roca	>800	-
B	Depósitos con arena densa y grava	360-800	>50
C	Depósitos densos o medio densos de arena y grava	180-360	11-50
D	Depósitos de material suelto y cohesivos medias de suelo	<180	<15
E	Perfil de suelo de capas superficiales aluviales		
S1	Depósitos con un alto índice de plasticidad		
S2	Depósitos de suelos con licuefacción		

La variabilidad de profundidad de la roca elástica se utiliza para muchas aplicaciones en ingeniería geotécnica. La profundidad de ésta es un parámetro fundamental para encontrar los estratos que se consideran duros (velocidad de onda de corte superior a los 760 m/s según el NEHRP) y de esta manera llegar a la profundidad de los estratos y poder asignar la velocidad de entrada en la roca para el análisis de respuesta sísmica de sitio. En estos análisis el conocimiento de la profundidad y velocidad de onda de corte en el estrato rocoso es vital para el tipo de fundaciones y realizar un adecuado diseño sismo resistente de las estructuras (Anzbazhagan & Sitharam, 2009).

Sin embargo, a pesar de que la velocidad promedio de onda en los primeros 30 m es obligatoria en los códigos de diseño, en muchos de los estudios de respuesta sísmica de sitio es necesario llegar a estratos más profundos de los 30 m para obtener perfiles de velocidad desde la roca. Generalmente esto sucede en sitios de depósitos de suelo blando con estratos de grandes espesores, o información limitada de las profundidades máximas de contrastes de impedancia (Obando, 2011).

Para la estimación de las velocidades de onda de corte existen métodos para su estimación como las pruebas geofísicas que son comúnmente utilizadas para caracterizar las propiedades dinámicas de los suelos, gracias a numerosas ventajas que tienen en comparación a otros métodos, especialmente por el hecho de que pueden explorar grandes volúmenes de suelo. En muchos casos tienen la ventaja adicional de ser pruebas no destructivas, simplemente plantando sensores superficiales (Parrales, 2006).

Uno de los métodos utilizados es la refracción sísmica, método que consiste en la medición del tiempo recorrido de una onda generada por una fuente de energía en una serie de puntos a lo largo de la superficie del suelo.

Sin embargo, hoy en día los métodos de medición de ondas superficiales son muy utilizados para resolver problemas ingenieriles y científicos, los cuales son útiles para respuesta sísmica de sitio.

El principio físico del método de ondas superficiales está basado en la dispersión de ondas: diferentes frecuencias viajan a diferentes velocidades en un medio estratificado. Las ondas superficiales se propagan en una capa con un espesor aproximadamente igual a una longitud de onda. Consecuentemente, la profundidad de penetración decrece mientras aumenta la frecuencia. Por otra parte la propagación es generalmente influenciada por la velocidad de ondas de corte de los materiales, entonces es posible medir las características de dispersión en un sitio, y, a través de un procedimiento de inversión estimar la distribución de las ondas de corte en la profundidad del suelo (Parrales, 2006). Dentro de este método de ondas superficiales se derivan diferentes métodos de estimación; propagación multimodal de ondas superficiales, análisis espectral de ondas superficiales y análisis multicanal de ondas superficiales, siendo este último uno de los más utilizados en la actualidad.

En cuanto el reglamento nacional de la construcción vigente de Nicaragua, se toma en cuenta los efectos de amplificación sísmica debido a las características del terreno, que se dividen en cuatro tipos. Los sitios se clasifican únicamente en función de las ondas de corte promedio V_s , como se muestra en la siguiente Tabla:

Tabla 4.7. Clasificación de sitio, (MTI, 2007).

Clasificación de sitio	Vs (m/s)
Tipo I. Afloramiento rocoso	Vs > 800
Tipo II. Suelo firme	360 < Vs ≤ 750
Tipo III. Suelo moderadamente blando	180 < Vs ≤ 360
Tipo IV. Suelo muy blando	Vs > 180
	Es necesario construir espectros de sitio específicos, siguiendo los requisitos establecidos en el RNC-07. Los suelos propensos a licuarse no se incluyen en ningún de los casos anteriores.

Siendo V_s la velocidad promedio de ondas de cortante calculada a una profundidad no menor de 10 m, que se determinará como:

$$V_S = \frac{\sum_{n=1}^N h_n}{\sum_{n=1}^N \frac{h_n}{V_n}} \quad (4.12)$$

Donde:

h_n =Espesor del n-ésimo estrato (m).

V_n =Velocidad de ondas de corte del n-ésimo estrato.

N =Número de estratos.

4.3.4. Espectros de Respuesta.

En 1932 M.A. Biot introdujo el concepto de espectro de respuesta, el cual fue desarrollado por G.W. Housner para caracterizar de una manera práctica el movimiento del suelo y sus efectos en las estructuras (Chopra, 1995). Actualmente el concepto de espectro de respuesta en ingeniería sísmica es una herramienta útil, se define como la máxima respuesta de un sistema de un grado de libertad (1GDL) (Figura 4.9) de cada componente de un movimiento en específico del suelo en función de la frecuencia natural (o período fundamental) y el radio de amortiguamiento del sistema de 1GDL (Figura 4.10) (Kramer, 1996).

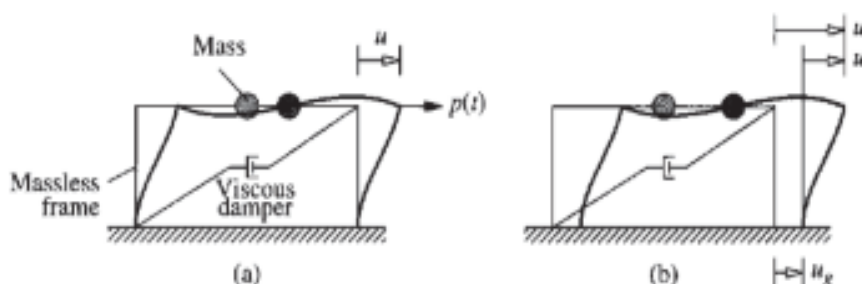


Figura 4.9. Sistema de un grado de libertad: (a) Fuerza aplicada $P(t)$; (b) fuerza inducida por un terremoto, (Chopra, 1995).

La respuesta debe de estar expresada en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento. Los máximos valores de cada uno de estos parámetros dependen de la frecuencia natural y el radio de amortiguamiento del sistema. Así mismo es de gran importancia en el diseño sismo resistente de las estructuras y obtención de las fuerzas laterales en base a los requerimientos de los códigos (Kramer, 1996).

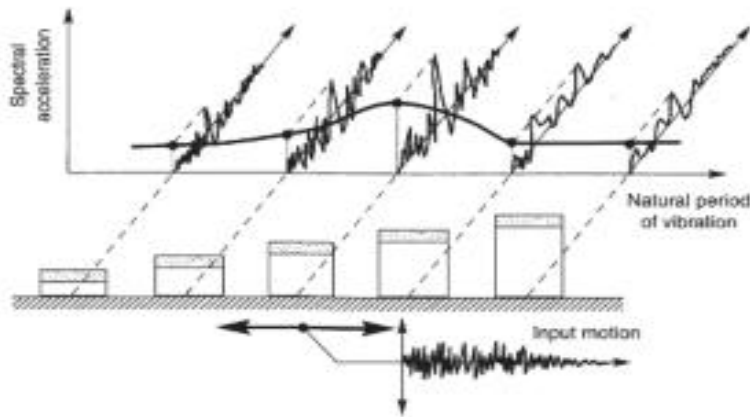


Figura 4.10. Espectro de respuesta. Aceleraciones espectrales son las máximas amplitudes de aceleración del sistema 1GDL en la respuesta al sismo de entrada. La respuesta del sistema es obtenida graficando la aceleración espectral en el eje de las ordenadas y los periodos de vibración en el eje de abscisas, (Kramer, 1996).

Gráficamente el espectro de respuesta de los terremotos es altamente irregular, su forma expresa los detalles de cada contenido de frecuencia. Por otro lado, los espectros de diseño son generalmente gráficas suavizadas con promedios y envolventes de los diferentes movimientos del espectro de respuesta (Figura 4.11). Sin embargo, el uso de espectros de diseño, implícitamente tiene incertidumbre al evitar las fluctuaciones de las aceleraciones espectrales y tener pequeños cambios en el período de vibración (Kramer, 1996).

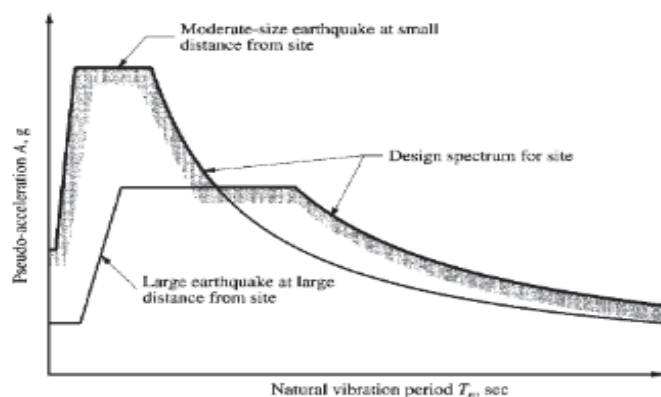


Figura 4.11. Espectro suavizado de respuesta para diferentes movimientos de sismos, (Chopra, 1995).

Según el Reglamento Nacional de la Construcción (RNC-07) de Nicaragua el espectro de diseño (Figura 4.12) que se utiliza en todo el territorio del país se construye según las ecuaciones presentadas a continuación:

$$a = \begin{cases} S \left[a_0 + (d - a_0) \frac{T}{T_a} \right] & \text{si } T < T_a & (4.13) \\ Sd & \text{si } T_a \leq T \leq T_b & (4.14) \\ Sd \left(\frac{T_b}{T} \right) & \text{si } T_b \leq T \leq T_c & (4.15) \\ Sd \left(\frac{T_b}{T_c} \right) \left(\frac{T_c}{T} \right)^2 & \text{si } T > T_c & (4.16) \end{cases}$$

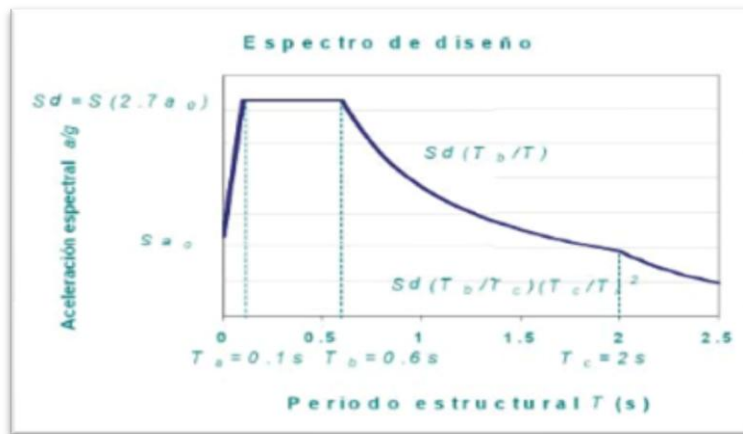


Figura 4.12. Espectro de diseño de Nicaragua, según RNC-07.

De acuerdo a los factores de amplificación, la aceleración y períodos naturales del suelo, se construye el espectro de diseño que cubre los picos más altos de los espectros de respuesta de los sitios de esa zona que se utiliza en el diseño de las estructuras.

Por otro lado existen los espectros de respuesta elásticos que expresan la respuesta máxima de la aceleración, velocidad y de deformación para un movimiento sísmico con diferentes amortiguamientos. A diferencia de estos, están los espectros de respuesta inelástico. En este tipo de espectro se experimenta un comportamiento no lineal, es decir que la estructura puede experimentar deformaciones en rango plástico producto del sismo.

4.3.4.1. Tipos de espectros

Como mencionamos anteriormente, el concepto de espectro ha ganado una amplia aceptación como herramienta de la dinámica estructural. Es por ello que se han desarrollado varios tipos de espectros, los cuales presentan características diferentes y se utilizan con distintos objetivos. En particular analizaremos cuatro de los espectros más comunes:

4.3.4.1.1. Espectros de respuesta elástica.

Representan parámetros de respuesta máxima para un terremoto determinado y usualmente incluyen varias curvas que consideran distintos factores de amortiguamiento. Se utilizan fundamentalmente para estudiar las características del terremoto y su efecto sobre las estructuras. Las curvas de los espectros de respuesta presentan variaciones bruscas, con numerosos picos y valles, que resultan de la complejidad del registro de aceleraciones del terremoto.

4.3.4.1.2. Espectros de respuesta inelástica.

Son similares a los anteriores pero en este caso se supone que el oscilador de un grado de libertad exhibe comportamiento no-lineal, es decir que la estructura puede experimentar deformaciones en rango plástico por acción del terremoto. Este tipo de espectros son muy importantes en el diseño sismo resistente, dado que por razones prácticas y económicas la mayoría de las construcciones se diseñan bajo la hipótesis que incursionarán en campo plástico. Como ejemplo, podemos mencionar los espectros de ductilidad (recordemos que ductilidad de desplazamientos es la relación entre el desplazamiento máximo que experimenta la estructura y el desplazamiento de fluencia).

Estos espectros representan la ductilidad requerida por un terremoto dado en función del periodo de vibración de la estructura y se grafican usualmente para distintos niveles de resistencia. También, se construyen espectros de aceleración, desplazamiento de fluencia o desplazamiento último de sistemas inelásticos, en donde se consideran distintos niveles de ductilidad o distintos tipos de comportamiento histerético¹ de la estructura.

4.3.4.1.3. Espectros de diseño.

Las construcciones no pueden diseñarse para resistir un terremoto en particular en una zona dada, puesto que el próximo terremoto probablemente presentará características diferentes. Por lo tanto, los espectros de respuesta elástica o inelástica, descriptos previamente, no pueden utilizarse para el diseño sismo resistente. Por esta razón, el diseño o verificación de las construcciones sismo resistentes se realiza a partir de espectros que son suavizados (no tienen variaciones bruscas) y que consideran el efecto de varios terremotos, es decir que representan una envolvente de los espectros de respuesta de los terremotos típicos de una zona. Los espectros de diseño se obtienen generalmente mediante procedimientos estadísticos, cuya descripción detallada escapa al alcance de este trabajo.

Es muy importante que distingamos entre espectros de respuesta, que se obtienen para un terremoto dado, y espectros de diseño, los cuales se aplican al cálculo y verificación de estructuras y representan la sismicidad probable del lugar.

4.3.4.1.4. Espectro uniforme de amenaza.

Los espectro uniforme de amenaza (EUA), fueron presentada por primera vez por Trifunac y Lee (1987) con el objetivo de mejorar los criterios de diseño utilizados en ese entonces. Los EUA son calculados de la misma manera que se calculan los ya tradicionales valores de aceleración máxima esperada (A_a), lo único adicional que se necesita son ecuaciones de atenuación para diferentes ordenadas espectrales, las cuales (ecuaciones de atenuación espectrales) hoy en día son muy comunes, la idea es que para cada periodo de respuesta que se desee, se realicen evaluaciones independientes de la amenaza sísmica, donde todas las ordenadas del espectro tiene la misma probabilidad de excedencia, de hecho esta es la única condición que cumple un EUA.

Hoy en día los EUA son ampliamente utilizados como resultados de análisis de amenaza sísmica probabilística, sin embargo, como es de esperarse no corresponden a la ocurrencia de un solo sismo, de hecho son el producto de diferentes e independientes análisis de amenaza. En la figura 4.13 se presenta un ejemplo de un EUA, el cual para los periodos cortos (menor a 0.3seg) está dominado por la ocurrencia de un sismo local, y el mismo EUA para periodos intermedios y largos está controlado por la ocurrencia de un sismo más lejano.

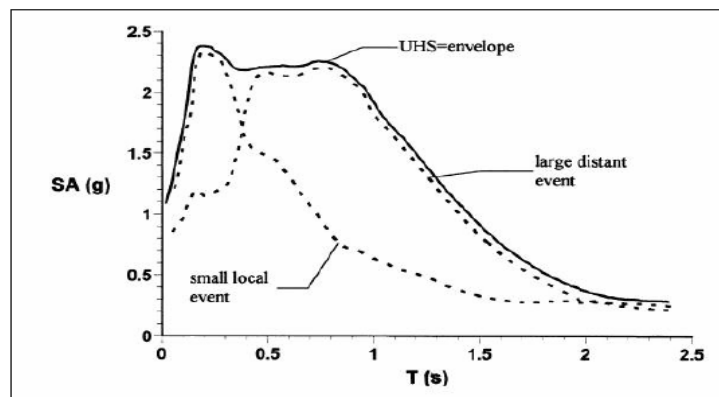


Figura 4.13. Espectro Uniforme de Amenaza (EUA), (Bommer y Otros, 2000).

4.3.5. Respuesta sísmica de sitio.

Cuando ocurre un terremoto, las ondas sísmicas se propagan desde el foco o hipocentro en todas las direcciones, a través de lo que se denomina el medio de propagación. Este medio está formado por todos los estratos e irregularidades que existen bajo la superficie del subsuelo, y su efecto sobre la señal se manifiesta en la frecuencia y amplitud de las ondas sísmicas. Cerca de la superficie, la amplitud de la onda incidente tiende a aumentar producto de la baja impedancia característica

de cuencas sedimentarias, zonas de relleno y valles aluviales. A este fenómeno se le denomina efecto de sitio y modifica el registro sísmico en su frecuencia, amplitud y duración (Fernández, 2009).

4.3.5.1. Propagación de ondas sísmicas.

Cuando una falla libera energía por debajo de la superficie de la tierra, las ondas de cuerpo viajan alejándose del foco en todas las direcciones. Debido a que el suelo se encuentra compuesto por distintos materiales geológicos, las ondas se reflejan o refractan en las fronteras entre estratos. La respuesta del movimiento del suelo puede predecirse si se asocia con la teoría de propagación vertical de ondas de corte a través de la teoría viscoelástica lineal.

4.3.5.2. Métodos de evaluación de respuesta sísmica de sitio.

La respuesta sísmica de sitio puede ser evaluada a través del uso de métodos teóricos y empíricos. Los métodos empíricos permiten determinar amplificaciones relativas y periodos dominantes de vibración del suelo por medio del uso de registros de datos sísmicos del sitio de interés a través del uso de acelerógrafos o cualquier registrador sísmico. Los métodos teóricos permiten desarrollar un análisis de la respuesta de sitio basado en una descripción detallada de los estratos que conforman el suelo y las fuentes sísmicas. Algunos métodos usados comúnmente para estos tipos de estudios son el método lineal equivalente y el método de cocientes espectrales (H/V).

4.3.5.2.1. Métodos numéricos (Método Lineal Equivalente).

La evaluación numérica de respuesta sísmica de sitio está sustentada en la teoría de propagación de ondas en una dimensión originalmente formulada por Haskell (1953). Esta teoría, sin embargo, se limita a la idea de que los estratos son de espesor uniforme en la dirección horizontal, por tanto no considera el efecto de variación lateral del suelo (heterogeneidad). Para considerar este efecto se requiere del uso de algoritmos más avanzados tales como los métodos de elemento finito o diferencia finita. Por tanto, en esta sección la evaluación numérica de respuesta sísmica de sitio se considera asumiendo la teoría de propagación de ondas en una dimensión presentada previamente.

Partiendo de la teoría de propagación de ondas y basados en la práctica, se conoce que el módulo de rigidez G y amortiguamiento ξ tienen una dependencia funcional con la deformación γ . El material de suelo es aproximado asumiendo un material tipo Kelvin-Voigt ampliamente usado por muchos autores (Bardet & Tobita, 2001; Joyner & Chen, 1975). Sin embargo, esto requiere la obtención de información geotécnica que en estudios a escala no es una solución viable.

Por consiguiente se debe adoptar un enfoque iterativo que permita la obtención de un valor probable para G y ξ a través del manejo de ecuaciones diferenciales

lineales (Bardet, Ichii, & Lin, 2000; Idriss & Sun, 1992; Schnabel, Lysmer, & Seed, 1972). Esta es la base del método lineal equivalente que se explicará a continuación.

El análisis lineal equivalente para respuesta de sitio se basa en las relaciones existentes entre G , ξ y γ . Esta relación es cuantificada en términos del módulo de rigidez y el factor de amortiguamiento ξ (%) a través de curvas que permiten relacionar ambos con el porcentaje de deformación en el suelo.

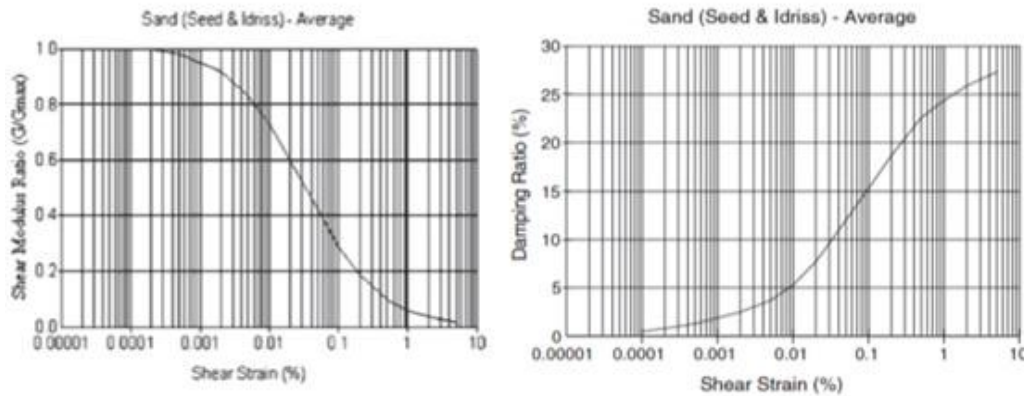


Figura 4.14. Curvas de módulo de rigidez y factor de amortiguamiento para materiales visco-elásticos, (Robinson et al., 2006).

El módulo de rigidez (G_{red}) está dado por:

$$G_{red} = \frac{G_{sec}}{G_{max}} \quad (4.17)$$

Donde

$$G_{max} = \rho(V_s^2) \quad (4.18)$$

Y,

$$G_{sec} = \frac{\tau_c}{\gamma_c} \quad (4.19)$$

Donde, τ_c y γ_c representan la amplitud por el esfuerzo cortante y la deformación por corte, respectivamente (Kramer, 1996). Las curvas del módulo de rigidez y amortiguamiento deben ser seleccionadas para cada una de las capas de los estratos que conforman el modelo del suelo. Estas curvas permiten cuantificar como cada estrato está actuando cuando están expuestos a la energía de propagación de terremoto. Un análisis lineal equivalente de sitio se desarrolla bajo los siguientes pasos:

- a. Asignar valores iniciales para el (G_{red}) y ξ para cada estrato por una lectura del primer valor en sus respectivas curvas. Este primer valor corresponde al esfuerzo más pequeño probable con el que la curva es definida.

- b. Utilizar el valor de (G_{red}) y ξ asignado previamente para calcular el esfuerzo en función del tiempo como se describió previamente.
- c. Calcular el esfuerzo máximo en cada estrato γ_j^{max} y el esfuerzo efectivo por corte en cada estrato utilizando:

$$\gamma_j^{(eff)} = R_\gamma \gamma_j^{(max)} \quad (4.20)$$

Donde, R_γ representa la tasa de variación del esfuerzo de tensión. El esfuerzo de tensión efectivo representa una medida más realista de la tensión inducida por un periodo de tiempo como esfuerzo máximo, ya que el máximo se alcanza solamente para intervalos cortos de tiempo. Por lo general, se elige un valor de 0.65 para la tasa de variación del esfuerzo de tensión. Sin embargo, para mayor precisión, R_γ puede calcularse a partir de la magnitud del sismo (Idriss & Sun, 1992) utilizando la ecuación:

$$R_\gamma = \frac{M-1}{10} \quad (4.21)$$

- d. Calcular $\log_{10}(\gamma_j^{(eff)})$ utilizarlo para determinar nuevos valores de (G_{red}) y ξ por interpolación lineal en las curvas de módulo de rigidez y amortiguamiento.
- e. Comparar las diferencias porcentuales usando las ecuaciones (4.22) y (4.23) para una tolerancia predefinida.

$$\frac{100|G_{red}^{(i)} - G_{red}^{(i+1)}|}{G_{red}^{(i+1)}} ; \frac{100|G_{red}^{(i)} - G_{red}^{(i+1)}|}{G_{red}^{(i)}} \quad (4.22)$$

$$\frac{100|\xi_{red}^{(i)} - \xi_{red}^{(i+1)}|}{\xi_{red}^{(i+1)}} ; \frac{100|\xi_{red}^{(i)} - \xi_{red}^{(i+1)}|}{\xi_{red}^{(i)}} \quad (4.23)$$

Donde i y $i + 1$ se refieren a la iteración previa y la actual, respectivamente. Si ninguna de las diferencias porcentuales son mayores que la tolerancia, (G_{red}) y ξ son reasignados al valor $i + 1$, y se repite el proceso de la etapa b usando los nuevos valores de (G_{red}) y ξ . Este procedimiento iterativo se ilustra en la Figura 4.16. Por el contrario, si todos los porcentajes son más pequeños que la tolerancia, los parámetros actuales son aceptados. Una tolerancia del 5% es generalmente aceptada y por lo general conduce a la convergencia en 3 a 4 iteraciones.

4.3.5.2.2. Métodos empíricos (H/V).

De las diferentes técnicas que utilizan microtemblores para Microzonificación Sísmica, la de Nakamura (1989) ha tenido bastante aceptación debido a su fácil implementación tanto en el trabajo de campo como en el procesamiento de los datos (A. Alfaro, Navarro.M, J., & Pujades.L.G, 2010).

El método de Nakamura o razón espectral H/V consiste en relacionar los espectros de Fourier de las componentes horizontales N-S y E-W y la componente vertical del registro de microtemblores registrados en la superficie (de allí el nombre H/V). Los microtemblores, o ruido ambiental, son vibraciones naturales que se producen en el suelo y que no corresponden necesariamente a una acción sísmica (Omori, 1909), sino que son generados por el tránsito vehicular, el viento que hace oscilar los árboles y edificios y por la operación en fábricas. El análisis de microtemblores, utilizando la técnica H/V permite realizar estudios geotécnicos, de efecto de sitio y estimación de modelos de velocidades (Yauri, 2006).

Una limitante de la técnica de Nakamura es que ofrece una estimación aproximada de la frecuencia natural de vibración del terreno, y subestima demasiado los valores de amplificación relativa del suelo (Hernández, 2009; Lermo & Chávez García, 1994); además se limita a obtener únicamente el periodo del primer modo de vibrar de la estratigrafía del suelo; aunque se ha demostrado (Lermo & Chávez García, 1994) que existe una buena aproximación al periodo dominante de sedimentos sujetos a amplificación dinámica (en intervalos de frecuencias de 0.3 a 10 Hz) con los resultados obtenidos al aplicar registros de temblores.

El método propuesto por Nakamura (1989) asume que:

- a. Las microtrepidaciones (o microtemblores) consisten en ondas Rayleigh que se propagan en una capa que está encima de un espacio infinito.
- b. El movimiento se debe totalmente a fuentes locales, y todas las fuentes profundas son menospreciadas.
- c. Las fuentes locales no afectan el movimiento de las microtrepidaciones en la base del estrato de suelo.

(Nakamura, 1989) define una estimación de los efectos de sitio, S_E como:

$$S_E = \frac{H_{s(w)}}{H_{b(w)}} \quad (4.24)$$

Donde, $H_{s(w)}$ es la amplitud del espectro de Fourier de la componente horizontal del movimiento en la superficie y $H_b(w)$ representa la amplitud del espectro de Fourier del componente horizontal del movimiento en la base del estrato.

Puesto que las ondas internas de los registros de microtemores contienen ondas de superficies, es necesario corregirlas removiendo los efectos de ondas superficiales. Nakamura asume que el efecto de las ondas Rayleigh (A_s), está incluido en el espectro de ondas verticales superficiales (V_s) y no en la base del movimiento (V_b), y consecuentemente, éste puede ser definido como:

$$S_{M(w)} = \frac{S_{E(w)}}{A_{S(w)}} = \frac{\frac{H_s}{V_s}}{\frac{H_b}{V_b}} \quad (4.25)$$

(Nakamura, 1989) demostró experimentalmente que:

$$\frac{H_b(w)}{V_b(w)} \approx 1 \quad (4.26)$$

En consecuencia, el espectro de sitio modificado se calcula con la expresión:

$$S_{M(w)} = \frac{H_{S(w)}}{V_{S(w)}} \quad (4.27)$$

Esto indica que la estimación de los efectos de sitio está dada por el cociente espectral de la componente horizontal sobre la componente vertical del movimiento en la superficie. En la figura 4.15 se muestra el esquema del método de Nakamura.

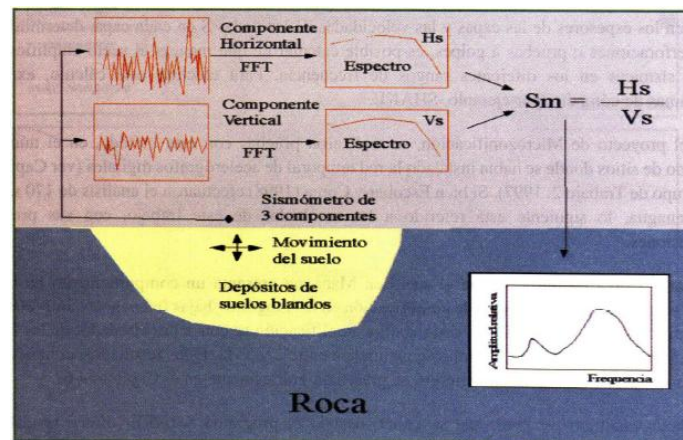


Figura 4.15. Esquema del método de Nakamura.

5. ESQUEMA DE PROCESAMIENTO Y ANALISIS DE DATOS.

En esta sección se hace una descripción de los procedimientos y herramientas usadas para el procesamiento y análisis de datos.

Inicialmente se hace una descripción del software usados para el análisis de la amenaza sísmica, describiendo así la metodología de cada uno de ellos; de igual manera se detallara el software utilizado para el cálculo de razón espectral H/V para cada sitio. Posteriormente se describirá la metodología utilizada para la definición de modelos de velocidades cortantes a partir de los resultados de las razones espectrales H/V. Finalmente se explicara el procedimiento de cálculo lineal equivalente aproximado cuyo resultados son presentados por medio de espectros de respuestas.

5.1. Descripción de los Software utilizados en este estudio.

5.1.1. ArcGis10.2.

Es un sistema de información geográfica, el cual posee una interface gráfica de usuario, de manejo sencillo con el ratón, posibilita cargar con facilidad datos espaciales y tabulares para ser mostrados en forma de mapas, tablas y gráficos, también provee las herramientas necesarias para consultar y analizar los datos y presentar los resultados como mapas con calidad de presentación. Algunos ejemplos de lo que se puede obtener es cartografía temática, creación y edición de datos, análisis espacial, geocodificación de direcciones, etc.

Este software fue de mucha importancia para el análisis de este estudio, en el cual obtuvimos una base de datos facilitada por la Ingeniera Geóloga Xochilt Esther Zambrana Áreas. Siendo ingresada al programa ArcGis para reescribir algunos de los elementos utilizados como las fallas geológicas, tomando las que han tenido una mayor actividad sísmica en la ciudad de Managua, así mismo se localizaron las coordenadas del área de estudio para el enfoque de este trabajo, el cual está ubicado en el Campus de la UNAN-Managua, visualizándolo de forma más representativo se creó un contorno en los alrededores aledaños a la zona (figura 5.2.), de tal forma se localizaron Puntos de Control en diferentes sitios del campus (figura 5.1) que son de gran relevancia para las futuras construcciones estructurales.

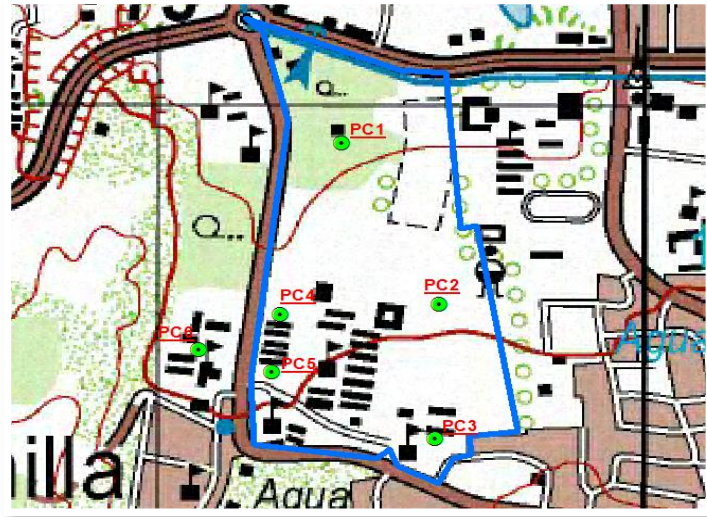


Figura 5.1. Localización de Puntos de Control en diferentes sitios del campus del Recinto Universitario "Rubén Darío" (RURD) de la UNAN-Managua.

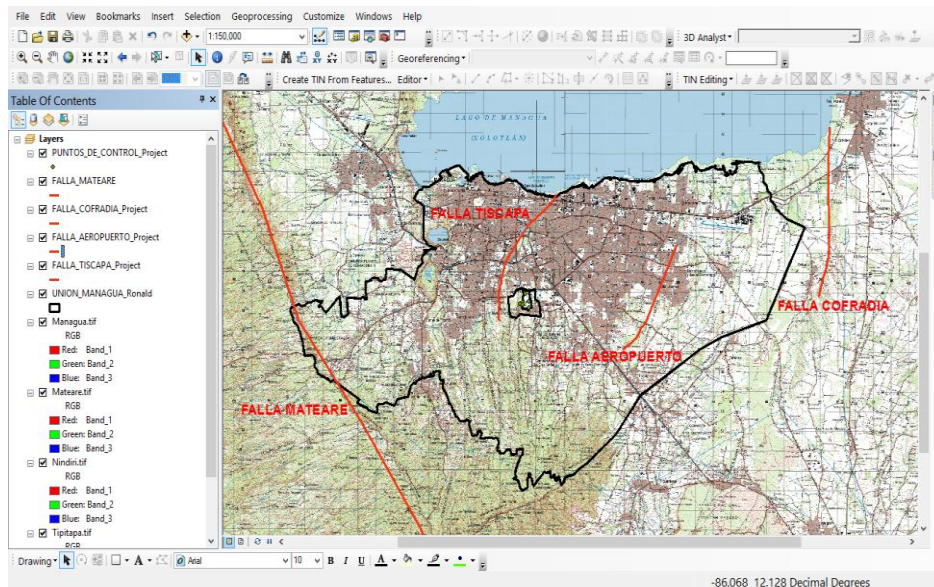


Figura 5.2. Pantalla de ArcGis10.2 donde se muestra la base de datos con los parámetros utilizados en el estudio.

5.1.2. CRISIS 2007. Sistema de cómputo para el cálculo de la amenaza sísmica

El programa CRISIS 2007 emplea un método probabilístico para calcular la Amenaza Sísmica en regiones. Los principales datos requeridos por CRISIS 2007 son: geometría de fuentes sísmicas, sismicidad de fuentes y relaciones de atenuación de las intensidades sísmicas. Cada fuente puede representar geoméricamente con un área, una polilínea o un punto. La sismicidad de las fuentes puede modelarse mediante el proceso de Poisson o a través del modelo del temblor característico. Los cálculos de peligro sísmico se hacen para puntos de una malla que puede ser o no rectangular. CRISIS 2007 contiene numerosas ayudas gráficas que facilitan la generación de datos y el análisis de resultados.

Las normas de cada país establecen los requisitos mínimos con los que hay que diseñar los edificios. Al hacerlo ayudan en la toma de decisiones a los ingenieros y dan mayor seguridad a dueños y ocupantes de edificios por la ocurrencia de sismos.

La nueva versión del programa CRISIS denominada CRISIS 2007, hace parte de la plataforma CAPRA (Comprehensive Approach for Probabilistic Risk Assessment) desarrollada por el consorcio Evaluación de Riesgos Naturales-América Latina, RRN- AL, como un sistema de código y arquitectura abierta. El CRISIS estima el tamaño de futuros movimientos sísmicos. Para ello, calcula tasas de excedencia de intensidades sísmicas. La tasa de excedencia es el numero medio de veces en que en determinado sitio se representan intensidades mayores o iguales a una dada. La tasa de excedencia es el inverso del periodo de retorno. Por ejemplo, al realizar cálculos con CRISIS 2007 se puede determinar que en una ciudad es posible esperar cada 100 años una aceleración en el terreno firme de 0.32 g, y una aceleración de 0.83 g en un edificio con un periodo de 0.15 s.

Para calcular tasas de excedencia de intensidades sísmicas CRISIS 2007 requiere que:

- 1- Se definan las zonas en las que generan sismos (fuentes sísmicas);
- 2- Se fijen las relaciones de recurrencia de la magnitud para cada fuente sísmica;
- 3- Se proporcionen las leyes de atenuación de ondas sísmicas;
- 4- Se precise la región en estudio mediante una mallas de puntos y;
- 5- Se establezcan otros parámetros.

CRISIS 2007 posee diversas interfaces que permiten asignar cada uno de los datos requeridos para calcular la amenaza sísmica. La pantalla principal (Figura 5.3.) proporciona el acceso al resto de las ventanas, ya sea que se quieran establecer nuevos datos, modificar los existentes o analizar resultados.



Figura 5.3. Pantalla principal del programa principal CRISIS 2007.

5.1.2.1. Geometría de las fuentes sísmicas.

En CRISIS 2007 la geometría de las fuentes puede modelarse como: 1) Fuente área, con el uso de un polígono con al menos tres vértices; cada vértice requiere de una latitud, una longitud y una profundidad. Con este tipo de fuente se puede representar, por ejemplo, placas que subducen; 2) Fuente falla con el uso de polilínea; y 3) Fuente puntual, empleada principalmente para fines académicos.

Las diversas geometrías que se pueden generar con CRISIS 2007 evitan en gran medida subestimar o sobrestimar la sismicidad de las fuentes, por efectos geométricos. En el caso de fuentes área CRISIS 2007 requerirá dividir los polígonos en triángulos como parte del algoritmo para calcular peligro sísmico. Para ello se necesita que en la definición de los polígonos el orden de los vértices sea antihorario. En este caso se definió la geometría de la fuente como una polilínea, tomando las de mayor ocurrencia en la historia de la sismicidad de Managua como son: la Falla Mateare, Tiscapa, Aeropuerto y Cofradía.

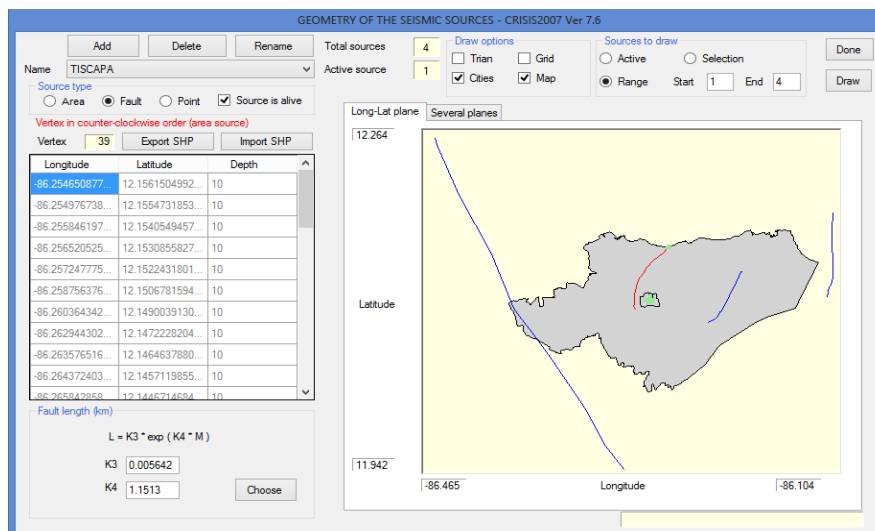


Figura 5.4. Pantalla del programa CRISIS 2007, donde se define la geometría de las fuentes sísmicas.

5.1.2.2. Sismicidad de las fuentes.

La concentración de orígenes de sismos en zonas determinadas permite delimitar fuentes sísmicas. Cada fuente queda definida en función de dos características: geometría y sismicidad. Por ello, después de que se ha definido la geometría de una fuente, CRISIS 2007 requiere los datos que representen su sismicidad. Es decir, parámetros que describan aproximadamente, el número y tamaño de sismos con características particulares, que se han originado durante cierto tiempo en una región.

CRISIS permite elegir entre dos modelos de ocurrencia de sismos, cuya diferencia principal estriba en que la ocurrencia de sismos es independiente del tiempo en el primero (modelo de Poisson), mientras que en el segundo la ocurrencia de sismo si depende del tiempo (proceso de deslizamiento predecible).

5.1.2.3. Modelo de Poisson

Los datos requeridos por el programa CRISIS 2007 para cada fuente

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_u}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta M_u}} \quad (5.1).$$

sísmica, con recurrencia de sismos similar a un proceso de Poisson, son básicamente parámetros que definen la curva de la tasa de excedencia de la magnitud, en donde λ_0 , β y M_u son parámetros que establecen la forma de la curva y M_0 es la magnitud para la cual el catalogo se considera completo (Ordaz, 1997).

5.1.2.4. Modelo del temblor característico

Al analizar los datos de sismo en diversas regiones del mundo, se ha observado que en determinadas provincias sismotectónicas, la ley Gutenberg-Richter Subestimaría o sobrestimaría la sismicidad. Un ejemplo de esto ocurre en la zona de subducción mexicana (Singh et al, 1983; Youngs et al, 1985), donde los tiempos entre eventos no se parecen a una distribución exponencial, y más bien los tiempos entre sismo presentan periodicidad. Por otro parte hay ausencia de ciertas magnitudes sísmica, es decir, los sismo parecen preferir ciertos tamaños, para considerar esta propiedades, CRISIS 2007 dispone del modelo del temblor característico, donde la ocurrencia de sismo depende del tiempo. En este modelo se consideran que la magnitud condicionada al tiempo, tiene distribución normal. Como la magnitud de un temblor, esta correlacionada con el tiempo que hubo de esperar, para que aquel ocurriera, se dice que sigue un modelo de deslizamiento predecible (Kiremidjian et, al., 1984). Por ello la magnitud esperada, se puede definir como una función del tiempo, de la siguiente forma:

$$E(M|T00) = \max (M_0, D + F \cdot \ln(T00)) \quad (5.2).$$

Donde: $E(M|T00)$ es el valor esperado de la magnitud del próximo evento, dado que han transcurrido $T00$ años, desde la última ocurrencia de un temblor característico de magnitud M ; M_0 es la magnitud umbral, y ; D y F parámetros que definen la magnitud, en función del logaritmo natural del tiempo transcurrido desde la última ocurrencia de un sismo característico. En el modelo del temblor característico la tasa de excedencia de la magnitud $\lambda (M)$ cambian en función del tiempo y está dada por:

$$\lambda(M) = \left[1 - \Phi \left[\frac{M - E(M|T_{00})}{\sigma_M} \right] \right] \quad Mu > M \geq Mo \quad (5.3).$$

$$\lambda(M) = 0 \quad M > Mu \quad (5.4).$$

Donde

$$\lambda_0 = \frac{1}{T_0}$$

T_0 = Tiempo medio entre eventos con $M > Mo$.

σ_M = Desviación estándar de la magnitud de los temblores característicos.

Φ = denota distribución normal estándar.

Al definir la magnitud esperada, como una función del tiempo, se está eligiendo implícitamente la distribución de probabilidades del tiempo entre eventos. En diversos estudio, se ha visto que considerar que el tiempo entre eventos, tiene distribución lognormal resulta acertado (Ordaz, 1994).

5.1.2.5. Leyes de atenuación de intensidades sísmicas.

CRISIS 2007 requiere un archivo por cada ley de atenuación a considerar en los cálculos, cada archivo deberá contener en forma de tabla, los valores que representen a la ley de atenuación de intensidades sísmicas, con parámetros que definan: 1) Magnitudes sísmicas; 2) Distancias hipocentrales en Km, las cuales de establecen con espaciamiento logarítmico; 3) Las diferentes medidas de intensidad, correspondientes a cada magnitud y a cada distancia; 4) El periodo estructural al cual corresponden las intensidades sísmicas; 5) La desviación estándar de los valores de la intensidad; y 6) el límite superior de la intensidad (opcional).

El empleo de tablas para representar leyes de atenuación facilita la incorporación de complejos comportamientos asociados a la atenuación de las ondas sísmicas. A cada fuente sísmica se le puede asignar una o varias leyes de atenuación. Cuando se le asigna una sola ley de atenuación esta será válida en cualquier sitio, pero cuando se asignen dos o más leyes de atenuación adicionales. La posibilidad de asignarle varias leyes de atenuación a una misma fuente sísmica permite considerar los efectos de sitio en el cálculo de peligro sísmico.

Para efectos del estudio se consideraron tres tipos de ecuaciones de atenuación, haciendo comparación con cada una de ellas, ya que cumplen con parámetros sísmicos diferentes en dependencia de las características de la zona. Estos son descritos en el capítulo 4, tabla 4.4.

5.1.2.6. Malla de sitios.

El programa CRISIS 2007 posee una pantalla para definir la malla de sitios de cálculo que represente a la región en estudio. Cada punto de la malla se identifica con su longitud y latitud respectivamente. CRISIS calcula tasas de excedencia de las intensidades sísmicas par cada uno de los puntos de la malla de cálculo.

Los límites de la malla quedan definidos por la región a estudiar. Sin embargo, la elección de la densidad de la malla depende de diversos factores. A medida que la malla es más densa, es posible esperar definiciones más detalladas de resultados. No obstante, una malla densa puede implicar también mucho tiempo de cálculo en computadora.

5.1.2.7. Intensidades.

CRISIS 2007 considera a la intensidad, como una medida razonable y con significado ingenieril del tamaño del temblor en el sitio de interés. Son medidas de intensidad comúnmente usadas la aceleración máxima del terreno, la velocidad máxima del terreno y las ordenadas del espectro de respuesta para 5% del amortiguamiento determinado de sitio y cada cuando ocurrirán. El programa calcula tasas de excedencia para los valores de intensidades definidos por el usuario. Para ello, CRISIS requiere los valores extremos que definan el intervalo de intensidades por considerar y el número de puntos a contemplar dentro de dicho intervalo. Se debe fijar un intervalo de intensidades para cada periodo estructural establecido. Los límites de los intervalos de intensidades suelen requerir modificaciones en función de resultados de peligro sísmico. Es decir, se requiere calibrar los intervalos de intensidades hasta conseguir que contengan las intensidades más representativas, para lograr con ello mejores aproximaciones de la curva de las tasas de excedencia.

Se puede indicar que para este análisis se consideraron periodos estructurales de 0.02, 0.075, 0.1, 0.15, 0.2, 0.303, 0.500, 1.000, 1.490 y 2.000 s, para periodos de retorno de 100, 500, 1000 y 2500 años; los cuales permitirán establecer la curva de las tasas de excedencia de la aceleración, espectros de amenaza uniforme y mapas de peligros sísmicos.

5.1.2.8. Parámetros globales.

Al diseñar un edificio se requiere establecer la vida útil del mismo. En función del número de años en el que se estime debe dar servicio un edificio, serán las fuerzas sísmicas que probablemente lo afectaran. Para consideraciones como la anterior en el programa CRISIS 2007 es posible definir periodos de retornos en años, que indicaran cada cuanto tiempo es posible esperar determinada intensidad (Figura 5.9).

Con el fin de hacer cálculos eficientes en el programa se requiere fijar un radio máximo para los sitios en estudio el programa desprecia la influencia que pudieran producir fuentes sísmicas fuera de la circunferencia definida por el sitio y el radio máximo. Por tal motivo la selección del radio máximo requiere del criterio del investigador. Cuando no se tiene certeza al respecto, conviene proporcionar grandes distancias para evitar errores en los cálculos de peligro sísmico por subestimar fuentes sísmicas.

5.1.2.9. Resultados gráficos de amenaza sísmica.

Con el post-procesador de CRISIS 2007 es posible obtener mapas de peligro sísmico como el mostrado en la figura del Anexo B. Dicho mapa corresponde a aceleraciones esperadas en un periodo de retorno de 100 años para un periodo estructural de 1.0 s; es decir, aceleraciones que se esperan que presenten en el suelo firme de la UNAN-Managua. El programa permite leer aceleración esperada en cualquier sitio de la universidad, con tan solo hacer click con el puntero del mouse sobre los puntos de control en el mapa. Si además se consideraron en los cálculos intensidades para distintos periodos estructurales, entonces es posible obtener espectros de amenaza uniforme (figura 5.5).

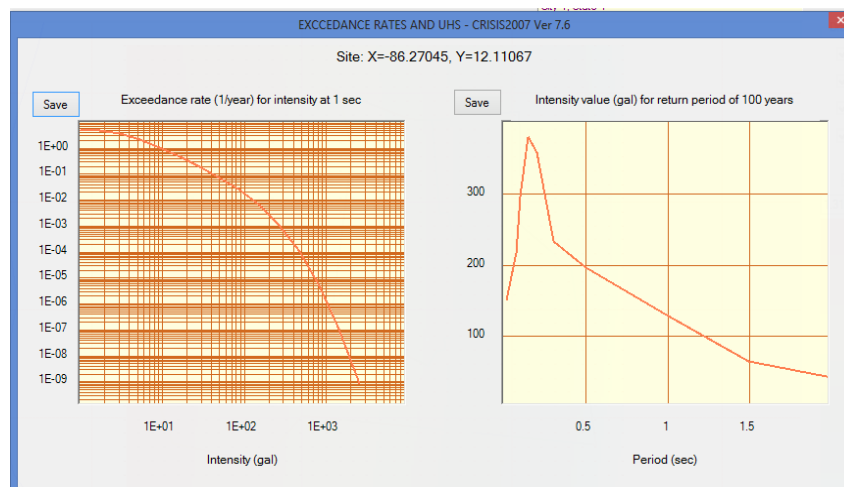


Figura 5.5. Curvas de tasas de excedencia y espectro de amenaza uniforme para un punto de control dentro del campus de la UNAN-Managua y un periodo de retorno de 100 años.

5.1.3. GEOPSY. Sistema de cómputo para el análisis.

Geopsy es un potente software de código abierto producido dentro del proyecto SESAME que permite realizar MASW, ReMi, Refracción H / V, la interpretación SPAC. Es un interfaz grafica de usuario para la organización, visualización y procesamiento de señales geofísicas. Es también una base de datos utilizada para reunir toda la información acerca de las señales registradas. Este ha sido diseñado principalmente para la simbología y la prospección sísmica. Está disponible en todas las plataformas comunes (Linux, Mac, OSX y Windows).

Geopsy propone dos tipos de herramientas de procesamiento de señales:

1. Procesamiento básico (menú "forma de onda"): filtros, transformada de Fourier, la forma cónica, corte, eliminación de DC, se fusionan, restar, multiplicar. Estas transformaciones afectan directamente a las señales y los resultados se actualizan automáticamente en la pantalla. Volviendo a la original siempre es posible. Al guardar una base de datos, las señales modificadas se guardan con un formato binario (mejores de E / S actuaciones) en el directorio de la base de datos. Tanto las señales modificadas original y siguen siendo accesibles en la base de datos.
2. Procesamiento avanzado (menú "Herramientas"): son herramientas desarrolladas para propósitos especiales. Un mecanismo de plug-in le permite añadir nuevas herramientas sin necesidad de actualizar el marco principal Geopsy. Originalmente, las herramientas disponibles se dedicaron al análisis de vibraciones ambientales.

5.1.3.1. Descripción de los registros utilizados en esta investigación.

La toma de registros de campo se hará por medio del método HVSR por medio de registros de ruido ambiental y la adquisición de datos será por medio un sismógrafo triaxial SR04S3 marca SARA con sensores de 4.5 Hz de frecuencia natural con una frecuencia de muestro de 100 Hz y una duración de 10 minutos equivalente a 600 s, facilitado por el docente Dr. Edwin Obando, en conjunto con el profesor y bajo su supervisión se hicieron los registros tomados en tres puntos de la UNAN-Managua también se considera un resultado presentado por (Obando et al., 2011) donde se determino un modelo de velocidad en el CIGEO usando distintos métodos geofísicos. Estos modelos se muestran localizados en la Figura 5.6.

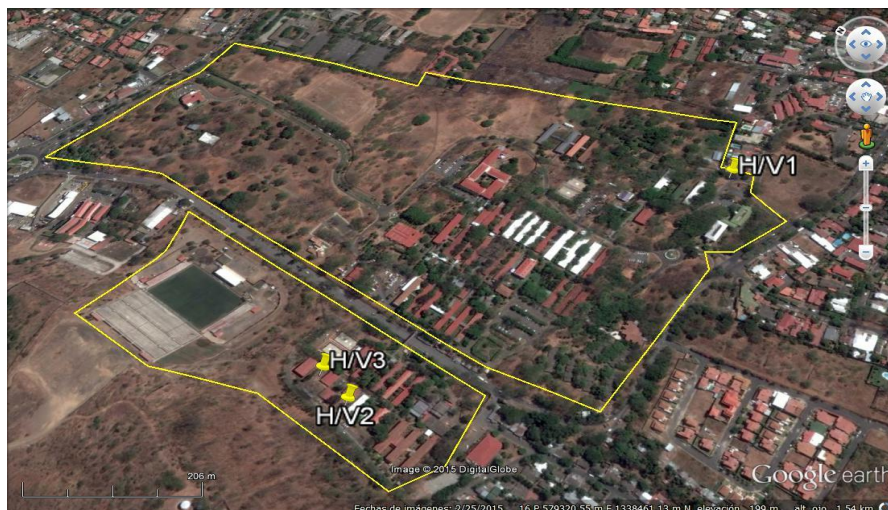


Figura. 5.6. Localización de los registros de ruido ambiental (H/V) levantados en campo, (Google earth).

Es importante recalcar que los registros se deben de realizar en horas donde no haya perturbaciones de ningún tipo de ruido como por ejemplo aglomeración de

personas, tráfico vehicular, etc., ya que esto tiende a ensuciar la señal de la exploración que se está ejecutando en el punto de estudio.

5.1.3.2. Procesamiento de registro de ruido ambiental.

Para el procesamiento de los registros extraídos se hizo uso del Software GEOPSY. Teniendo los registros obtenidos en campo procedemos a abrir el programa Geopsy (Figura 5.7.).



Figura 5.7. Pantalla principal del Software Geopsy.

Ahora seleccionamos la opción IMPORT SIGNALS, que es para abrir los archivos que generamos anteriormente. Aquí seleccionamos los archivos correspondientes a los registros de velocidad. Una vez que ya abrimos los archivos que queremos analizar estos aparecen a un lado de la ventana principal. Estos se seleccionarán y se van a arrastrar al icono TABLE.

Proseguimos a seleccionar el icono H/V. En este paso el programa procesa los datos para encontrar la relación espectral horizontal con vertical. Antes de hacer el análisis H/V se tiene que configurar el proceso. Primero nos vamos a la pestaña Output, ahí no se cambio el rango de las frecuencias que van 0.5-15 Hz. Posteriormente se le da click en la opción start.

Después aparecerá una grafica, esa grafica es el cociente espectral de muchas ventanas del resultado de combinar las dos componentes de todas las ventanas seleccionadas. El resultado que necesitamos interpretar es el valor de la frecuencia dominante. El hecho de ajustar los valores de configuración tendrá como resultado una gráfica más representativa y clara, lo que nos facilitará el análisis posterior.

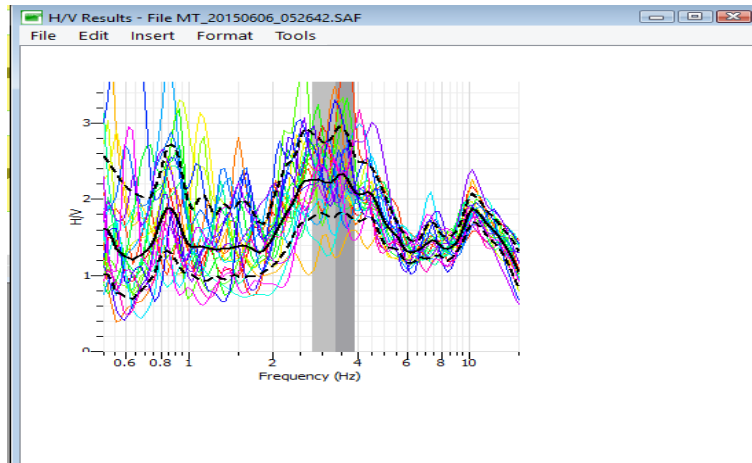


Figura 5.8. Gráfica mostrando la frecuencia predominante, resultado del cociente espectral de todas las ventanas seleccionadas.

Hasta este punto se tiene el análisis de la frecuencia predominante (Figura 5.8), valor que juega un papel muy importante en el análisis de la curva de dispersión y el modelo estructural de ondas S, que es el resultado final al que se va a llegar con el programa.

5.1.3.3. Estimación de modelos de velocidad de ondas de corte

Para la construcción de modelos de velocidad cortante en cada uno de los sitios fue necesario combinar la información obtenida a través de los registros H/V y modelos de corte obtenidos. Estos modelos servirán para establecer las velocidades cortantes, en sitios donde no existe un modelo específico disponible. Nuevos modelos V_s serán obtenidos a partir de un proceso de ajuste que usa la respuesta teórica (propagación de ondas en una dimensión) de un modelo de suelo tentativo y la curva de razón espectral H/V del sitio de interés. El mejor modelo se obtendrá cuando la respuesta fundamental de la función de transferencia teórica muestre el mismo pico de frecuencia que se observa en la razón espectral H/V.

El ajuste para la obtención de los modelos V_s se hizo usando una rutina basada en la teoría de propagación de ondas en una dimensión originalmente codificada en el software MATLAB R2015a. (Robinson, Dhu & Schneider, 2006), la cual fue modificada y proporcionada por el Dr. Edwin Obando (Figura 5.9a). Por tanto para la determinación de los modelos de velocidad de tres puntos en específico y uno facilitado por el docente ubicado en el área del CIGEO, se utilizó la siguiente metodología:

1. Se importaron los datos de las curvas de razón espectral H/V promedio previamente procesadas en Excel.

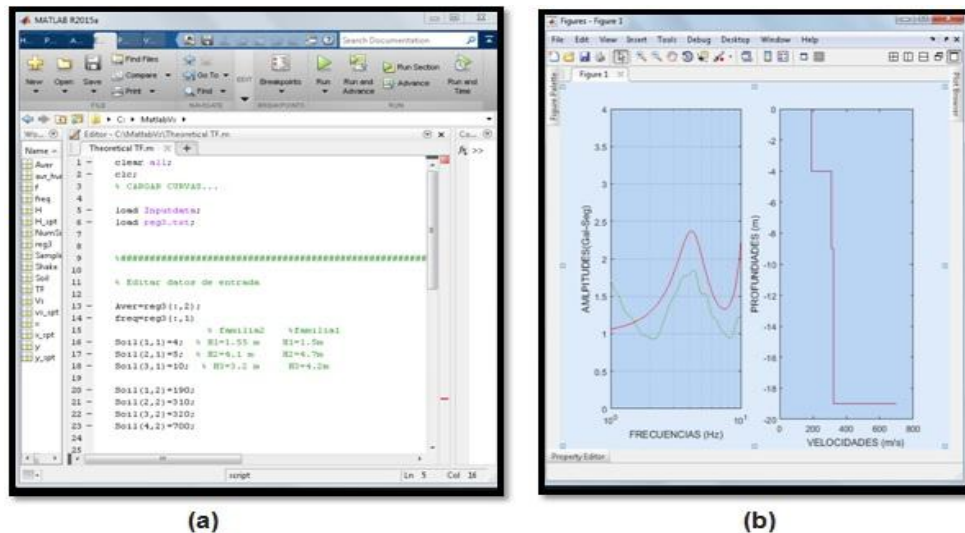


Figura 5.9. (a) Rutina en matlab para cálculo de respuesta teórica. (b) Ajuste de función de transferencia teórica y curva de razón espectral H/V.

2. Se estableció un modelo de velocidad inicial para el sitio de estudio, cuyas velocidades se obtuvieron de los modelos de velocidad de referencia en las zonas más cercanas, estableciendo así un modelo inicial de velocidad cortante con sus espesores. Luego se calculó la respuesta teórica de este modelo inicial la cual se comparó con la curva de razón H/V del sitio (Figura 5.9b).

3. Finalmente si el modo fundamental de la función de transferencia teórica del modelo inicial no coincidía con el modo fundamental del espectro H/V del sitio se hace un ajuste de los espesores de los estratos, dejando inalterada las velocidades. Este procedimiento se realiza las veces que sean necesarias hasta que la frecuencia del modo fundamental de la curva teórica y la curva de razón espectral H/V coincidan.

5.1.4. Programa de Análisis: DEEPSOIL.

DEEP SOIL es un programa desarrollado en Visual Basic® que permite el estudio de efectos de sitio mediante un modelo unidimensional. En este programa el comportamiento no lineal del suelo puede ser modelado mediante un análisis lineal equivalente ó un análisis no lineal (modelo no lineal hiperbólico) paso a paso.

El programa desarrollado por Youssef Hashash y Duhee Park en la Universidad de Illinois (Urbana-Champaign) tiene una interfaz gráfica para el ingreso de datos y post procesamiento de los resultados.

Si el análisis de propagación de onda unidimensional realizado es del tipo no lineal, el amortiguamiento del suelo (amortiguamiento histerético) se introduce en el modelo a través de una nueva formulación con la cual es posible tener en cuenta modos de vibración superiores al primer modo de vibración del depósito. Esta nueva formulación representa de una forma más cercana el amortiguamiento que se

presenta en procesos de propagación de onda para depósitos con profundidades superiores a 50m (Hashash & Park, 2002).

5.1.4.1. Evaluación de respuesta sísmica de sitio.

Obtenidos los modelos de velocidad de ondas de corte para cada sitio de estudio, se procedió a evaluar la respuesta sísmica de sitio, a través del software DEEPSOIL v5.0, el cual permite realizar el análisis no lineal en dominio de tiempo y el lineal equivalente en dominio de frecuencia, ambos basados en la teoría de propagación de ondas en una dimensión.

5.1.4.2. Análisis lineal equivalente aproximado

Una vez obtenidos todos los modelos de velocidad de cada sitio de estudio y el acelerograma del Terremoto de 1972 en roca elástica, se realiza el análisis lineal equivalente aproximado siguiendo los pasos descritos a continuación:

1. Se introdujeron los números de estratos que se analizaron, se escogió el método de análisis en dominio de frecuencia (lineal equivalente), y el tipo de análisis el cual es de esfuerzos totales ya que no se consideró la acción del agua. Las propiedades de los suelos están basadas en ondas de velocidad al igual que el método no lineal. (Figura 5.10.).

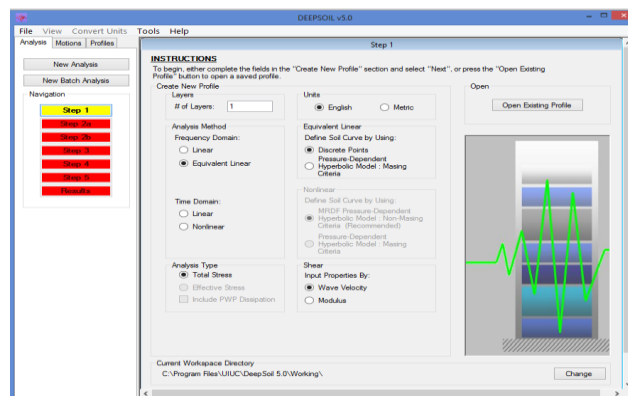


Figura 5.10. Interfaz del software Deepsoil v5.0 para la opción del análisis lineal equivalente aproximado.

2. Posteriormente se introdujeron los mismos modelos de velocidad de cada sitio utilizado en el análisis lineal equivalente y los mismos tipos de suelos.
3. Seguidamente se escogen las propiedades mecánicas y velocidad del estrato rocoso.
4. Finalmente se definió como registro de entrada el acelerograma deconvolucionado del terremoto de 1972 y se corrió el programa para generar los espectros de respuesta.

6. ANALISIS Y DISCUSION DE LOS RESULTADOS.

En esta sección se presentan los resultados obtenidos del procesamiento de datos realizado según se explico en el capitulo anterior. Inicialmente se muestran los resultados para el análisis de la amenaza sísmica (espectros de amenaza uniforme, curvas de tasas de excedencia y mapa de peligro sísmico), así mismo el cálculo de razón espectral H/V para cada sitio obtenido a través de los registros de ruido ambiental, lo cual permite estimar las frecuencias naturales del suelo en diferentes áreas. Luego se muestran los resultados de los modelos de velocidades cortantes en base a las razones espectrales. Finalmente se presentan los cálculos de respuesta sísmica de sitio utilizando el método lineal equivalente aproximado.

6.1. Amenaza Sísmica.

6.1.1. Espectros de amenaza uniforme.

La evaluación de la amenaza sísmica se llevo a cabo teniendo en cuenta las características de sismicidad de las fuentes, las relaciones de atenuación de la energía y la integración probabilística de las intensidades sísmicas propuesta. De esta manera, es posible el cálculo de la amanezca sísmica para los puntos deseados dentro de la zona de estudio y para diferentes intensidades sísmicas (aceleración, velocidad o desplazamiento).

La metodología utilizada consiste en identificar y modelar cada una de las fallas o fuentes geológica a nivel local, Los parámetros de sismicidad de las fuentes sísmicas son presentados en las siguientes tablas 6.1 y 6.2 (Castrillo E, 2011).

Tabla 6.1. *Magnitudes de las fuentes de acuerdo al catalogo sismológico.*

Fuente	Mmin	Mmax
Mateare	1.9	3.6
Tiscapa	1.6	4.7
Aeropuerto	2.3	2.9
Cofradía	1.7	3

Para evaluar la amenaza sísmica de un sitio en particular, además de las posibles fuentes sismo-generadoras, se debe estimar su potencial para generar movimientos sísmicos de gran magnitud lo cual se basa en la geología y en la sismicidad del área. Dado el corto periodo del catalogo sismológico utilizado, se evalúa el potencial sísmico de cada una de las fuentes sismo generadoras de acuerdo a sus características geológicas estructurales, de tal manera que se pudiera estimar el parámetro Mmax (M2) mas confiablemente; tales características estructurales fueron obtenidas de estudios tales como (Woodward-Clyde, 1975).

Para este estudio se plantean escenarios sísmicos con magnitudes máximas entre 7.0 y 7.2 (Tabla 6.2). El fallamiento de este se considera de tipo lineal y dada la naturaleza somera de terremotos fuertes ocurridos anteriormente (1972 y 2014), se asume que cada fuente tiene una profundidad promedio de 10 km.

Tabla 6.2. Parámetros sísmicos de las fuentes.

Fuente	a	b	Mmax.
Mateare	3.05	0.88	7.2
Tiscapa	2.23	0.63	7
Aeropuerto	2.55	7.34	7
Cofradía	5.62	1.93	7

La construcción de un EAU (Espectro de Amenaza Uniforme) se puede llevar a cabo obteniendo las aceleraciones esperadas para determinado periodo de retorno en cada uno de los periodos estructurales de las curvas de tasa anual de excedencia; es decir, a cada curva de un T_e (Período estructural) dado, corresponde una ordenada de un periodo de retorno, en esa intersección se obtiene una aceleración dada, al graficar esta con su T_e dado se obtiene el espectro de peligro uniforme.

Las figuras 6.1 a 6.6., representan los espectros de amenaza uniforme (EAU) en base al modelo de atenuación SEA99, siendo el que más se ajusta a las características sísmicas o tectónicas de la región, para el tipo de suelo roca utilizado en el análisis, para periodos de retorno (PR) de 100, 500, 1000 y 2500 años y para periodos estructurales de 0.02, 0.075, 0.1, 0.15, 0.2, 0.303, 0.500, 1.000, 1.490 y 2.000 s para cada Punto de Control (PC), ubicados en el Campus del Recinto Universitario "Rubén Darío" (RURD) de la UNAN-Managua.

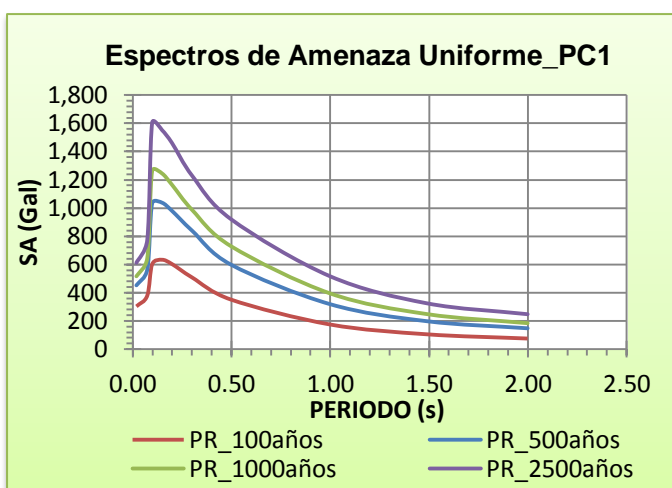


Figura 6.1. Espectro de Amenaza Uniforme. PC1. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

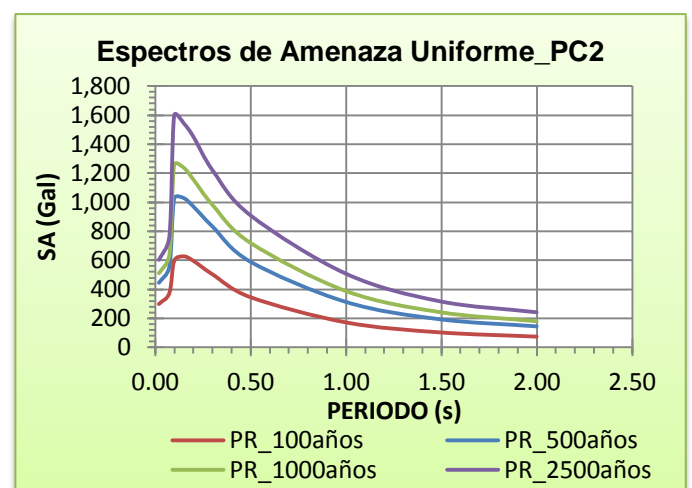


Figura 6.2. Espectro de Amenaza Uniforme. PC2. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

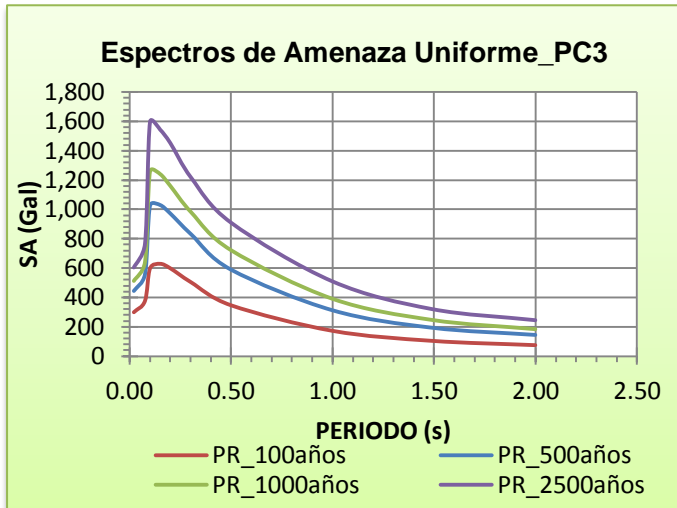


Figura 6.3. Espectro de Amenaza Uniforme. PC3. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

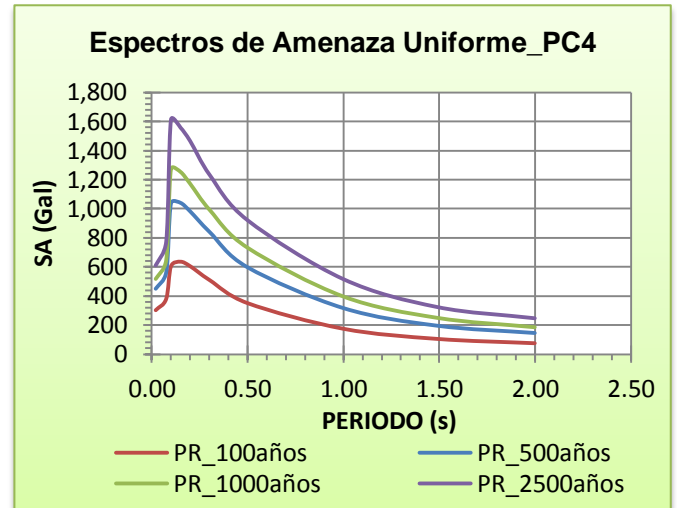


Figura 6.4. Espectro de Amenaza Uniforme. PC4. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

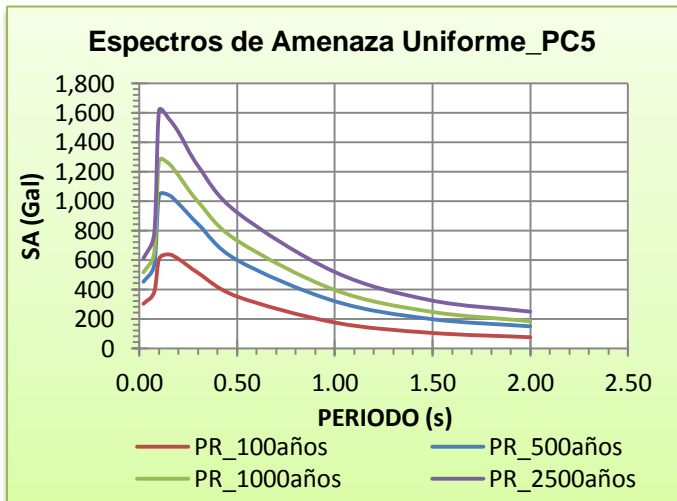


Figura 6.5. Espectro de Amenaza Uniforme. PC5. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

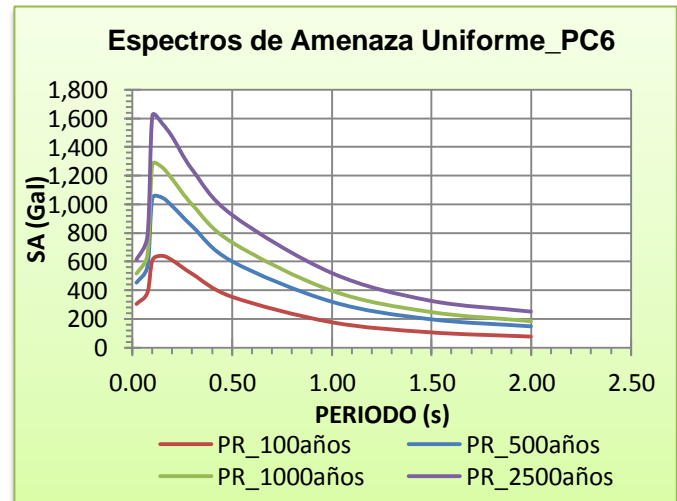


Figura 6.6. Espectro de Amenaza Uniforme. PC6. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

En la Figura 6.1 se muestran los EAU para el PC1 para PR de 100, 500, 1000 y 2500 años, se puede apreciar como las Pseudo-Aceleraciones son máximas en el mismo período estructural de 0.1 s para los períodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años alcanzando valores de 1032.20 g, 1265.70 g, 1605.20 g, mientras que para el período de retorno de 100 años se logra apreciar valores de 631.40 g en 0.15 s.

Se puede ver en la figura 6.2, que para el punto de control dos (PC2) y para los distintos período de retorno (PR) las aceleraciones máximas se dan en el mismo período estructural de 0.10 s, para los PR 500, 1000, 2500 años con aceleraciones de 1027.50 g, 1258.40 g, 1597.20 g, mientras que para el PR: 100 años alcanza una aceleración 628.38 g para un período estructural de 0.15 s.

Se puede observar que para el PC3 (figura 6.3) las Pseudo-Aceleraciones son máximas para el mismo periodo estructural al igual como sucede en los puntos de control uno y dos para los PR de 500, 1000, 2500 años alcanzando valores de 1028.90 g, 1260.90 g, 1599.60 g, mientras que para el PR de 100 años se da una aceleración de 628.89 g para un periodo estructural de 0.15 s. Se puede apreciar que para el PC4 (figura 6.4) y que al igual que para los mismo puntos de control 1, 2 y 3 las aceleraciones máximas se alcanzan para ese mismo periodo estructural tomando valores de 1038 g, 1272.60 g, 1612.60 g, y 635 g para un Te 0.15 s.

A sí mismo para el PC5 (figura 6.5) se logra ver que las Pseudo- Aceleraciones máximas ocurren para el mismo período estructural para los diferentes períodos de retorno de 500, 1000, 2500 años tomando valores de 1039.40 g, 1274.20 g, 1614.40 g y 635.32 g para un período estructural de 0.15 s. Finalmente esto mismo sucede para el punto de control PC6 (figura 6.6) sus aceleraciones máximas ocurren para ese mismo período estructural que al igual que los anteriores puntos de control, PR alcanzando valores de 1044.30 g, 1280.5 g, 1620.50 g y 638.20 g.

Como se puede observar que para los distintos puntos de control (PC1, PC2, PC3, PC4, PC5, PC6) las Pseudo aceleraciones máximas se dan para un período estructural de 0.10 s para PR 500, 1000, 2500 años y para 0.15 s para un PR 100 años. Estos pueden llegar a ser similares en cuando a la aceleración máxima que presentan por tratarse de un suelo rocoso aunque tiendan a variar en el período de retorno, también se logra ver que mientras nos acercamos a período estructurales pequeños nuestra aceleraciones aumentan de lo contrario para períodos mayores disminuyen las aceleraciones y las aceleraciones máximas esperadas se magnifican de 0.02 a 1 s.

Debido a que las ordenadas del EAU son calculadas de forma independiente a través de los modelos de atenuación para distintos períodos espectrales, este no representa el espectro de respuesta de un solo evento sísmico, ni su contenido espectral. Sin embargo, se entiende comúnmente que si las ordenadas máximas del EAU se presentan en períodos bajos, el peligro estaría controlado principalmente por sismos de magnitud moderada a distancias cercanas al sitio de estudio, mientras que para períodos largos, el peligro estaría controlado por sismos de gran magnitud a distancias lejanas (Leonardo-Suarez M, 2013).

En la siguiente tabla se muestran los resultados de las aceleraciones máximas para los distintos puntos de control y período de retorno.

Tabla 6.3. Aceleraciones máximas para los distintos puntos de control (PC) y los diferentes períodos de retorno (PR).

Puntos de control (PC)	PR: 2500 Años		PR: 1000 Años		PR: 500 Años		PR: 100 Años	
	Pseudo Aceleración (Amax)	Periodo Estructural	Pseudo Aceleración (Amax)	Periodo Estructural	Pseudo Aceleración (Amax)	Periodo Estructural	Pseudo Aceleración (Amax)	Periodo Estructural
PC1	1605.2 g	0.10 seg	1265.70 g	0.10 seg	1032.20 g	0.10 seg	631.40 g	0.15 seg
PC2	1597.2 g	0.10 seg	1258.40 g	0.10 seg	1027.50 g	0.10 seg	628.38 g	0.15 seg
PC3	1599.3 g	0.10 seg	1260.90 g	0.10 seg	1028.90 g	0.10 seg	628.89 g	0.15 seg
PC4	1612.6 g	0.10 seg	1272.60 g	0.10 seg	1038.00 g	0.10 seg	635.00 g	0.15 seg
PC5	1614.4 g	0.10 seg	1274.20 g	0.10 seg	1039.40 g	0.10 seg	635.32 g	0.15 seg
PC6	1620.5 g	0.10 seg	1280.50 g	0.10 seg	1044.30 g	0.10 seg	638.20 g	0.15 seg

6.1.2. Curvas de tazas de excedencia de amenaza.

El peligro sísmico se cuantifica en términos de los períodos de retorno de intensidades (o sus inversos, las tasas de excedencia) sísmicas relevantes en el comportamiento de las estructuras. La tasa de excedencia de una intensidad sísmica se define como el número de veces por unidad de tiempo, en que el valor de esa intensidad sísmica es excedido (Ramírez et, al., 2004). Para obtener las curvas de tasa de excedencia, Crisis nos brinda la opción de obtener la probabilidad de excedencia de algún sitio de interés.

En el anexo A.1 a A.6, se presentan las diferentes curvas de tasas de excedencia para período de retorno 500 años y para un periodo estructural de T_e : 0.02 s. Para este caso se calcularon las curvas para los distintos puntos de control tomado dentro de la zona donde se realizó el análisis. Cabe destacar que el modelo de atenuación que se utilizó para la obtención de las tasas de excedencia fue el de SEA 99 siendo el mejor modelo de los tres que se ajusta a las condiciones sísmicas locales.

En las curvas se observan diferentes intensidades así como las tasa de excedencia de estas para ese lugar en específico. Dichas curvas fueron calculadas para diferentes ordenadas espectrales. Como se muestra en las curvas de las tasas de excedencia, la mayor intensidad esperada es de 2500 (gal) para una tasa de excedencia 5.00×10^{-9} (1/años) en suelo roca para los distintos puntos de control y períodos de retornos. Como se muestra en las tasas de excedencia, la menor intensidad esperada se da para las tasas de excedencia en suelo firme. Y esto es de esperar pues se están hablando del estrato rocoso cercano a la presencia de cualquier falla posible.

6.1.3. Mapas de Amenaza Sísmica en el Campus del Recinto Universitario “Rubén Darío” (RURD) de la UNAN-Managua.

Los mapas de amenaza sísmica nos permiten conocer las intensidades esperadas para un sitio en un determinado período de retorno. Estos mapas de amenaza sísmica se pueden utilizar para elaborar recomendaciones para la especificación de criterios sísmicos en una zona determinada.

En este apartado se obtuvieron mapas para diferentes periodos de retorno (100, 500, 1000 y 2500 años) para diferentes periodos estructurales (0.50, 1.0, 1.493 y 2 s) como se muestran en las figuras B.1 a B.4 (Ver Anexo). Para los distintos periodos de retornos y periodos estructurales antes mencionados, las mayores aceleraciones pico PGA aparecen en la parte Oeste de la zona de estudio, mientras que la PGA decae fuertemente en la parte este del Campus del Recinto Universitario “Rubén Darío” (RURD) de la UNAN- Managua.

La morfología de los mapas de PGA para períodos de retorno de 1000 y 2500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 258.38 y 257.02 g, mientras que para los mapas de período de retorno de 100 y 500 años hay diferencia de PGA alcanzando valores máximos de 360.24 y 327.55 g. Cabe señalar que el mapa de peligro uniforme para un T_e 0.50 s y un PR de 100 años es el que presenta las aceleraciones máximas esperadas en la zona de estudio. En los mapas se muestra una escala de colores para tener una idea más clara de la aceleración esperada para ese período de retorno donde se logra ver como las aceleraciones van disminuyendo en la dirección W-E y están dadas en unidades gales.

6.1.4. Comparación entre el espectro de amenaza uniforme de la Ciudad de Managua y el espectro de amenaza uniforme de la UNAN-Managua.

Una vez obtenido los espectros de amenaza uniforme en la zona de estudio se realizó la comparación entre ambos espectros para períodos de retornos de 500, 1000 y 2500 años.

La figura 6.7a, muestra el espectro de amenaza uniforme para períodos de retornos mencionados en el párrafo anterior, tanto para la ciudad de Managua-Resis II (Evaluación de la amenaza sísmica de Nicaragua), como para el espectro generado para el Campus de la UNAN-Managua (RURD) y la figura 6.7b, muestra el porcentaje de diferencia entre las aceleraciones espectrales obtenido de los espectros de manaza uniforme tanto para los períodos de retorno de 2500,1000 y 500 años para períodos estructurales de 0 a 2 s.

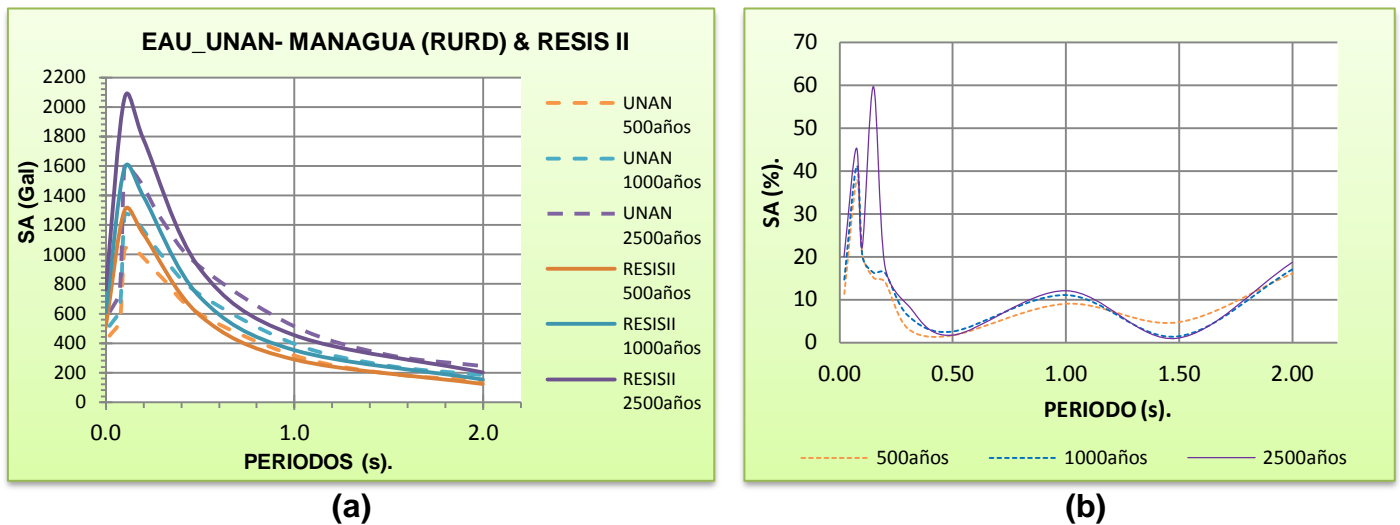


Figura 6.7. (a) EAU para la UNAN-Managua (RURD) & EAU para Managua RESIS II, PR= 500, 1000 y 2500 años. (b) Porcentajes de Aceleraciones espectrales (SA) entre EAU de la UNAN-Managua (RURD) & EAU de Managua RESIS II.

Como se puede notar en la figura 6.7a las aceleraciones espectrales máximas ocurren en el período estructural de 0.1 seg tanto para el período de retorno de 2500 años (RESIS II) como para el de la Unan-Managua (RURD) donde existe una diferencia muy marcada siendo esta de 2061 g y 1605.20 g, encontrando una diferencia de aceleraciones del 22.12 %, mientras que para los períodos de retornos de 1000 años sucede lo mismo que para los PR de 2500 años, las aceleraciones espectrales máximas ocurren para el período estructural de 0.1 s tomando valores de 1584 g y 1265.10 g, encontrando una discrepancia de aceleraciones del 20.13 %, finalmente para el período de retorno de 500 años aquí sucede lo contrario que para los períodos de retorno de 2500 y 1000 años la aceleración máxima ocurre para el período estructural de 0.1 s (RESIS II) y 0.15 s para el Campus de la UNAN-Managua (RURD) encontrando valores de aceleraciones de 1298 g y 1035.30 g, descubriendo un contrates de aceleraciones de 20.23%.

Como se pudo ver en la figura 6.7a, que para ambos espectros de amenaza uniforme y periodos de retornos 2500 años existe un comportamiento en cuanto a las aceleraciones espectrales cuando vamos del periodo estructural de 0 seg a 0.5 seg, las aceleraciones son mayores a las de nuestro espectro pero cuando ya pasamos de 0.5 hasta 2 s, nuestras aceleraciones sobre pasan a las del espectro de la ciudad de Managua, por el contrario para los espectros de amenaza uniforme para los períodos de retornos de 1000 y 500 años, las aceleraciones del EAU-Managua son mayores a las de nuestro espectro cuando estamos en el intervalo de 0 hasta 0.45 s, cuando sobre pasamos el intervalo de 0.45 hasta 2 s nuestras aceleraciones son mayores a las obtenidas en su EAU para ciudad de Managua y dicha diferencia entre las aceleraciones se aprecia en la figura 6.7b para período estructurales de 0 hasta 2 s para los distintos períodos de retorno.

En ellos se aprecia que existe una diferencia respecto a las aceleraciones espectrales obtenidas en base a los períodos de retorno y períodos estructurales ya que en este estudio se utilizó modelos para zonas corticales de fallamiento local considerando los modelos de atenuación mostrados en la tabla 4.4 y obteniendo todos los resultados de amenaza sísmica con el modelo de SEA 99 ajustado a la características sísmica y geológicas de la región, mientras que para la Ciudad de Managua han resultado ser los modelos de atenuación de Climent et, al., 1994, para zonas corticales, Young et., al., 1997, para zona de Subducción interface e intraplaca y Zhao et, al., 2005, para zonas corticales y subducción intraplaca. Para ambos se consideran el tipo de suelo roca a diferencia que en este análisis se ha tomado la sismicidad local y en Resis II han utilizado la sismicidad regional. Los resultados numéricos se incluyen en las tablas 6.4, 6.5 y 6.6.

Tabla 6.4. *Parámetros resultantes de amenaza para diferentes períodos de retorno en ciudad de Managua, (RESIS II).*

CIUDAD DE MANAGUA			
PERIODO (s)	Periodo de Retorno 500 años.	Periodo de Retorno 1000 años.	Periodo de Retorno 2500 años.
	SA (Gal)	SA (Gal)	SA (Gal)
0	507	605	763
0.1	1298	1584	2061
0.2	1138	1392	1782
0.5	586	710	903
1	288	351	453
2	122	152	200

Tabla 6.5. *Parámetros resultantes de amenaza para diferentes períodos de retorno para la UNAN-Managua (RURD), (Propia).*

UNAN_MANAGUA (RURD).			
PERIODO (s)	Periodo de Retorno 500 años	Periodo de Retorno 1000 años	Periodo de Retorno 2500 años
	SA (Gal)	SA (Gal)	SA (Gal)
0.020	449.87	516.25	610.7
0.075	561.08	643.99	772.21
0.100	1032.2	1265.7	1605.2
0.150	1035.3	1246.1	1551.3
0.200	978.01	1166.2	1460.7
0.303	835.57	985.95	1226.3
0.500	595.51	728.79	918.63
1.000	316.38	394.68	515.12
1.490	195.53	247.96	323.34
2.000	145.33	183.31	245.87

Tabla 6.6. Porcentajes (%) de aceleraciones espectrales entre RESIS II y la UNAN-Managua, (Propia).

PERIODO (s)	Porcentajes (%) de aceleraciones espectrales.		
	500 años	1000 años	2500 años
0.020	11.27	14.67	19.96
0.075	37.83	41.16	45.31
0.100	20.48	20.09	22.12
0.150	15.00	16.26	59.63
0.200	14.06	16.22	18.03
0.303	3.07	6.19	8.66
0.500	1.60	2.58	1.70
1.000	8.97	11.07	12.06
1.490	4.62	1.41	0.97
2.000	16.05	17.08	18.66

6.2. Respuesta de sitio.

6.2.1. Espectros HVSR.

La técnica H/V se realizó para determinar la frecuencia, el periodo predominante y la amplificación respecto al terreno firme del sitio de la prueba. El espectro resultante nos indica el valor promedio de las frecuencias fundamentales en el sitio. En otras palabras es el resultado de promediar las frecuencias predominantes en un cierto lapso de tiempo.

El registro de vibración ambiental ocupado para el análisis espectral se tomó por cerca de 10 minutos, en las tres estaciones de banda ancha de manera simultánea. El análisis se realizó para las tres estaciones comprobando la similitud de resultados en cuanto al valor de la frecuencia que predomina en el lugar.

Para la estimación de las frecuencias naturales de vibración de los suelos en la zona de estudio se evaluaron tres puntos mostrado en la figura 5.6, captados por el sismógrafo. En algunos sitios obtenidos se puede observar picos de amplificaciones más pronunciados que en otros. Tal es el caso de la curva de razón espectral obtenida en el primer punto (Figura 6.8) donde se obtuvo un pico de amplificación bien marcado en una frecuencia de 2.60 Hz, indicando que existe un contraste de impedancia marcado a profundidades probablemente muy someras.

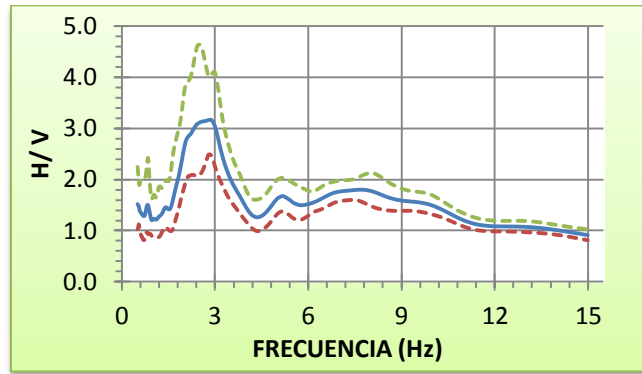


Figura 6.8. Gráfica representativa de la relación H/V del punto 1, mostrando la frecuencia del sitio.

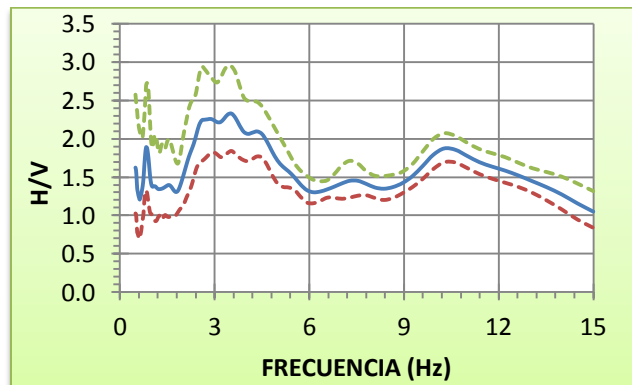


Figura 6.9. Gráfica representativa de la relación H/V del punto 2, mostrando la frecuencia del sitio.

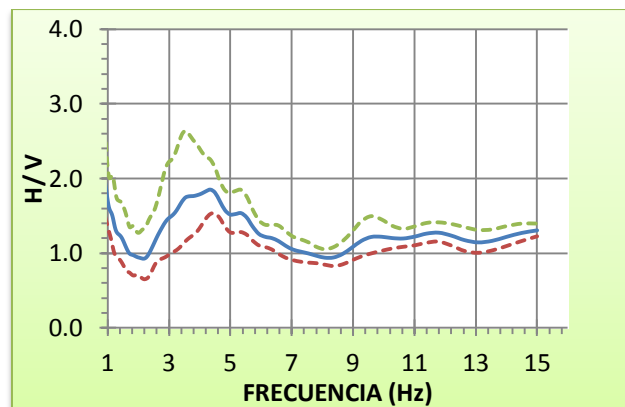


Figura 6.10. Gráfica representativa de la relación H/V del punto 3, mostrando la frecuencia del sitio.

Sin embargo, en otros sitios no se observaron los mismos picos dominantes, tal es el caso que se presenta en el punto 2 y 3 (Figuras 6.9 y 6.10), lo cual puede estar relacionado a la complejidad de la estructura del suelo en el sitio o que este probablemente no es uniforme.

En general para todos los puntos estudiados es posible diferenciar tres rangos de frecuencias las cuales oscilan entre 2.0 hasta 5.0 Hz. El primer rango está

comprendido entre 2.0 y 4.0 Hz (Figura 6.8), un segundo rango está en la frecuencia entre 3.0 y 4.0 Hz (Figura 6.9) y en un tercer rango las frecuencias están entre 3.5 y 5.0 Hz (Figura 6.10).

Es importante mencionar que algunas diferencias de las frecuencias marcadas entre los registros H/V se deben a las condiciones de vibración artificial o de las propiedades dinámicas del suelo.

6.2.2. Modelos de Velocidad de Ondas de Corte (V_s).

Como se menciona anteriormente, en este estudio se calcularon tres modelos de velocidad de ondas de corte V_s , cada uno de ellos marcados con características distintas en cuanto a los estratos y sus velocidades, los cuales fueron combinados con la frecuencia de resonancia obtenida con la curva de razón espectral H/V. Uno de los sitios donde se obtuvo un modelo de velocidades cuya respuesta teórica corresponde al pico de amplificación observado en el espectro H/V se muestra en la figura 6.11, el cual corresponde al punto 1. Se puede observar que las frecuencias altas corresponden a un modelo de velocidad bastante somero.

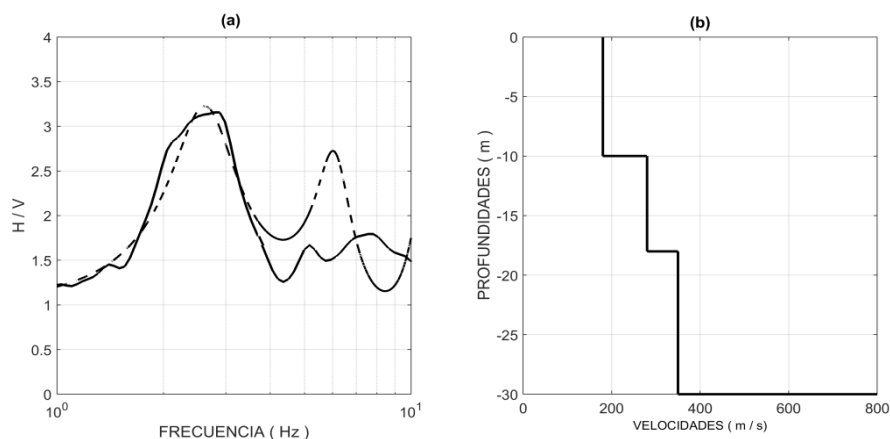


Figura 6.11. (a) Ajuste de la curva teórica con respecto a la curva de H/V del punto 1, (b) modelo de velocidad estimado.

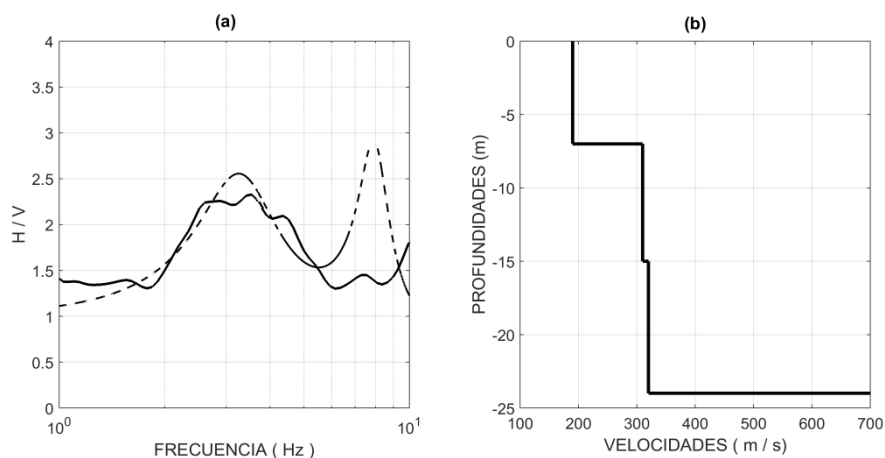


Figura 6.12. (a) Ajuste de la curva teórica con respecto a la curva de H/V del punto 2, (b) modelo de velocidad estimado.

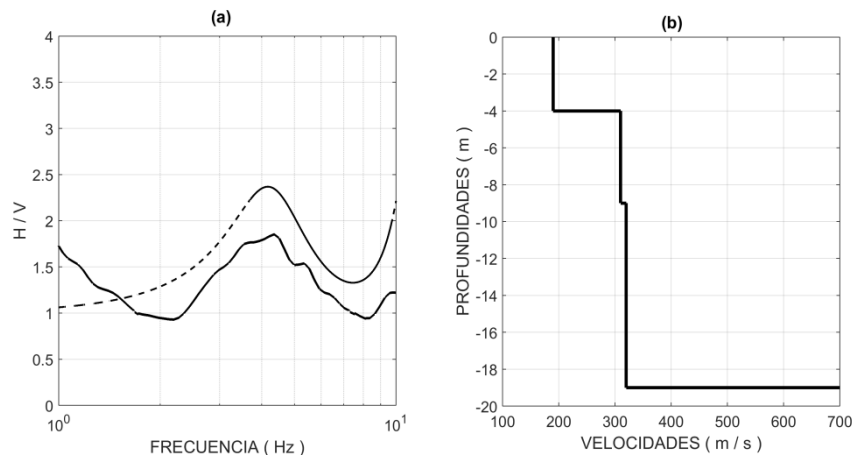


Figura 6.13. (a) Ajuste de la curva teórica con respecto a la curva de H/V del punto 3, (b) modelo de velocidad estimado.

De la misma manera se aproximaron los demás modelos de velocidades (Figura 6.12 y 6.13) en los restantes puntos donde se obtuvieron los registros H/V según los rangos de frecuencias previamente definidos.

Se puede observar que en el modelo de velocidad uno Vs1 (figura 6.11) se alcanza profundidades de 30 m aproximadamente en ese estrato alcanzando la roca elástica hasta los 30 m de profundidad. Por otro lado en el segundo modelo de velocidad Vs2 (figura 6.12) se alcanzó una profundidad de 24 m, en este sitio se obtuvo el estrato de roca elástica a los 25 m. En el modelo de velocidad Vs3 (Figura 6.13) resultó una profundidad de 19 m alcanzando el estrato de roca elástica a una profundidad de aproximadamente 19 m, mientras que para el modelo de velocidad Vs4 proporcionado por el Dr. Edwin Obando, se alcanzó una profundidad de 50 m, a esta profundidad se encuentra el estrato de roca elástica, algunas diferencias a la que se encuentran los diferentes estratos de roca elástica se debe a que algunas zonas son más someras que otras.

En la tabla 6.7., se agrupan las velocidades obtenidas para cada sitio que se levantó en la zona de estudio lo cual permite apreciar la variabilidad en las profundidades de los suelos del Recinto Universitario "Rubén Darío" de la UNAN-Managua.

Tabla 6.7. Modelos de velocidad para el sitio de estudio, (Propia).

Modelo	Estrato	H(m)	Vs(m/s)
Modelo 1	1	10	180
	2	8	280
	3	12	350
	Semi-espacio	—	800
Modelo 2	1	7	190
	2	8	310
	3	9	320
	Semi-espacio	—	700
Modelo 3	1	4	190
	2	5	310
	3	10	320
	Semi-espacio	—	700
Modelo 4	1	6	205
	2	16	350
	3	28	560
	Semi-espacio	—	998

6.2.3. Espectros elásticos de respuestas.

De acuerdo con los modelos de velocidades obtenidos en las figuras anteriores, se obtuvieron los espectros de respuesta elástico de cada sitio, para una fracción del 5 por ciento del amortiguamiento crítico.

El registro que se tomó como base para este estudio, corresponde al terremoto de 1972 obtenido en la estación de la refinería ESSO. A partir de este registro en superficie, se estimó por deconvolución, el acelerograma que se hubiera registrado en basamento (Castillo & Zepeda, 2013). Para el análisis se tomó en cuenta la componente de movimiento con mayor aceleración, en este caso la E-O. En la Figura 6.14 se muestra el acelerograma deconvolucionado obtenido en esta investigación.

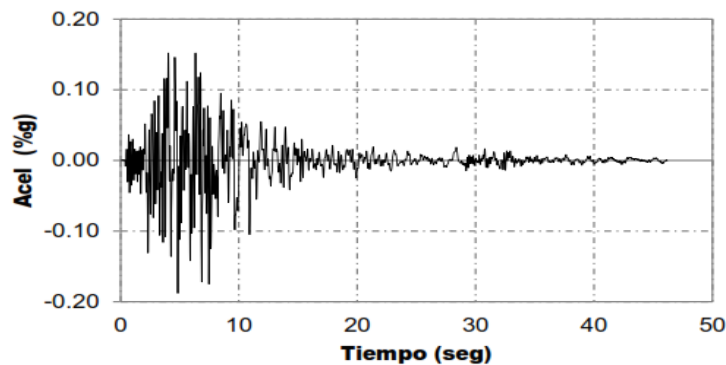


Figura 6.14. Acelerograma de terremoto 1972 en roca, obtenido por deconvolución para la componente E-O.

Este acelerograma sirvió de entrada para la obtención de los espectros elástico de respuesta (Pseudo-aceleración) de los sitios analizados asumiendo un comportamiento lineal de los materiales.

A continuación se presentan los resultados obtenidos del análisis lineal equivalente aproximado en términos de espectros elásticos de respuesta para la zona en estudio conforme a los criterios y métodos de análisis descritos, con el objetivo de identificar los períodos dominantes, las amplificaciones producidas por el perfil del suelo. Figura 6.15.

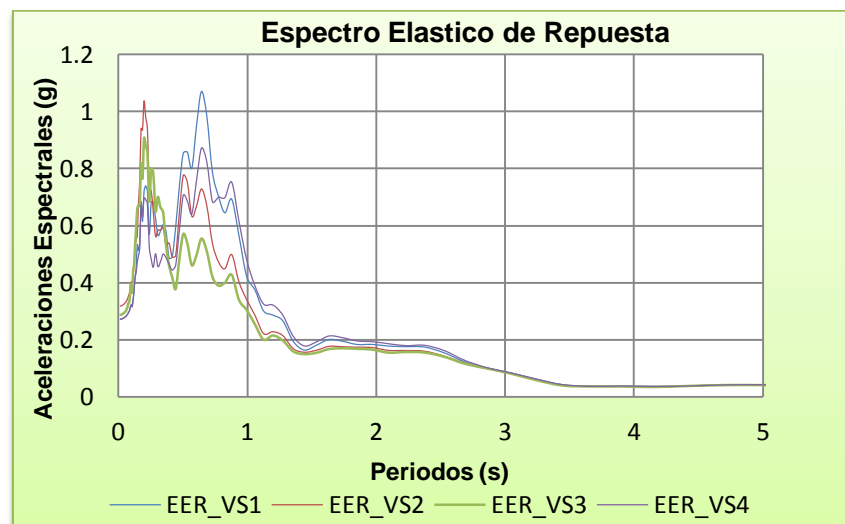


Figura 6.15. Espectros Elásticos de Respuesta (EER) agrupados para los distintos modelos de velocidad cortante (Vs).

En la figura 6.15, se presentan los diferentes espectros elásticos de repuesta para los distintos modelos de velocidades que se obtuvieron en el análisis anterior, los resultados muestran claramente que en el espectro elástico de repuesta del Vs1 se observan aceleraciones espectrales de hasta 1.07 g en el período comprendido en 0.6 s. Por otra parte se puede ver que en el espectro elástico de repuesta del Vs2 se alcanza aceleraciones espectrales de hasta 1.03 g pero con un plateau más reducido de 0.2 s.

A sí mismo en el espectro elástico de repuesta del Vs3 las aceleraciones muestran una tendencia descendente hasta 0.90 g para un periodo fundamental de 0.2 s. De igual manera se puede apreciar que en el espectro elástico de repuesta del Vs4 muestra una aceleración un poco descendente a la anterior (Vs3) de hasta 0.88 g pero con un ancho de plateau mas aumentado de 0.6 s. La incidencia de los espesores de los estratos en cada sitio y las características de los suelos se ven reflejadas en las aceleraciones espectrales y límites del plateau en cada sitio, eso se debe a que algunos sitios contienen estratos muy someros que otros sitios; o varían en dependencia de las características dinámicas de cada sitio.

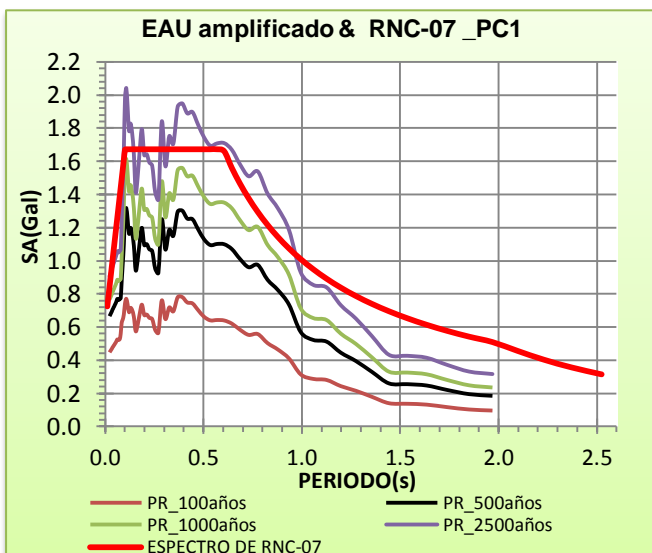
Como se pudo observar en la figura 6.15, los espectros presentan las mayores aceleraciones espectrales cuando se van desplazando hacia períodos cortos,

siendo el espectro elástico de respuesta del modelo de velocidad uno (EER_Vs1) con mayor aceleración 1.07 g y un período corto de 0.6 s y el EER_Vs4 con menor aceleración de 0.88 g y período corto igual a 0.6 s.

6.2.4. Amplificación de espectros de amenaza uniforme en comparación al espectro del RNC-07.

En las figuras 6.16 a 6.21, se puede observar los espectros de amenaza uniforme amplificados obtenidos con el modelo de atenuación SEA 99 et al 1997, para los diferentes periodos de retorno (100, 500, 1000 y 2500 años), el objetivo de haber multiplicado por el factor de aplicación para cada espectro de amenaza uniforme de cada punto de control es para encontrar su verdadero valor en suelos firme, mientras cuando estos espectros no habían sido amplificados se encontraban para condición de roca. El factor de amplificación en el espectro proporciona un aumento de las aceleraciones en la superficie del terreno comparada con las aceleraciones en la roca a profundidad.

Los factores de amplificación se obtuvieron realizando una rutina en Excel para los diferentes periodos e intensidades espectrales, las cuales fueron obtenidos en el espectro elástico de respuesta para los diferentes sitios o modelos de velocidad, para obtener estos factores se procedió a dividir las intensidades esperadas para los espectros elásticos de respuesta entre las intensidades del modelo del acelerograma del terremoto de 1972. Una vez de haber multiplicado por el factor de amplificación los espectros de amenaza uniforme para los distintos periodos de retorno y puntos de control para la zona de estudio, se realizó una comparación entre los EAU



amplificado con respecto al espectro de diseño del RNC-07.

Figura 6.16. Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC1 PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

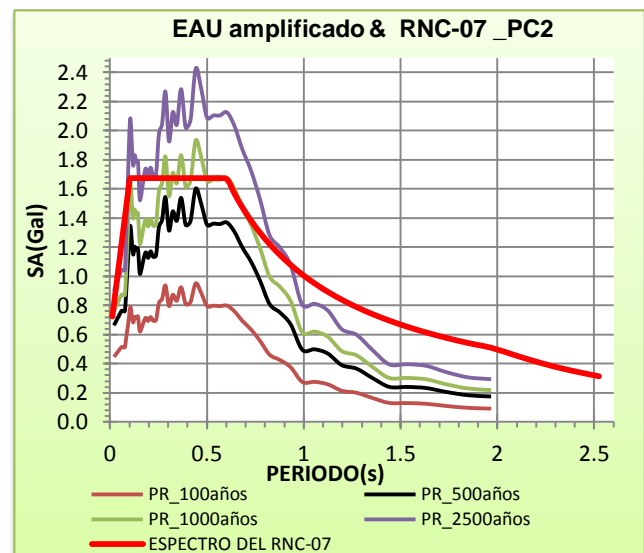


Figura 6.17. Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC2. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

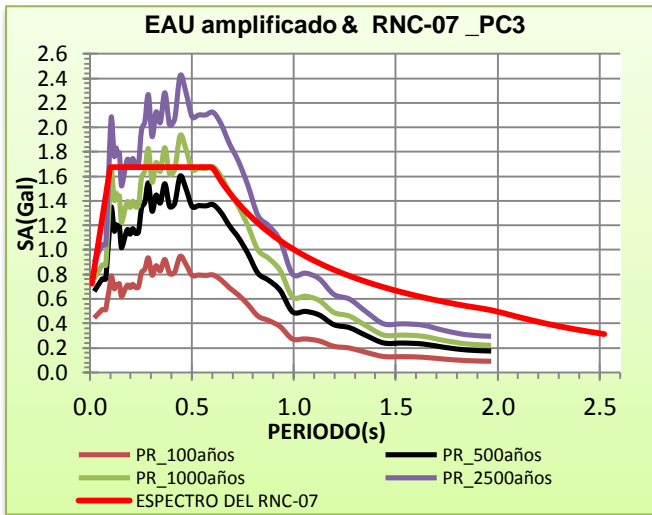


Figura 6.18. Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC3. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

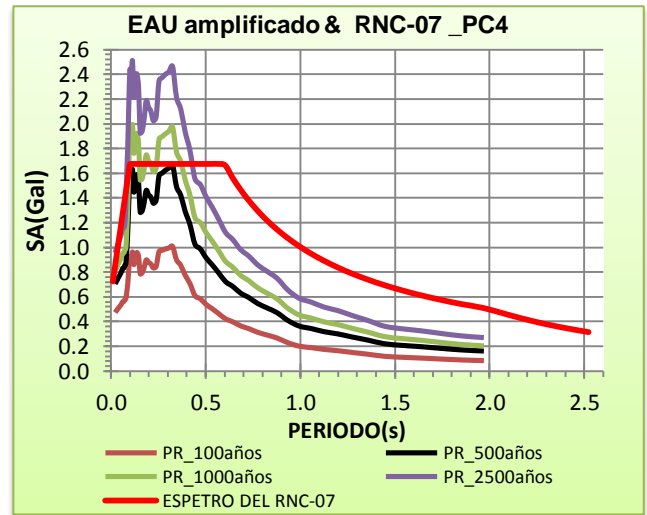


Figura 6.19. Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC4. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

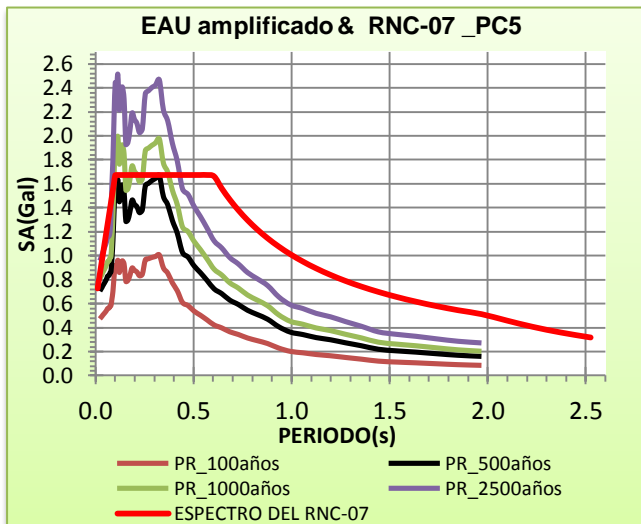


Figura 6.20. Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC5 PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

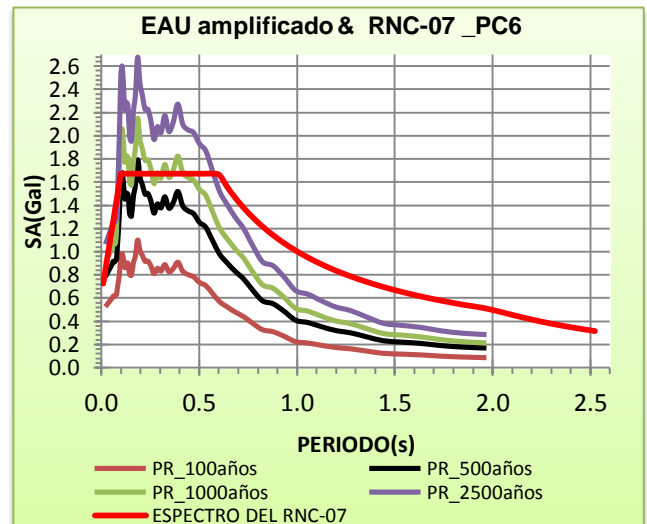


Figura 6.21. Comparación entre EAU amplificado & RNC-07. PC6. PR: 100, 500, 1000 y 2500 años.

La figura 6.16 muestra los espectros de amenaza uniforme amplificados para el punto de control PC1 y periodos de retorno PR de 100, 500, 1000 y 2500 años en comparación con el espectro del RNC-07, es evidente ver las diferencias bien notorias en los espectros, siendo el que presenta mayor aceleración espectral en la zona de plateau el periodo de retorno de 2500 años con 2.043 g estando por arriba en comparación con las aceleraciones del reglamento ya que estas se mantienen constante en 1.67 g, mientras que para el resto de los periodos de retorno las aceleraciones espectrales andan por debajo de las aceleraciones del reglamento con valores de 1.547 g para 1000 años, 1.168 g para 500 años y 0.780 g para 100 años. Se puede observar que para los PR de 500, 1000 y 2500 años las aceleraciones máximas son alcanzadas en el periodo estructural de 0.1 s mientras que para 100 años ocurren en 0.4 s. Este comportamiento posiblemente es debido a

que en esta zona los estratos son de gran profundidad por lo que existe mayor disipación de energía. Por otro parte, el plateau de los espectros de amenaza uniforme es más abierto que el espectro del reglamento nacional de la construcción.

Los espectros de amenaza uniforme mostrados en la figura 6.17 para el punto de control PC2, se evidencia un comportamiento similar al punto anterior alcanzando sus máximas aceleraciones en el periodo estructural de 0.44 s con valores 2.425 g para 2500 años, 1.932 g para 1000 años, 1.602 g para 500 años y 0.950 g para 100 años, es notorio ver que para 2500 años las aceleraciones sobrepasan a las del reglamento, mientras que para los otros su comportamiento en comparación al reglamento las aceleraciones son menores en un 13.56%, 4.2% y 43.11%. Por otra parte en la Figura 6.18 se muestra el punto de control PC3 donde ocurre lo mismo del PC2 alcanzando sus mayores aceleraciones espectrales en el mismo periodo estructural con valores de 2.424 g para 2500 años, 1.931 g para 1000 años, 1.601 g para 500 años y 0.949 g para 100 años.

La figura 6.19., muestra el punto de control PC4 donde se observan las aceleraciones máximas en comparación con las del RNC-07, ya que los valores andan en 2.511 g para 2500 años y 1.992 g para 1000 años para un periodo estructural de 0.1 s, así mismo se da en 1.674g para 500 años y 1.005 g para 100 años para un T_e de 0.3 s. Siendo siempre las aceleraciones mayores de 2500 años respecto al reglamento y lo contrario para los otros periodos de retornos. De igual forma en el punto de control PC5 (Figura 6.20) las aceleraciones espectrales máximas suceden al igual que el PC4 tomando valores de 2.511 g para 2500 años, 1.994 g para 1000 años para un T_e de 0.1 s, para 500 años 1.674 g, para 100 años 1.005 g. En este caso el plateau del reglamento es más abierto que los EAU.

Finalmente en la figura 6.21, se observa los espectros de amenaza uniforme en el punto de control PC6, donde las aceleraciones máximas ocurren en el periodo estructural de 0.2 s. alcanzando valores de 2.675 g para 2500 años, 2.148 g para 1000 años, 1.573 g para 500 años y 1.099g para 100 años, siendo mayores las aceleraciones de los PR de 2500 y 1000 años en comparación con el espectro del reglamento y para PR de 500 y 100 años andan por debajo del reglamento.

Como se pudo observar los espectros de amenaza uniforme amplificados en los diferentes puntos de control PC y periodos de retorno PR, el único que se aproxima al del reglamento es el espectro para el PR de 500 años en los distintos puntos de control ya que el RNC-07 estipula considerar periodos de retorno de 500 años para estudios de amenaza sísmica en el Artículo 147.

La figura 6.22., muestra los espectros de amenaza uniforme amplificados promediados para todos los puntos de control PC en base a los períodos de retornos y el espectro elástico de respuesta promediado y haciendo comparación con el reglamento nacional de la construcción siendo el que más se ajusta el PR de 500 años. También se puede observar como los espectros se van desplazando

hacia períodos cortos y cada vez con una aceleración mayor, siendo el EAU de 100 años con menor aceleración con respecto a los otros periodos de retorno.

De igual manera el espectro elástico de respuesta es el que presenta las menores aceleraciones espectrales estando por debajo de los espectros de amenaza uniforme amplificado y del espectro del reglamento nacional de la construcción. Es notorio observar que para los distintos espectros las aceleraciones máximas ocurren en un rango de periodo comprendido entre 0.10 a 1.0 s.

Los resultados muestran claramente que las diferencias entre los espectros varían en dependencia de las características dinámicas de cada sitio.

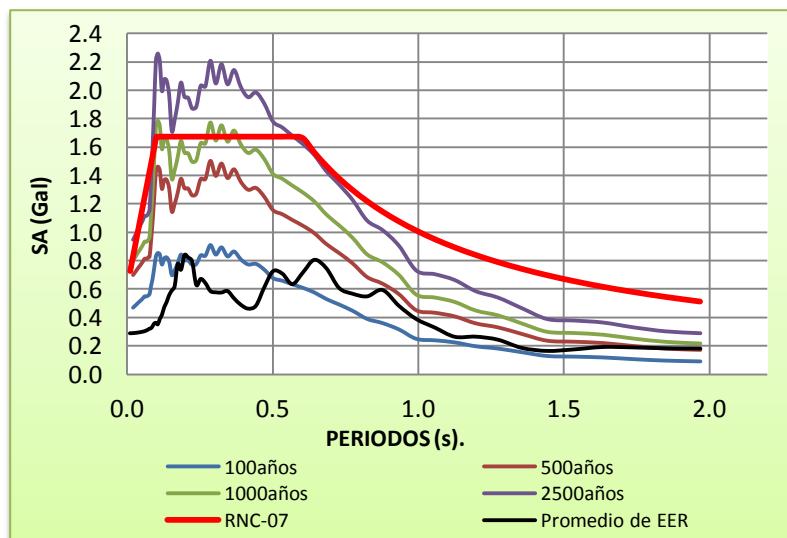


Figura 6.22. Valores promedio de espectros de amenaza uniforme amplificados y espectros elástico de respuesta con respecto al RNC-07

7. CONCLUSIONES

De acuerdo con los objetivos expuestos anteriormente, es posible sintetizar las siguientes conclusiones:

- Se ha establecido una metodología de estudio de amenaza sísmica para la zona de la UNAN-Managua, permitiendo la obtención de espectros de amenaza uniforme los cuales pueden presentar grandes beneficios en los procesos de diseños estructurales, calculando así las máximas aceleraciones espectrales en consideración del fallamiento superficial de Managua y para períodos de retorno de 100, 500, 1000 y 2500 años, haciendo uso de tres tipos de modelos de atenuación y énfasis para el tipo de suelo roca firme.
- Se desarrollaron mapas de amenaza sísmica y tasas de excedencias para los diferentes puntos de control expresados en términos de aceleraciones (gales), esta información fue útil para la creación de espectro de diseño facilitando el trabajo para en un futuro la creación de criterios para el diseño por sismo.
- De acuerdo a los registros de ruido ambiental se demostró que en la zona de estudio los modos fundamentales de los distintos sitios vibran entre 2.0 Hz y 5.0Hz aproximadamente, lo cual permitió diferenciar picos de frecuencias cuyo comportamiento es bastante similar.
- Los modelos de velocidad cortante para el sitio del Recinto Universitario "Ruben Dario" (RURD), definen que la zona está constituida por suelos bastantes someros, esto hasta profundidades estudiadas de 30 m. Por lo que se podría afirmar que las profundidades del basamento es bastante considerable.
- Se obtuvieron espectros elásticos de respuesta de sitio de acuerdo a los modelos de velocidad de ondas de corte y del acelerograma del terremoto de 1972, encontrando algunas variaciones de aceleraciones espectrales máximas para los distintos puntos levantados en campo, esto se debe a que algunos sitios contienen estratos muy someros que otros sitios o varían en dependencia de las características dinámicas del suelo del área de estudio.
- Finalmente se hizo un análisis comparativo entre las aceleraciones espectrales obtenidas con los espectros de amenaza uniforme amplificados y el espectro del RNC-07, encontrando diferencias marcadas de aceleraciones para los distintos períodos de retorno, se observa que para períodos de 100 años disminuyen las aceleraciones, mientras que para 500 años son los que se aproximan al espectro del reglamento lo que confirma que este es más útil para estratos someros; sin embargo para 1000 y 2500 años las aceleraciones se sobrepasan en base al Reglamento Nacional de la Construcción.

8. RECOMENDACIONES

A partir de los resultados logrados en esta investigación monográfica, surgen una serie de recomendaciones que desde el punto de vista de la sismología ayudaran a complementar el conocimiento adquirido con respecto a la amenaza sísmica y respuesta de sitio, entre las que se destacan:

- Se recomienda usar este tipo de procedimiento de métodos probabilísticos para el cálculo de espectros que se contrapongan con lo que es respuesta de sitio que tienen que ver con los modelos de velocidades y los espectros de amenaza uniforme en roca que son los que se afectan por un factor de amplificación.
- Para futuros estudios se recomienda incorporar los datos de sismicidad más recientes o incluso mejorar la información concerniente al tema del fallamiento de igual manera cuando se hagan estudios de geología que no se limiten a ver el tema de que si pasa una falla o no, si no calcular períodos de retornos de la falla y los desplazamientos y con eso aproximar las máximas magnitudes, con ello se lograría avanzar en el conocimiento de las características geotécnicas locales y obtener una exploración más profunda en el diseño estructural.
- Estimar la respuesta sísmica de sitio utilizando registros sísmicos que se ajusten más a las características sísmica de la región, o de sismo ocurrido en la región. Además generado en la zona de subducción, ya que estos podrían presentar características de frecuencia distintas a los sismos ocurridos por fallamiento superficial, que fueron los utilizados en este estudio.
- Para estudios previos, los registros de vibración ambiental deberían de ser distribuido con mayor densidad y regularidad dentro de la zona de estudio; así mismo, para validar las mediciones de ruido ambiental se requiere siempre contrastar los resultados con métodos basados en la teoría de ondas superficiales tales como F-K, SPAC o la variante pasiva de MASW para así determinar modelos de velocidad de ondas de corte a mayores profundidades.
- Finalmente se espera que este estudio sirva de insumo ya que es una información muy fundamental para los futuros estudios de amenaza sísmica y respuesta de sitio con diferentes propósitos, y en particular para la ingeniería que debe definir exigencia para el diseño y las construcciones sismorresistente.

9. BIBLIOGRAFIA

A. Alfaro, Navarro. M, J., Sánchez, & Pujades. L. G. (2010). Microzonificación Sísmica de Barcelona Utilizando el Método de Nakamura Ventajas y limitaciones.

Algermissen, S.T. and D.M. Perkins (1976): A Probabilistic estimate of maximum acceleration in rock in the contiguous United States, U.S. Geol. Surv. Open-FileReport76-416, 45 p., 3 plates.

Anzbazhagan, P., & Sitharam, T. G. (2009). Spatial Variability of the Depth of Weathered and Engineering Bedrock.

Asten, M. (1978). Geological control of the three-component spectra of Rayleighwave microseisms. Bulletin of the Seismological Society of America, 68, 1623-1636.

Asten, M., & Henstridge, J. (1984). Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. Geophysics, 49, 1828-1837.

Bardet, J.P., & Tobita, T. (2001). NERA: A computer program for Nonlinear Earthquake site Response Analysis of layered soil deposits. University of Southern California, Los Angeles, California.

Bardet, J.P., Ichii, K., & Lin, C.H. (2000). EERA: A computer program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of layered soil deposits. University of Southern California, Los Angeles, California.

Boore, D.M., 1983. Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 1865-1884.

Bolt, B. A. (1988). Earthquakes. New York: W.H. Freeman and Company.

Bomer, J.J, Scott, S. Gand Sarma, S.K (2000). "Hazard-consistent earthquake scenarios". Soil Dynamics and Earthquake Engineering 19, 2000, p219-231.

Bonnefoy, S., Cotton, F., & Bard, P. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. ELSEVIER.

Brown, R. D., Ward, P. L., & Plafker, G. (1973). Geologic an seismologic aspects of the Managua, Nicaragua earthquake of December 23, 1972. U.S. Government Printing Office.

Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic S waves from earth, J. Geophy. Res. 75, 4997-5009.

Castrillo, E., 2011. Seismic hazard assessment in Nicaragua based on the spatially smoothed seismicity approach, Engineering Geology. Engineering Geology, Lund University, Lund.

Chopra, A. K. (1995). *Dynamics of Structures: Theory and Applications to Earthquake Engineering* (1a Ed.). New Jersey: Prentice-Hall, Inc.

Climent, A., Taylor, W., Ciudad Real, M., Strauch, W., Villagram, M., Dahle, A., Bungum, H., 1994. Spectral strong-motion attenuation in Central America, NORSAR Technical Report, No. 2-17, 46 pp.

Del Valle, Enrique. (1973). Daños causados por los temblores del 23 de Diciembre de 1972 en las construcciones de Managua. UNAM, México.

Dewey, J. W., Algermissen, S. T., Langer, C., W. Dillinger, & M. Hopper. (1974). The Managua Earthquake of 23 December 1972: Location, focal mechanism, and Relationship to Recent Seismicity of Nicaragua. U.S. Geological Survey Prof.

Estrada, U. G. (1973). *Managua Antisísmica : (su ruina y su reconstrucción*. Bogotá .

Escobar, E., & Corea, M. (1998). *Microzonificación Sísmica de la ciudad de Managua*. (Tesis para optar al título de Ingeniero Civil), Universidad Nacional de Ingeniería, Managua, Nicaragua.

Faccioli, E., Santoyo, E., & T., León J. (1973). Microzonation criteria and seismic response studies for the city of Managua. *Proceedings of the Conference on the Managua, Nicaragua Earthquake of December 23, 1972*, Vol. II, 217-291.

Fernández , L. M., & Brandt, M. B. C. (2000). The reference spectral noise ratio method to evaluate the seismic response of a site. *ELSEVIER*, 8.

Fernández, A. Moya. (2009). Inversión de efectos de sitio y factor Q utilizando cocientes espectrales. *Estudios Geológicos*, 65 (1), 67-77. doi: 10.3989/egegol39591.047 .

Gutenberg, B. (1958). Microseisms. *Advan. Geophys*, 5, 53-92.

Halftermeyer, G. (1931). Terremoto del año 1931. Recuperado el 26 Noviembre, 2012, de: <http://webserver2.ineter.gob.ni/geofisica/sis/historia/halftermeyer-M31.html>

Haskell, N.A. (1953). The dispersion of surface wave on multilayered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43, 18-34.

Hradecky, Petr. (1997). *Geología y Amenaza Geológica en Managua, Nicaragua*. Czech Geological Service and INETER, Prague-Managua, 1997.

Hansen, F., & Cavez, V. (1973). Isoleismal maps of the Managua December 23, 1972 earthquake. *Earthquake Engineering Research Institute, Conference Proceedings*, California.

Hernández, Orlando. (2009). *Reevaluación del efecto de sitio y propuesta de clasificación de terrenos con fines de diseño sísmico para Managua, Nicaragua*.

(Maestro en "Evaluación de Riesgos y Reducción de Desastres"), Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua (UNAN).

Hernández, Orlando. (2009). Reevaluación del efecto de sitio y propuesta de clasificación de terrenos con fines de diseño sísmico para Managua, Nicaragua. (Maestro en "Evaluación de Riesgos y Reducción de Desastres"), Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua (UNAN).

Idriss, I.M., & Sun, J. I. (1992). SHAKE 91- A computer program for conducting equivalent linear response analysis of horizontally layered soil deposits. University of California, Davis.

Joyner, W.B., & Chen, A.T.F. (1975). Calculation of nonlinear ground response in earthquakes. Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 65, 1315-1336.

Johansson, L.O. (1988). Seismic hazard analysis of Managua-Nicaragua. (Master of Science Thesis), Royal Institute of Technology, Stockholm.

Kilic, H., Ozener, P. T., & Atilla Ansal, M. Y. (2006). Microzonation of Zeytinburnu region with respect to soil amplification: A case study. ELSEVIER.

Kramer S., Geotechnical Earthquake Engineering, Ed. Prentice Hall, 1996.

Kramer, S. L. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering (1a Ed.). New Jersey: Prentice-Hall International.

Leeds, D. (1973). Destructive earthquake of Nicaragua. Earthquake Engineering Research Institute, Conference Proceedings, California.

Lermo, J., & Chavez Garcia, F. J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? Bulletin of the seismological Society of America, Vol. 84, pp 1350-1364.

MacMurdo, J. (1824). Papers relating to the earthquake wich occurred in India in 1819. Philosophical Magazine, 63, 105-177.

McGure, R.K., Hanks, T.C., 1981. The character of high frequency strong motion, Bull. Seism. Soc. Am. 71, 2071-2095.

Moore, F.A. (1990). Comportamiento dinámico de los suelos durante sismos en el área de Managua, Nicaragua. (Tesis de Graduación), Universidad de Costa Rica, Turrialba, Costa Rica.

Montero, W., Peraldo, G., Rojas, W., 1997. Proyecto de amenaza sísmica de América Central. Informe final del proyecto del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), Septiembre 1997: 79 p.

MTI. (2007). Reglamento Nacional de Construcción. Managua.

Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Stimulation of sub surface using microtremor on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute.

NEHRP Recommended Provisions (National Earthquake Hazards Reduction Program) For Seismic Regulations for New Buildings and other Structures (2003).

Obando, E., & Suárez, C. (2004). Periodos dominantes del suelo de la zona urbana de la ciudad de Granada a partir de microtremores. (Tesis de Ingeniería), Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua-UNAN, Managua, Nicaragua.

Obando, E. A. (2011). On the Application of Surface Wave Surveys for Seismic Site Response Evaluation. (Tesis de Doctorado), Lund University, Lund, Suecia.

Omori, F. (1909). On micro-tremor. Bull imperial Earth investigation Committee of Tokio, Vol. II, 1-6.

Parrales, R.M., & Picado, M.J. (2001). Análisis de Espectros de Respuesta en el Área de la Ciudad de Managua. (Tesis de Grado), Universidad Nacional de Ingeniería, Managua.

Parrales, R. M. (2006). Dynamic Properties of the Soils in the Area of Managua, Nicaragua. (Tesis de Licenciatura), Lund University, Lund, Suecia.

Reid, H. F. (1910). The California Earthquake of April 18, 1906. Carnegie Institute of Washington. Washington, D.C.

Robinson, D., Dhu, T., & Schneider, J. (2006). SUA: A computer program to compute regolith site-response and estimate uncertainty for probabilistic seismic hazard analyses. Computers and Geosciences, 32(1), 109-123.

Sozen, M. A., & Matthiesen, R. B. (1975). Engineering Report on the Managua Earthquake of December 23 1972 (pp. 111). Washington DC: National Academy of Sciences.

Schnabel, P.B., Lysmer, J., & Seed, H.B. (1972). Shake: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. (Technical Report UCB/EERC-72/12), University of California, Berkeley, California.

Schmidt V., Dahle A., Bungum H., 1997. Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation. Reduction of Natural Disasters in Central America. NORSAR.

Strauch, W. (2000). Microzonificación Sísmica de Managua. Managua, Nicaragua: INETER.

Trifunac. M. D. and Lee, V.W, (1987). "Frequency dependent attenuation of strong earthquake ground motion" in Selection of Earthquake-Resistant Design Criteria for Nuclear Power Plants: Methodology and Technical Cases, Report NUREG/CR-4903, Vol. 1, Nuclear Regulatory Commission, Washington, D.C.

Wood, H. O. (1908). Distribution of apparent intensity in San Francisco, in the California earthquake of April 18, 1906 (Vol. 1, pp. 220-245). Washington, D.C.

Yauri, Sheila. (2006). Microtremores. [Compendio de Trabajos de Investigación CNDG-Biblioteca]. Instituto Geofísico del Perú, 7.

ANEXOS

ANEXO A. CURVAS DE TAZAS DE EXCEDENCIA DE AMENAZA.

En las figura A.1 a A.6., se presentan las diferentes curvas de tasas de excedencia para periodo de retorno 500 años y para un periodo estructural de T_e : 0.02 s, para los distintos puntos de control (PC) tomado dentro de la zona donde se realizo el análisis.

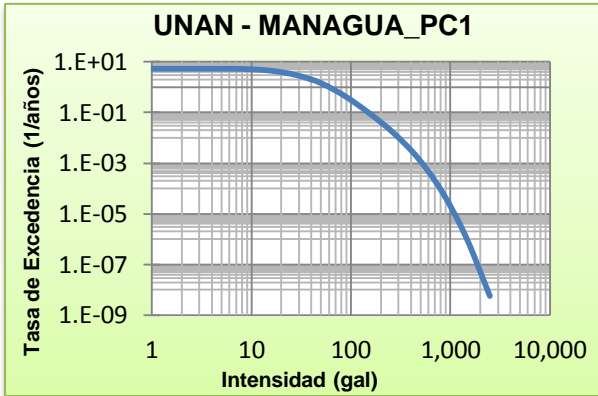


Figura A.1. Curva de tasa de excedencia para el PC1 y PR de 500 años.

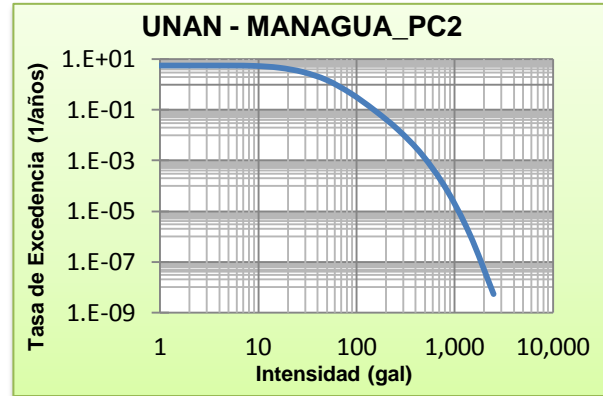


Figura A.2. Curva de tasa de excedencia para el PC2 y PR de 500 años.

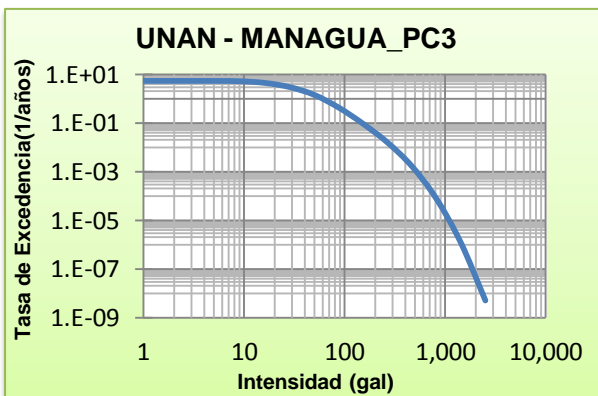


Figura A.3. Curva de tasa de excedencia para el PC1 y PR de 500 años.

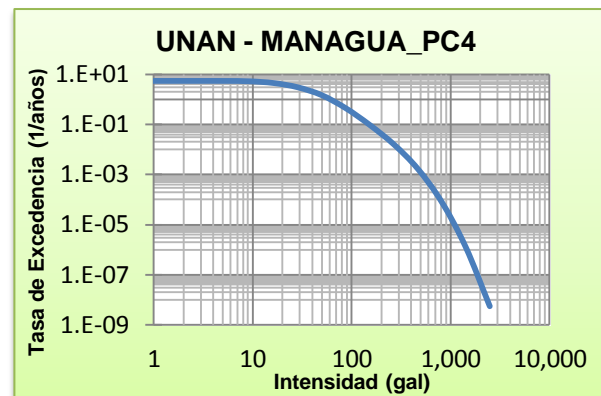


Figura A.4. Curva de tasa de excedencia para el PC1 y PR de 500 años.

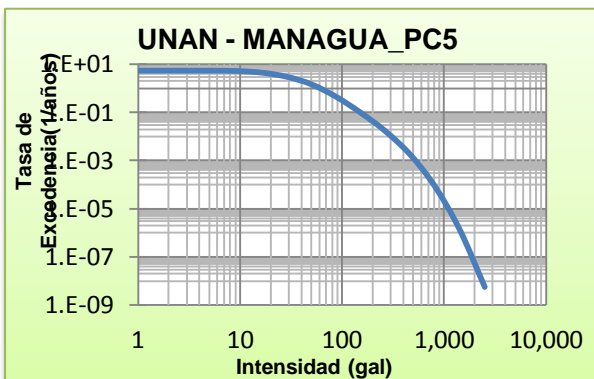


Figura A.5. Curva de tasa de excedencia para el PC1 y PR de 500 años.

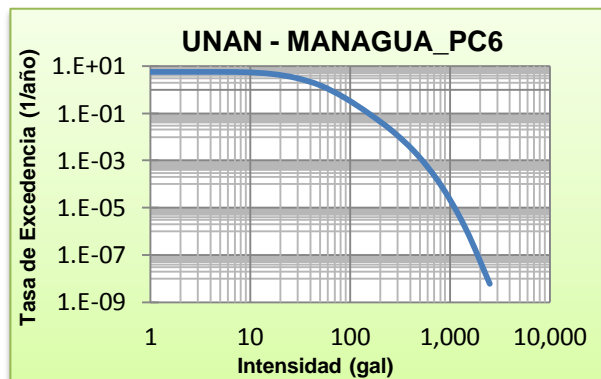


Figura A.6. Curva de tasa de excedencia para el PC1 y PR de 500 años.

ANEXO B. MAPAS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL CAMPUS DEL RECINTO UNIVERSITARIO "RUBÉN DARÍO" (RURD) DE LA UNAN-MANAGUA.

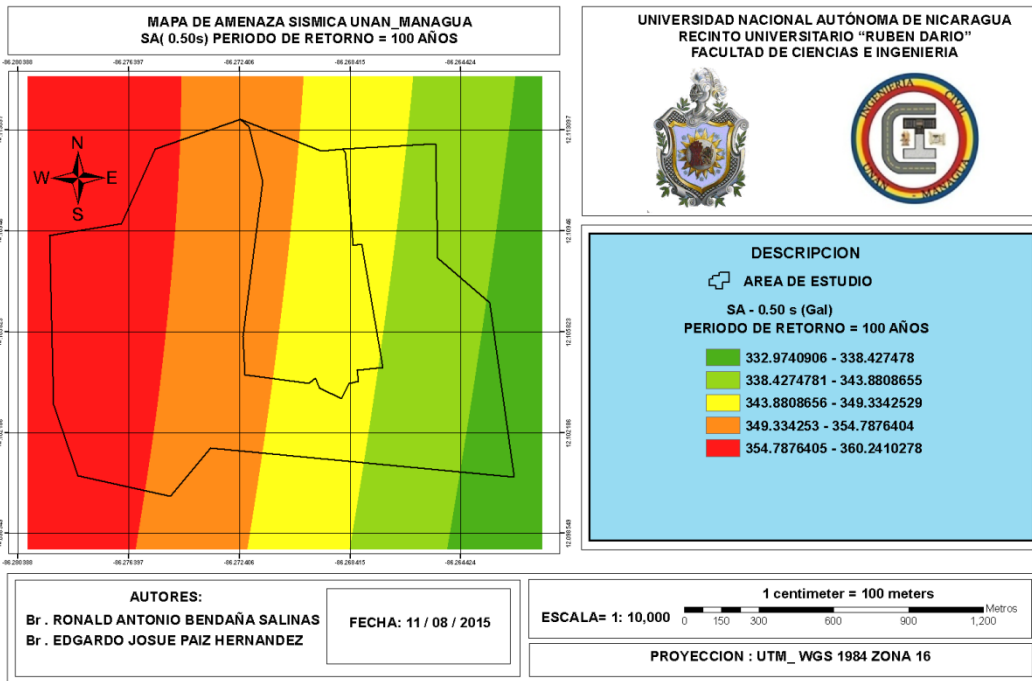


Figura B.1. Mapa de amenaza sísmica UNAN-Managua de aceleraciones espectrales SA y período estructural de 0.50 s, Período de retorno de 100 años.

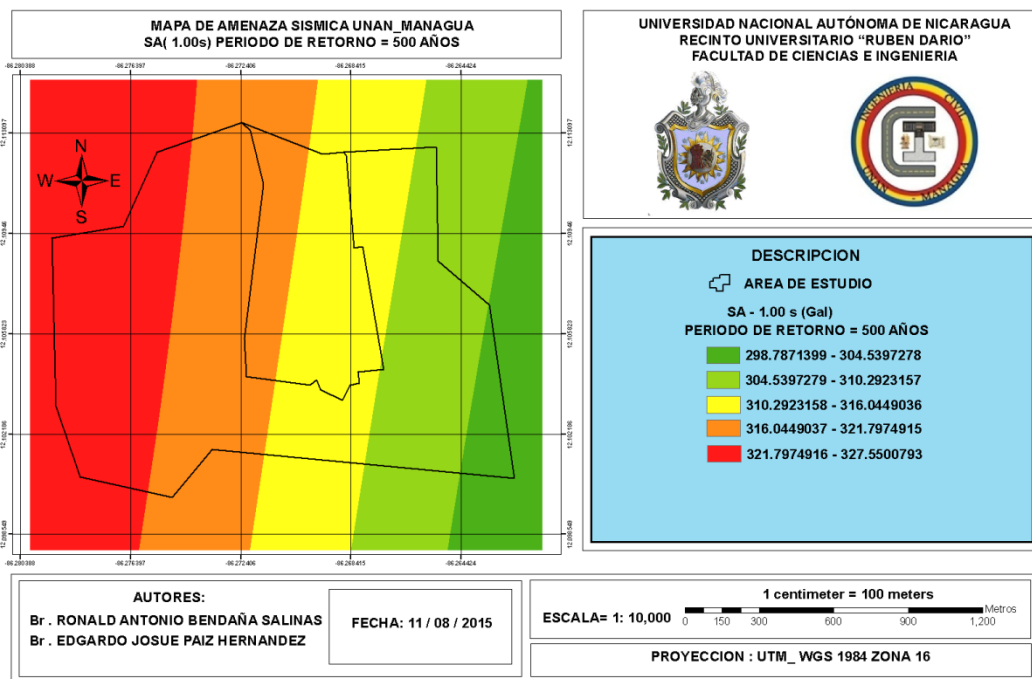


Figura B.2. Mapa de amenaza sísmica UNAN-Managua de aceleraciones espectrales SA y períodos estructural de 1.00 s, Período de retorno de 500 años.

Análisis de amenaza sísmica y respuesta de sitio considerando el potencial del fallamiento superficial en el campus del Recinto Universitario "Rubén Darío" (RURD) de la UNAN-Managua.

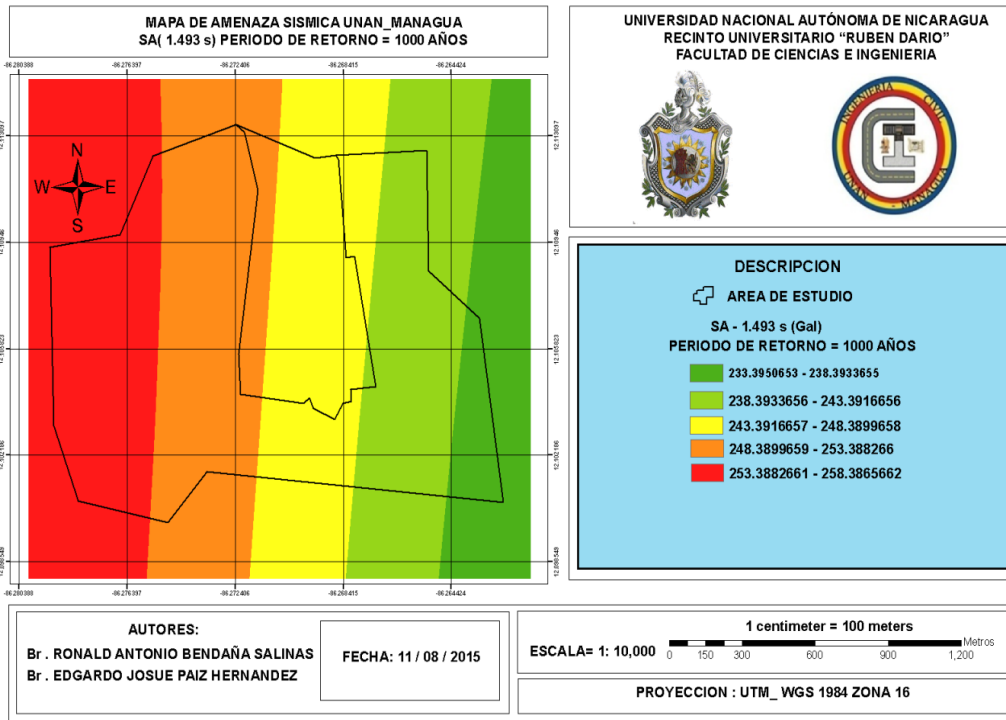


Figura B.3. Mapa de amenaza sísmica UNAN-Managua de aceleraciones espectrales SA y período estructural de 1.493 s, Período de retorno de 1000 años.

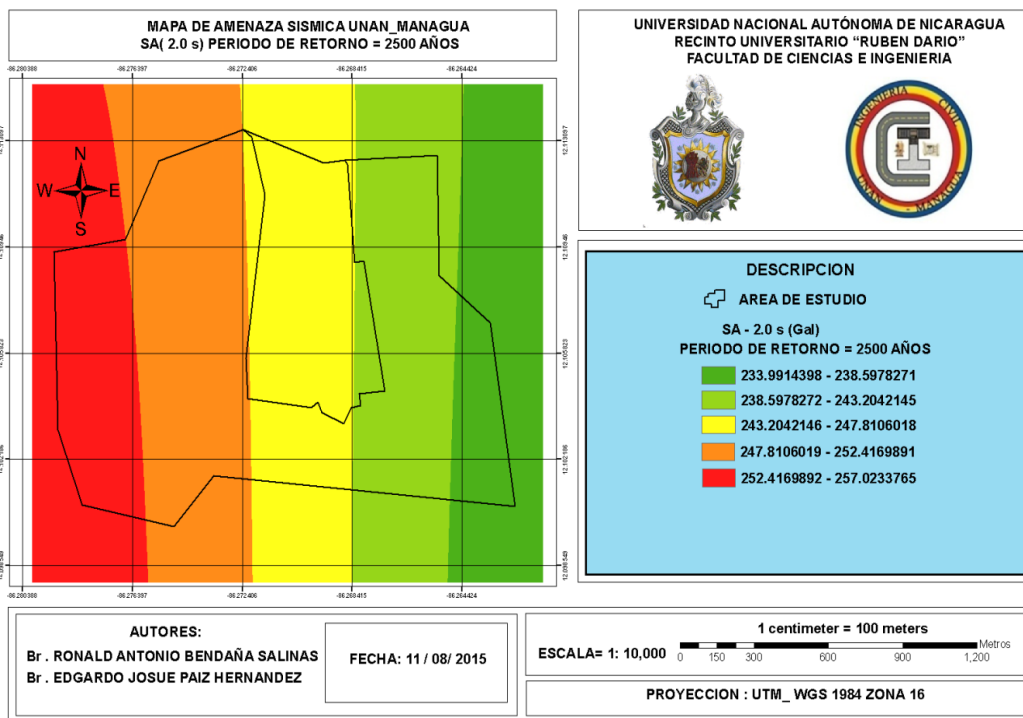


Figura B.4. Mapa de amenaza sísmica UNAN-Managua de aceleraciones espectrales SA y período estructural de 2.00 s, Período de retorno de 2500 años.

ANEXO C. EQUIPO DE ADQUISICION DE REGISTROS EN CAMPO.



ANEXO C.1. Sismógrafo triaxial SR04S3 marca SARA.