

Evaluación del Impacto Ingenieril de un Terremoto en la Península de Nicoya



INFORME FINAL Volumen IV

Preparado por
Programa de Ingeniería Sísmica, LANAMME
Universidad de Costa Rica
Coordinador del Proyecto: Ing. Guillermo Santana, Ph.D.

para
Comisión Nacional de Emergencias

Setiembre 1999

TABLA DE CONTENIDOS

VOLUMEN I

1. Descripción del proyecto	1-1
1.1 Introducción	1-1
1.2 Beneficiarios	1-1
1.3 Objetivos	1-1
1.3.1 Objetivo general	1-1
1.3.2 Objetivos específicos	1-2
1.4 Productos	1-2
1.5 Esquema organizativo	1-2
1.6 Tareas específicas	1-3
1.7 Instituciones y personas contactadas	1-5
1.8 Programa de giras de comprobación de campo	1-7
1.9 Evaluación de parte del WSSI	1-8
1.10 Clasificación de instalaciones	1-8
2. Sistemas de Información Geográfica (SIG)	2-1
2.1 Definición de un SIG	2-1
2.2 Ejemplos de aplicaciones de SIG	2-1
2.3 Paquetes SIG disponibles en el mercado	2-2
2.4 Atributos y componentes de un SIG	2-3
2.4.1 Captura de datos	2-3
2.4.2 Análisis	2-4
2.4.3 Manipulación	2-6
2.4.4 Indagación	2-7
2.4.5 Despliegue y reporte	2-8
2.5 Características de los datos de un SIG	2-9
2.6 Estructura de base de datos	2-11
3. Esquema de Análisis de Amenaza Sísmica	3-1
3.1 Método general	3-1
3.2 Tipo de análisis	3-1
3.3 Modelaje de sismicidad y fallas	3-1
3.4 Modelaje de la frecuencia sísmica	3-3
3.5 Modelaje del movimiento del suelo	3-3
3.6 Estimación de la Amenaza en Sitio	3-4
3.7 Análisis de incertidumbre	3-6
3.8 Efectos locales del sitio	3-6
3.9 Amenazas colaterales	3-8

4.	Determinación de la Amenaza Sísmica mediante SIG	4-1
4.1	Datos digitales requerido	4-1
4.2	Modelaje del movimiento del suelo	4-1
4.2.1	Análisis probabilístico	4-1
4.2.2	Análisis determinístico	4-2
4.3	Efectos locales del sitio	4-3
4.3.1	Modificación del movimiento del suelo	4-3
4.3.2	Licuefacción	4-4
4.3.3	Deslizamientos	4-5
4.3.4	Ruptura del suelo	4-5
4.4	Amenazas colaterales	4-6
4.4.1	Inundación	4-6
4.4.2	Incendios debidos a sismo	4-7
5.	Referencias y figuras	5-1
6.	Ilustraciones	6-1
7.	Anexos. Fórmulas de investigación de campo.	7-1

VOLUMEN II

1.	Generalidades	1-1
1.1	Introducción	1-1
1.2	Objetivos	1-2
1.2.1	Objetivo general	1-2
1.2.2	Objetivos específicos	1-2
1.3	Alcance	1-3
1.4	Antecedentes	1-3
2.	Aspectos teóricos	2-1
2.1	Consideraciones sobre ingeniería sísmica	2-1
2.1.1	Tectónico global y origen de los terremotos	2-1
2.1.2	Transmisión de la energía sísmica	2-2
2.1.3	Características principales de los sismos	2-3
2.1.3.1	Magnitud del sismo	2-3
2.1.3.2	Foco y epicentro	2-5
2.1.3.3	Intensidad	2-5
2.1.3.4	Momento Sísmico	2-6

2.1.3.5	Energía Sísmica	2-6
2.2	Sistemas de Información Geográfica	2-6
2.2.1	Definición y características	2-6
2.2.2	Atributos de un SIG	2-7
2.2.2.1	Captura de datos	2-7
2.2.2.2	Análisis	2-7
2.2.2.3	Manipulación	2-8
2.2.2.4	Selección	2-9
2.2.2.5	Despliegue	2-9
3.	Distribución de la aceleración del sismo de Nicoya	3-1
3.1	Ubicación y características del sismo	3-1
3.2	Propagación de la onda sísmica	3-2
3.3	Distribución de la aceleración pico para el sismo de Nicoya	3-5
4.	Evaluación de daños en carreteras	4-1
4.1	Licuación	4-1
4.1.1	Probabilidad de licuación	4-3
4.1.2	Zonas con probabilidad de licuación	4-4
4.1.3	Deformación permanente del suelo por licuación	4-5
4.1.4	Deformaciones en la zona de Guanacaste	4-6
4.2	Deslizamientos	4-6
4.2.1	Desplazamientos permanentes del terreno por deslizamiento	4-7
4.2.2	Determinación de deformaciones en la zona de Guanacaste	4-8
4.3	Determinación de daños en carreteras	4-8
4.4	Daños esperados en las carreteras de Guanacaste	4-10
5.	Determinación de daños en puentes	5-1
5.1	Metodología de análisis de daños	5-1
5.2	Otros enfoques existentes	5-1
5.3	Descripción del método del "Risk Management Solutions, Inc"	5-3
5.3.1	Clasificación de puentes	5-4
5.3.2	Definición de los estados de daños	5-5
5.3.3	Funciones de daños en puentes	5-5
5.4	Revisión de la metodología para el sismo de Limón	5-6
5.5	Daños causados por el efecto de la aceleración	5-7
5.6	Daños esperados debido a la licuación	5-8
5.7	Daños ocasionados por la combinación de efecto de la aceleración y la licuación	5-9
6.	Conclusiones y recomendaciones	6-1

6.1 Conclusiones	6-1
6.2 Recomendaciones	6-2
7. Referencias	7-1
Anexo A: Relaciones de atenuación	A-1
Anexo B: Mapas de aceleración, geología y pendientes	B-1
Anexo C: Estratigrafía de Guanacaste	C-1
Anexo D: Curvas de fragilidad	D-1
Anexo E: Clasificación, daños calculados y daños observados observados para los principales puentes de la zona de Limón	E-1
Anexo F: Clasificación, descripción y daños esperados para los puentes de Guanacaste.	F-1
Anexo G: Definición y componentes de los puentes	G-1

VOLUMEN III

1. Generalidades	1-1
1.1 Introducción	1-1
1.2 Objetivos	1-3
1.2.1 Objetivo general	1-3
1.2.2 Objetivos específicos	1-3
1.3 Alcance del proyecto	1-4
1.4 Antecedentes teórico y/o prácticos del problema	1-5
2. Antecedentes	2-1
2.1 Aspectos Generales sobre desastres naturales	2-1
2.1.1 Efectos de los desastres	2-1
2.1.2 Definiciones	2-2
2.1.3 Amenaza y Riesgo Sísmico	2-3
2.2 Peligros Geológicos	2-4
2.2.1 Visión general del proceso de la planificación para el desarrollo	2-4

2.2.2 Terremotos	2-5
3. La Zona de Estudio	3-1
3.1 Delimitación	3-1
3.2 Historia Sísmica	3-3
4. Metodología para la Estimación de Daño para Edificios en General	4-1
4.1 Descripción de la metodología	4-1
4.1.1 Datos de Entrada Requeridos para el Análisis	4-2
4.1.2 Funciones de Daño	4-2
4.2 Descripción de los tipos de modelos para edificios	4-5
4.2.1 Sistemas Estructurales	4-6
4.3 Daño Estructural	4-9
4.4 Daño en edificios debido al movimiento del terreno	4-18
4.4.1 Generalidades	4-18
4.4.2 Curvas de Capacidad	4-18
4.4.3 Curvas de Fragilidad	4-20
4.4.4 Curvas de Fragilidad Estructural para PGA	4-21
4.5 Daño en Edificios debido a falla del terreno	4-21
4.5.1 Generalidades	4-21
4.5.2 Curvas de Fragilidad–Desplazamiento permanente del terreno	4-21
4.5.3 Asentamiento del terreno	4-23
5. Distribución de la Aceleración Pico en la Zona en Estudio	5-1
5.1 Generalidades	5-1
5.2 Relaciones de atenuación de Youngs et al	5-1
6. Caracterización de las Estructuras de los Centros Educativos y de Salud	6-1
6.1 Problemas de configuración en las edificaciones	6-1
6.1.1 Longitud	6-2
6.1.2 Flexibilidad	6-3
6.1.3 Falta de Redundancia	6-3
6.1.4 Torsión	6-4
6.1.5 Flexibilidad del diafragma	6-5
6.1.6 Concentración de esfuerzo en planta	6-6
6.1.7 Concentración de masa	6-6
6.1.8 Columnas débiles	6-7
6.1.9 Pisos débiles	6-7

6.2 Infraestructura de los Centros Educativos	6-8
6.2.1 Aspectos generales	6-8
6.2.2 Centros Educativos en estudio	6-9
6.3 Infraestructura de los Centros de Salud	6-15
6.3.1 Aspectos generales	6-15
6.3.2 Centros de Salud en estudio	6-15
6.4 Descripción de las estructuras analizadas	6-18
7. Daños en los Centro Educativos y de Salud	7-1
7.1 Aspectos generales	7-1
7.2 Descripción de daños de las estructuras considerando el PGA	7-2
7.2.1 Daños esperados para los Centros Educativos	7-2
7.2.2 Descripción de daños en Centros de Salud	7-7
7.3 Daños por deslizamiento del terreno	7-10
7.4 Daños por licuación en las estructuras	7-10
7.5 Daños esperados en las estructuras de los centros educativos y de salud	4-10
8. Conclusiones y Recomendaciones	8-1
8.1 Conclusiones	8-1
8.2 Recomendaciones	8-6
9. Referencias Bibliográficas	9-1
Anexo A:	
Matriculas en escuela de la zona en estudio	A-1
Colegios de la zona de estudio	A-20
Anexo B: Escuelas y clínicas evaluadas en el estudio	
Escuelas de Puntarenas	B-1
Escuelas de Guanacaste	B-12
Colegios de Puntarenas	B-37
Colegios de Guanacaste	B-51
Clínicas de Puntarenas	B-79
Clínicas de Guanacaste	B-86

VOLUMEN IV

1. Introducción	1-1
1.1 Justificación	1-1
1.2 Objetivos	1-4
1.3 Ubicación del área de estudio	1-5
1.4 Metodología	1-6
2. Marco geológico	2-1
2.1 Antecedentes sobre el origen y emplazamiento del Complejo de Nicoya y la cobertura sedimentaria	2-1
2.2 Estratigrafía Regional	2-4
2.2.1 Complejo de Nicoya	2-5
2.2.2 Formación Sabana Grande	2-6
2.2.3 Formación Conglomerado Barbudal	2-6
2.2.4 Formación Rivas o Curú	2-7
2.2.5 Rocas clásticas y bioclásticas	2-8
2.2.5.1 Formación Barra Honda	2-8
2.2.5.2 Formación Brito	2-8
2.2.6 Formación Masachapa	2-9
2.2.7 Rocas volcánicas	2-9
2.2.7.1 Formación Bagaces	2-10
2.2.7.2 Formación Liberia	2-10
2.2.8 Manglares y Pantanos	2-11
2.2.9 Depósitos Recientes	2-11
2.3 Aspectos geomorfológicos y neotectónicos	2-14
2.3.1 Consideraciones generales	2-14
2.3.2 Formas de origen volcánico denudacional	2-16
2.3.2.1 Serranías de la Península de Nicoya	2-16
2.3.2.2 Meseta volcánica de Santa Rosa	2-17
2.3.3 Formas de origen sedimentario denudacional	2-17
2.3.4 Formas de origen fluvial	2-18
2.3.5 Consideraciones sobre Neotectónica	2-18
2.4 Aspectos de geología estructural	2-20
3. Aspectos sismológicos	3-1
3.1 Sismotectónica	3-1
3.2 Sismicidad en la región del Pacífico norte de Costa Rica	3-10
4. Generalidades sobre amplificación de la señal sísmica en el subsuelo	4-1

4.1	Introducción	4-1
4.2	Características del movimiento sísmico del terreno	4-2
4.2.1	Parámetros de amplitud	4-2
4.2.2	Parámetros de contenido de frecuencias	4-4
4.2.2.1	Espectro del movimiento sísmico del terreno	4-5
4.2.2.2	Parámetros espectrales	4-7
4.2.2.3	Razón $v_{m\acute{a}x}/a_{m\acute{a}x}$	4-8
4.2.3	Duración	4-8
4.2.4	Discusión	4-9
4.3	Factores que afectan el movimiento sísmico del terreno	4-10
4.4	Influencia de las condiciones del suelo en las características del movimiento sísmico del terreno	4-12
5.	Programa de análisis de respuesta sísmica del terreno	5-1
5.1	Limitaciones que presenta el programa SHAKE (NORAD-CEPREDENAC, 1997)	5-1
5.2	Modelo matemático del SHAKE	5-2
5.3	El efecto de las propiedades del semi-espacio elástico	5-7
5.4	Transformada de Fourier	5-8
5.5	Comportamiento no lineal del suelo	5-9
5.6	Método lineal equivalente	5-9
5.7	Método de solución exacta	5-11
6.	Análisis de la información obtenida	6-1
6.1	Mapa geológico	6-1
6.2	Mapa tipos de suelos	6-2
6.3	Mapa geológico y sondeos geofísicos	6-4
6.4	Determinación de los parámetros geofísicos del suelo y roca a utilizar en el análisis	6-9
7.	Resultados del programa de análisis de respuesta sísmica terreno	7-1
7.1	Movimientos sísmicos de entrada y su influencia en la amplificación sísmica	7-1
7.2	Resultados generales del programa	7-3
7.3	Métodos espectrales y funciones de transferencia	7-4
7.4	Espectros de respuesta propuestos y funciones de transferencia	7-5
7.5	Resultados generales de los tres grupos de pozos estudiados	7-29
7.6	Espectros de diseño propuestos	7-33
7.7	Limitaciones	7-40
8.	Conclusiones	8-1

8.1 Conclusiones	8-1
8.2 Recomendaciones	8-5
9. Bibliografía	9-1
<u>ANEXO 1</u> Información general de los movimientos sísmicos utilizados	A1
<u>ANEXO 2</u> Perfiles geológicos de los pozos utilizados en los tres grupos de estudio y resultados del programa	A2-1
• Primer grupo de estudio	A2-2
• Segundo grupo de estudio	A2-3
• Tercer grupo de estudio	A2-4
• Grupo A	A2-5
• Grupo B	A2-6

VOLUMEN V

1. Introducción	1-1
1.1 Justificación	1-1
1.2 Objetivos	1-2
1.3 Alcance y limitaciones	1-2
1.4 Metodología	1-3
2. Vulnerabilidad sísmica y tipos de daños en puentes	2-1
2.1 Generalidades	2-1
2.2 Tipos de daños en puentes debidos a terremotos	2-1
2.2.1 Desplazamientos	2-1
2.2.2 Daños en columnas	2-4
2.2.3 Fallas en las uniones	2-5
2.2.4 Falla en las fundaciones	2-5
3. Estimación de la demanda sísmica	3-1
3.1 Antecedentes	3-1
3.2 Medición de los sismos	3-1
3.3 Atenuación de la aceleración del terreno	3-3
3.4 Aplicación de las relaciones de atenuación al terremoto de Nicoya	3-5
3.5 Determinación del espectro de respuesta para el análisis	3-7
4. Descripción de la estructura	4-1
4.1 Localización	4-1
4.2 Generalidades	4-1
4.3 Especificaciones	4-1
4.3.1 Diseño y construcción	4-1
4.3.2 Materiales	4-2
4.3.2.1 Concreto	4-2
4.3.2.2 Acero de refuerzo	4-2
4.4 Descripción de la superestructura	4-2
4.4.1 Tramo de vigas de concreto postensado	4-2
4.4.2 Tramo de vigas tipo canaleta	4-3
4.5 Descripción de la subestructura	4-3
4.5.1 Bastiones	4-4
4.5.2 Pila	4-4
4.6 Apoyos y conexiones	4-4
4.6.1 Claros de vigas tipo I postensadas	4-5
4.6.2 Claro de vigas pretensadas tipo canaleta	4-5

5.	Consideraciones acerca del modelo y método de análisis	5-1
5.1	Descripción del programa SEISAB	5-1
5.1.1	Introducción	5-1
5.1.2	Características del modelo generado	5-1
5.1.3	Métodos de análisis	5-3
5.1.4	Combinación de respuestas modales	5-3
5.1.5	Combinaciones de carga	5-4
5.2	Modelo de la superestructura	5-4
5.3	Modelo de la pila	5-5
5.4	Modelo de bastiones y fundaciones	5-6
5.4.1	Efecto del suelo en placas aisladas	5-6
5.4.2	Efecto del suelo en los bastiones	5-9
6.	Análisis de resultados	6-1
6.1	Discusión acerca del modelo utilizado	6-1
6.2	Caracterización modal	6-2
6.3	Revisión de desplazamientos	6-3
6.3.1	Desplazamientos en los bastiones	6-3
6.3.2	Desplazamientos en las conexiones pila-superestructura	6-5
6.4	Revisión de la columna de la pila	6-6
6.4.1	Flexocompresión	6-6
6.4.2	Cortante	6-8
6.5	Revisión de la placa de fundación de la pila	6-9
6.6	Revisión de conexiones	6-11
6.6.1	Llaves de cortante	6-11
6.6.2	Dovelas	6-11
7.	Conclusiones y recomendaciones	7-1
7.1	Conclusiones	7-1
7.2	Recomendaciones	7-4
8.	Referencias	8-1
Anexo A:	Detalles constructivos para los componentes principales del puente sobre el Río Nosara.	A-1
Anexo B:	Diagramas para la estimación de α y β	B-1

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de placas tectónicas de la región América Central	1-2
Figura 1.2: Posible área de falla del terremoto de Nicoya	1-8
Figura 1.3: Mapa de ubicación	1-9
Figura 2.1: Mapa geológico	2-12
Figura 2.2: Cuadro sinóptico de correlación cronoestratigráfica de las Cuenas Sámaro-Cabo Blanco y Tempisque	2-13
Figura 3.1: Marco tectónico de la región Mesoamericana	3-1
Figura 3.2: Compilación geológica y rasgos tectónicos del área antearco del sureste de América Central	3-2
Figura 3.3: Direcciones de máximos esfuerzos compresivos horizontales (MHCS) en Costa Rica	3-3
Figura 3.4: Modelo neotectónico que muestra la indentación del Levantamiento de Coco en la región central y sur de Costa Rica	3-4
Figura 3.5: Mapa con proyección de edades de la placa Coco	3-5
Figura 3.6: Segmentos de subducción de Costa Rica y Nicaragua	3-8
Figura 4.1: Análisis de regresión para aceleraciones pico registradas durante el sismo en el Valle Imperial del 15 de octubre, 1979	4-11
Figura 4.2: Aceleraciones máximas en roca para sismos con magnitud ≈ 6.6	4-11
Figura 4.3: Valores promedio de aceleraciones máximas en roca	4-12
Figura 4.4: Comparación de curvas de atenuación para sitios de roca y el sismo del Valle Imperial	4-13
Figura 4.5: Relaciones aproximadas entre aceleraciones máximas en roca y otras condiciones locales	4-13
Figura 4.6: Curvas de aceleraciones pico en terrenos de suelo firme ($M_s=7.5$)	4-15
Figura 4.7: Comparación de curvas de atenuación para los sismos del oeste y este de los Estados Unidos	4-15

Figura 4.8: Determinación del espectro de respuesta aceleración normalizado	4-17
Figura 4.9: Espectros de aceleración promedio para diferentes condiciones locales	4-18
Figura 4.10: Espectros para el 84.1% valor percentil para diferentes condiciones locales	4-19
Figura 4.11: Curvas espectrales normalizadas recomendadas para usarse en código de construcción	4-20
Figura 4.12: Curvas espectrales para usarse en código de construcción normalizados por la EPA para sitios de condiciones firmes	4-21
Figura 5.1: Esquema del modelo unidimensional de propagación de ondas cortantes	5-2
Figura 5.2: Modelo unidimensional con distintas condiciones de frontera	5-8
Figura 5.3: Diagrama de flujo del análisis lineal equivalente que utiliza el SHAKE	5-10
Figura 6.1: Mapa tipos de suelos	6-5
Figura 6.2: Mapa geológico y sondeos geofísicos	6-6
Figura 6.3: Perfil sísmico generalizado (PS 2)	6-7
Figura 6.4: Perfil geoelectrico generalizado (PE 3)	6-8
Figura 6.5: Variación promedio de la velocidad de onda compresiva (V_p) con la profundidad en depósitos inconsolidados	6-11
Figura 6.6: Variación promedio de la velocidad de onda cortante (V_s) con la profundidad en depósitos inconsolidados saturados	6-12
Figura 6.7: Relación promedio entre las velocidades de onda cortante (V_s) y compresiva (V_p) en depósitos inconsolidados saturados y no saturados	6-13
Figura 6.8: Variación promedio de la razón de poisson con la profundidad en depósitos inconsolidados saturados	6-14
Figura 6.9: Variación promedio de la densidad con la velocidad de onda cortante en depósitos inconsolidados no saturados	6-15

Figura 6.10: Variación promedio de la densidad con la velocidad de onda cortante en depósitos inconsolidados saturados	6-16
Figura 7.1: Espectro de respuesta de las aceleraciones “Sismo de Limón” (5% amortiguamiento)	7-2
Figura 7.2: Espectro de respuesta de las aceleraciones “Sismo de Loma Prieta” (5% amortiguamiento)	7-2
Figura 7.3: Espectros de respuesta de las aceleraciones para el primer grupo de estudio “Sismo de Limón” (5% amortiguamiento)	7-5
Figura 7.4: Espectros de respuesta de las aceleraciones para el primer grupo de estudio “Sismo de Loma Prieta” (5% amortiguamiento)	7-6
Figura 7.5: Espectros de respuesta promedio de las aceleraciones para el primer grupo de estudio (5% amortiguamiento)	7-6
Figura 7.6: Funciones de transferencia para el primer grupo de estudio “Sismo de Limón”	7-10
Figura 7.7: Funciones de transferencia para el primer grupo de estudio “Sismo de Loma Prieta”	7-11
Figura 7.8: Funciones de transferencia promedio para el primer grupo de Estudio	7-11
Figura 7.9: Espectros de respuesta de las aceleraciones para el segundo grupo de estudio “Sismo de Limón” (5% amortiguamiento)	7-14
Figura 7.10: Espectros de respuesta de las aceleraciones para el segundo grupo de estudio “Sismo de Loma Prieta” (5% amortiguamiento)	7-14
Figura 7.11: Espectros de respuesta promedio de las aceleraciones para el segundo grupo de estudio (5% amortiguamiento)	7-15
Figura 7.12: Funciones de transferencia para el segundo grupo de estudio “Sismo de Limón”	7-16
Figura 7.13: Funciones de transferencia para el segundo grupo de estudio “Sismo de Loma Prieta”	7-16
Figura 7.14: Funciones de transferencia promedio para el segundo grupo estudio	7-17

Figura 7.15: Espectros de respuesta de las aceleraciones para el tercer grupo de estudio “Sismo de Limón” (5% amortiguamiento)	7-18
Figura 7.16: Espectros de respuesta de las aceleraciones para el tercer grupo de estudio “Sismo de Loma Prieta” (5% amortiguamiento)	7-19
Figura 7.17: Espectros de respuesta promedio de las aceleraciones para el tercer grupo de estudio “Grupo A” (5% amortiguamiento)	7-23
Figura 7.18: Espectros de respuesta de las aceleraciones para el tercer grupo de estudio “Grupo B” (5% amortiguamiento)	7-23
Figura 7.19: Funciones de transferencia para el tercer grupo de estudio “Sismo de Limón” (Grupo A)	7-25
Figura 7.20: Funciones de transferencia promedio para el tercer grupo de estudio (Grupo A)	7-25
Figura 7.21: Funciones de transferencia para el tercer grupo de estudio “Sismo de Limón” (Grupo B)	7-26
Figura 7.22: Funciones de transferencia promedio para el tercer grupo de estudio (Grupo B)	7-26
Figura 7.23: Mapa de Períodos de oscilación del suelo	7-32
Figura 7.24: Espectros de diseño y espectros de respuesta para el primer grupo de estudio “Sismo de Limón”	7-34
Figura 7.25: Espectros de diseño y espectros de respuesta para el primer grupo de estudio “Sismo de Loma Prieta”	7-34
Figura 7.26: Espectros de diseño y espectros de respuesta para el segundo grupo de estudio “Sismo de Limón”	7-36
Figura 7.27: Espectros de diseño y espectros de respuesta para el segundo grupo de estudio “Sismo de Loma Prieta”	7-36
Figura 7.28: Espectros de diseño y espectros de respuesta para el tercer grupo de estudio “Sismo de Limón” (Grupo A)	7-37
Figura 7.29: Espectros de diseño y espectros de respuesta para el tercer grupo de estudio “Sismo de Loma Prieta” (Grupo A)	7-38
Figura 7.30: Espectros de diseño y espectros de respuesta para el tercer	

grupo de estudio "Sismo de Limón" (Grupo B)	7-39
Figura 7.31 Espectros de diseño y espectros de respuesta para el tercer grupo de estudio "Sismo de Loma Prieta" (Grupo B)	7-39

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 7.1: Valores espectrales de los movimientos sísmicos de entrada utilizados	7-2
Tabla 7.2: Valores espectrales y factores de amplificación para el primer grupo de estudio	7-7
Tabla 7.3: Valores espectrales y factores de amplificación para el segundo grupo de estudio	7-13
Tabla 7.4: Períodos y factores de amplificación de las amplitudes máximas obtenidos de las funciones de transferencia promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (segundo grupo de estudio)	7-15
Tabla 7.5: Valores espectrales y factores de amplificación para el tercer grupo de estudio	7-20
Grupo A	7-21
Grupo B	7-22
Tabla 7.6: Períodos y factores de amplificación de las amplitudes máximas obtenidos de las funciones de transferencia promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (tercer grupo de estudio, Grupo A)	7-24
Tabla 7.7: Períodos y factores de amplificación de las amplitudes máximas obtenidos de las funciones de transferencia promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (tercer grupo de estudio, Grupo B)	7-24
Tabla 7.8: Períodos y aceleraciones espectrales de las amplitudes máximas obtenidos de los espectros de respuesta promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (Grupo A)	7-27
Tabla 7.9: Períodos y aceleraciones espectrales de las amplitudes máximas obtenidos de los espectros de respuesta promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (Grupo B)	7-28
Tabla 7.10: Valores de amplificación obtenidos de las funciones de transferencia promedio y los espectros de respuesta de los sismos de Limón y Loma Prieta (Grupo A)	7-28
Tabla 7.11: Valores de amplificación obtenidos de las funciones de transferencia promedio y los espectros de respuesta de los sismos de Limón y	

Loma Prieta (Grupo B)	7-28
Tabla 7.11: Resultados generales de los tres grupos de pozos estudiados	7-31

Capítulo I Introducción

1.1 Justificación

La estructura del suelo provoca una transformación de la señal sísmica que viaja de la roca a la superficie y se evidencia en una modificación de su amplitud y frecuencia. Dicho cambio puede variar los períodos predominantes del movimiento del suelo, de tal forma que coincidan con los períodos naturales de las estructuras civiles causando graves daños como consecuencia del fenómeno de resonancia.

En los últimos años gran cantidad de estructuras, tales como edificios públicos y privados, condominios, casas de habitación, naves industriales, iglesias, edificios comerciales y la infraestructura hídrica (canales de riego, avenamiento y pozos perforados y excavados) han sido dañados por eventos sísmicos, de aquí la importancia de estudiar las características del suelo y la vulnerabilidad de las estructuras.

La ubicación geotectónica de nuestro país, lo hace ser uno de los países de mayor actividad sísmica. La Península de Nicoya, situada cerca de dos segmentos de la placa oceánica de Coco con características diferentes (Hey, 1977; Burbach, Frolich, Pennington & Matumoto, 1984; Barquero, 1990; Protti, Güendel & McNally, 1995, entre otros), ha sido el centro de atención de muchos investigadores en sismotectónica. A lo anterior se suma el origen y modo de emplazamiento de las rocas más antiguas (Calloviano; según Baumgartner, 1984) para el Complejo de Nicoya de lo cual existen varios modelos, como por su alta sismicidad tanto histórica como reciente y su cercanía a la fosa Mesoamericana.

En la parte sureste de la Península de Nicoya se alinea noreste – suroeste el límite suave rugoso (Hey, 1977), el cual representa un límite de corteza fósil entre dos centros de dispersión diferentes (fig1.1). Uno lo representa el segmento de la placa Coco generada en el levantamiento del Pacífico Este y que subduce debajo de Nicaragua y noroeste de Costa Rica. La otra parte de la placa Coco es generada en el Centro de Dispersión de las Galápagos (Galapagos Hot Spot) o Punto Caliente de las Galápagos y subduce debajo de la parte central y sureste de Costa Rica (Protti, Güendel & McNally, 1995) (fig1.1). Además existen diferencias tanto en las velocidades de acreción como en la edad de ambos segmentos de corteza oceánica de la placa Coco.

El levantamiento de Coco representa una traza del paso de la placa Coco por el Punto Caliente de las Galápagos (Hey, 1977) y tiene una orientación N45°E (fig1.1). Se calcula que dicho levantamiento colisionó con la actual fosa Mesoamericana hace unos 2-2.5 m.a., lo que impuso un régimen de esfuerzos que predomina actualmente. Lo anterior representa un estudio neotectónico en un rango de edad entre 1-2 m.a. hasta el presente.

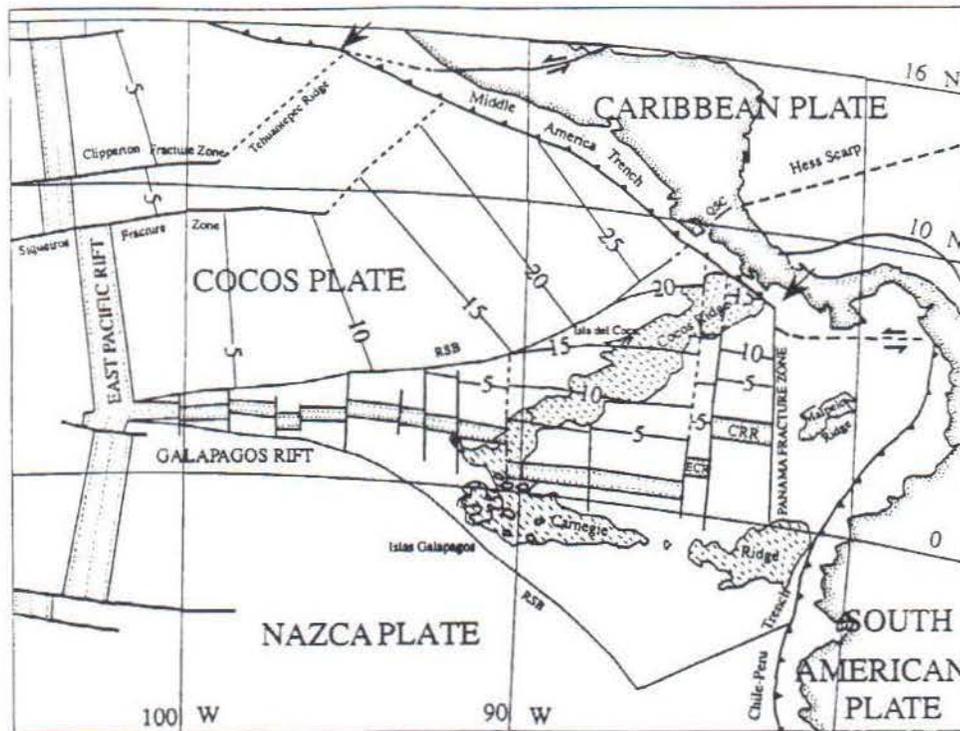


Fig 1.1: Distribución de la edad de la litosfera en m.a. de la placa Cocos. Las isocronas siguen el patrón de anomalías magnéticas reportado del mapa base y de las proyecciones de las razones de expansión de las dorsales del Pacífico Este y de las Galápagos. Las bandas punteadas representan la litosfera oceánica creada durante los últimos millones de años. Los levantamientos del Cocos Malpelo y Carnegie se muestran por el contorno equivalente a los 2000 metros. RBS es el límite suave-rugoso de Hey, 1977. Ambos límites dividen la litosfera de la placa Cocos creada a lo largo de la dorsal de las Galápagos y la creada en la dorsal del Pacífico Este. El límite sur (RSB) corresponde con el límite de la placa Nazca. QSC es la Contorsión Abrupta de Quesada. Las dos flechas de arriba hacia abajo señalan las uniones triples entre las placas Norteamericana-Coco-Caribe y Caribe-Coco-Nazca respectivamente (Tomado de Protti et al., 1995).

Por otro lado Montero & Morales (1990) relacionan los esfuerzos neotectónicos con la convergencia oblicua entre las placas Cocos y Caribe. La reinterpretación del origen de estos esfuerzos incluye la rotación observada en las trayectorias de los esfuerzos neotectónicos desde el antearco al arco interno.

Lo anterior explica de alguna manera el ambiente geotectónico en que se encuentra el área de la Península de Nicoya y en un marco más regional el Istmo Centroamericano, donde se encuentran dos puntos triples entre las placas Norteamericana - Cocos - Caribe y Caribe - Cocos - Nazca (fig 1.1).

Algunos investigadores en sismotectónica han propuesto la ocurrencia de posibles eventos sísmicos de subducción frente a la Península de Nicoya de magnitud importante (Güendel, 1986; Nishenko, 1989; Protti, 1991; Nishenko, 1991; Protti et al., 1995; Protti, Güendel y McNally, 1995). Los investigadores han propuesto un área de ruptura en la zona de Wadatti - Benioff que se extiende en superficie desde Marbella hasta Corozalito (fig 1.2), que puede estar relacionado con las diferencias en las acumulaciones de esfuerzos quizás debidas a la segmentación de la placa Cocos cerca de esta área con diferencias en las velocidades de acreción y de subducción.

En Costa Rica se han desarrollado estudios de amplificación sísmica sobre todo en el Valle Central: Gallegos (1980); Valverde (1981); Pujol & Castro (1981); Vargas (1987); Taylor (1994); Ramírez et al. (1994); Ramírez (1995) y Boschini & Flores (1997, en preparación). Sin embargo el área de la Península de Nicoya y la cuenca del Tempisque ha sido y es un área poco estudiada en este sentido, a pesar de que presenta características de alta sismicidad y grandes rellenos aluviales que la clasifican como una zona de alto riesgo a la amplificación de la señal sísmica.

El presente proyecto de tesis surgió a raíz del Proyecto de Investigación V.I. 321-96-578 del Programa de Ingeniería Sísmica del Laboratorio Nacional de Materiales y Modelos Estructurales (LANAMME) de la Universidad de Costa Rica en convenio con el Servicio Nacional de Aguas Subterráneas Riego y Avenamiento (SENARA), para la Evaluación del Impacto Ingenieril de un Terremoto en la Península de Nicoya, financiado por la Comisión Nacional de Emergencias (CNE).

Dicho proyecto pretende complementar tal investigación en los aspectos de amplificación sísmica en suelo blando (aluvión y sedimentos lacustres). Sumado a esto se pretende establecer un marco geológico y sismológico del área de la Península de Nicoya con el fin de complementar y obtener mayor información para dicho estudio.

1.2 Objetivos

Objetivo General de Trabajo

Delimitar las áreas que pueden estar sujetas a la amplificación sísmica, derivada de la presencia de depósitos aluviales cuaternarios en la Península de Nicoya y parte de la cuenca del Tempisque.

Objetivos Específicos

1. Determinar una correlación directa o indirecta entre las características de la fuente sísmica y la amplificación de la señal sísmica en la superficie de los depósitos aluviales.
2. Seleccionar un método de análisis teórico y práctico para la evaluación de la amplificación sísmica en los depósitos aluviales del área de estudio.
3. Determinar mediante la simulación del movimiento oscilatorio del terreno a partir de un registro acelerográfico de uno o más sismos registrados en roca, los valores de frecuencias predominantes en las máximas amplitudes de aceleración y velocidad en los depósitos aluviales del área de estudio, de tal forma que se puedan generalizar a toda el área de estudio.
4. Determinar cuáles propiedades físicas de los depósitos aluviales cuaternarios son de mayor importancia para efectos del estudio, y a la vez obtener valores que se puedan generalizar al área de estudio correlacionado con áreas de condiciones geológicas similares.

Objetivos Específicos de Trabajo

1. Establecer el marco geológico y sismológico del área de estudio con el fin de obtener los parámetros geológicos necesarios y de correlación para el estudio de la amplificación sísmica.
2. Revisión de las características de la fuente sísmica según estudios hasta ahora realizados en el área de estudio en tanto que afectan las características del movimiento sísmico en los depósitos aluviales y lacustres cuaternarios.
3. Desarrollar una metodología general de trabajo que permita obtener valores de amplificación sísmica y los principales factores involucrados.

4. Contribuir con información geológica y sísmológica en los proyectos de ordenamiento territorial (Mapa Geológico, Mapa de Tipos de suelos, Valores espectrales de aceleración y velocidad con los principales factores involucrados para zonificación sísmica, etc), como un medio por el cual se puede reducir el riesgo a los fenómenos geológicos.

1.3 Ubicación del área de estudio

El área de estudio abarca la parte central y norte de la Península de Nicoya, incluyendo gran parte de la Cuenca del Tempisque, correspondiendo con las hojas topográficas a escala 1/50000: Punta Gorda, Carrillo Norte, Monteverde, Matapalo, Belén, Tempisque, Villarreal, Diríá, Talolinga, Cerro Brujo, Matambú, Garza, Marbella y parte de la Hoja Curubandé (fig 1.3).

1.4 Metodología

Se partió de un estudio preliminar de amplificación sísmica realizado entre el Programa de Ingeniería Sísmica (LANAMME) en convenio con el SENARA, denominado “Vulnerabilidad Sísmica de la Infraestructura Hídrica de la Península de Nicoya”, realizado para la Comisión Nacional de Emergencias. Dicho estudio sirvió de base metodológica sin embargo esta fue modificada en algunos aspectos con el fin de mejorar la metodología de trabajo y comparar los resultados. Esta base metodológica se expone en parte a continuación, sin embargo algunos aspectos de esta metodología ya han sido expuestos en el trabajo preliminar, y por lo tanto no se tratarán en este estudio. La primera etapa consistió en la recopilación de informes de estudios técnicos de geofísica, geología e hidrogeología en el (SENARA). A lo anterior le precedió el seleccionar 17 pozos ubicados en el área de estudio, con registro de resistividad eléctrica, de los cuales se obtuvo la litología (fig. 6.1 y Anexo 2). La ubicación y la información litológica de los pozos se obtuvo con base en el archivo de pozos del SENARA. Con lo anterior fue posible recopilar parte de la información geofísica y litológica para obtener los parámetros necesarios que el programa SHAKE (EduPro Civil Systems, Inc., 1998) utiliza para el análisis de respuesta sísmica del terreno.

Se consideró necesario para el estudio establecer el marco geológico, geotectónico y sismológico del área de estudio. La geología del área se obtuvo a partir de los mapas de isopacas del estudio “Estructura Geológica Cuaternaria del Norte y Centro de la Península de Nicoya” por Denyer, Arias & Hernández (1993) realizado a escala 1/50000, este permitió establecer el límite geológico entre los depósitos aluviales cuaternarios y la roca. Las hojas topográficas que incluye dicho estudio son las siguientes: Punta Gorda, Carrillo Norte, Matapalo, Belén, Tempisque, Villarreal, Diríá, Talolinga, Cerro Brujo, Matambú y Garza (fig 1.3). Se utilizó también el cartografiado geológico a escala 1/50000 según Denyer & Arias (1992), correspondiente con las Hojas Punta Gorda, Belén, Matapalo y Carrillo Norte. El resto de la geología se obtuvo con base en los mapas geológicos a escala 1/200000 (Hojas Nicoya y Liberia) según Sáenz (1982). También se obtuvo información de las tesis de grado Faunaoli & Rossi (1991) y Arias (1998), donde se incluyen las Hojas Monteverde y Curubandé ambas a escala 1/50000 y del Mapa Geológico de Costa Rica a escala 1/500000 según Tournon y Alvarado (1995).

La información geológica se incorporó en un Sistema de Información Geográfica (SIG) para la elaboración de los mapas y figuras. Con base en un mapa geológico preliminar y tipos de suelos, se definieron las áreas de depósitos aluviales que pueden ser los que más modifiquen la señal sísmica según se ha observado con base en las experiencias de terremotos históricos y recientes.

Los datos de entrada necesarios para la operación del programa SHAKE, para el análisis de amplificación sísmica son cuatro:

1. Movimiento de entrada
2. Profundidad y espesor en metros de cada subcapa
3. Densidad de cada subcapa en kilogramos por metro cúbico (kg/m^3) dado en peso unitario (kN/m^3)

4. Módulo dinámico de corte $G = \rho \cdot (V_s)^2$ en MPa, para el cual se necesita obtener la velocidad de onda cortante (V_s) y la densidad en cada estrato y a cada profundidad.

Estos parámetros se obtuvieron mediante correlaciones de velocidades sísmicas y densidades obtenidas a partir de diversas fuentes que se presentan en el Capítulo VI. También mediante criterios geológicos y geotécnicos e ingenieriles, y con información de perfiles estratigráficos de pozos hidrogeológicos y estudios de geofísica en el área como se mencionó anteriormente.

Se utilizaron como movimientos de entrada los sismos de Limón (22 de abril, 1991), con magnitud momento ($M_w=7.6$; Laboratorio de Ingeniería Sísmica, UCR) y registrado en roca en la estación acelerográfica de Cachí, y el sismo de Loma Prieta (17 de octubre, 1989) con magnitud local ($M_L=7.1$) y registrado en roca en la estación de la Isla Yerva Buena, California.

La metodología de trabajo anterior permitió definir el perfil geológico y asignar los parámetros físicos y geofísicos de cada perfil geológico para la operación del programa SHAKE. Los resultados de esta parte del estudio se presentan en el Capítulo VII. Sin embargo debe ser claro la necesidad de geofísica de campo (p.ej. refracción sísmica) combinado con ensayos de la laboratorio para definir las propiedades in situ de áreas representativas de la región de estudio. Este estudio no puede sustituir estudios locales de respuesta sísmica del suelo ante cargas sísmicas debido básicamente a la escala de trabajo.

Finalmente con la base teórica y de reconocimiento en los aspectos geológicos y sismológicos del área de estudio, se hace una correlación de como influyen éstos en la amplificación de la señal sísmica, contenido de frecuencias, duración y otros parámetros de amplitud según el método lineal equivalente y de propagación unidimensional (vertical) de ondas cortantes en que se basa el análisis del programa SHAKE. La señal sísmica de entrada es considerada en aspectos muy importantes como duración, amplitud máxima y contenido de frecuencias. Estos aspectos dependen de las características de la fuente sísmica y de la trayectoria de la señal hasta los depósitos aluviales considerados como suelo blando en este estudio.

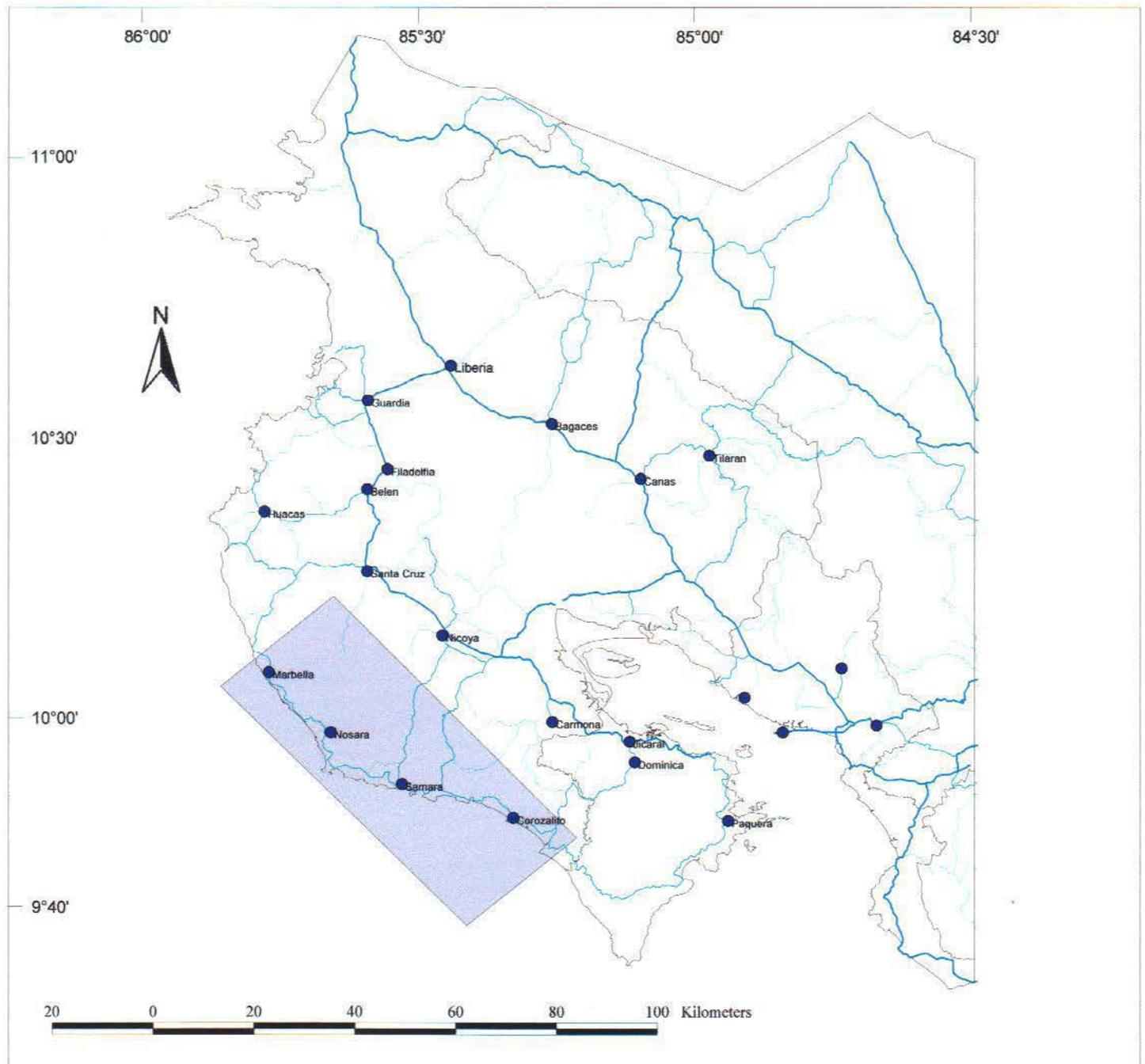
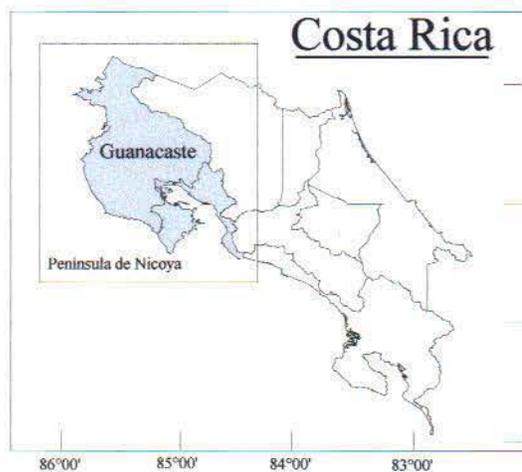


Figura 1.2: Posible área de falla del terremoto de Nicoya



- Ciudades
- Rutas nacionales
 - Primaria
 - Secundaria
 - Terciaria
- Limite provincial
- Area de falla

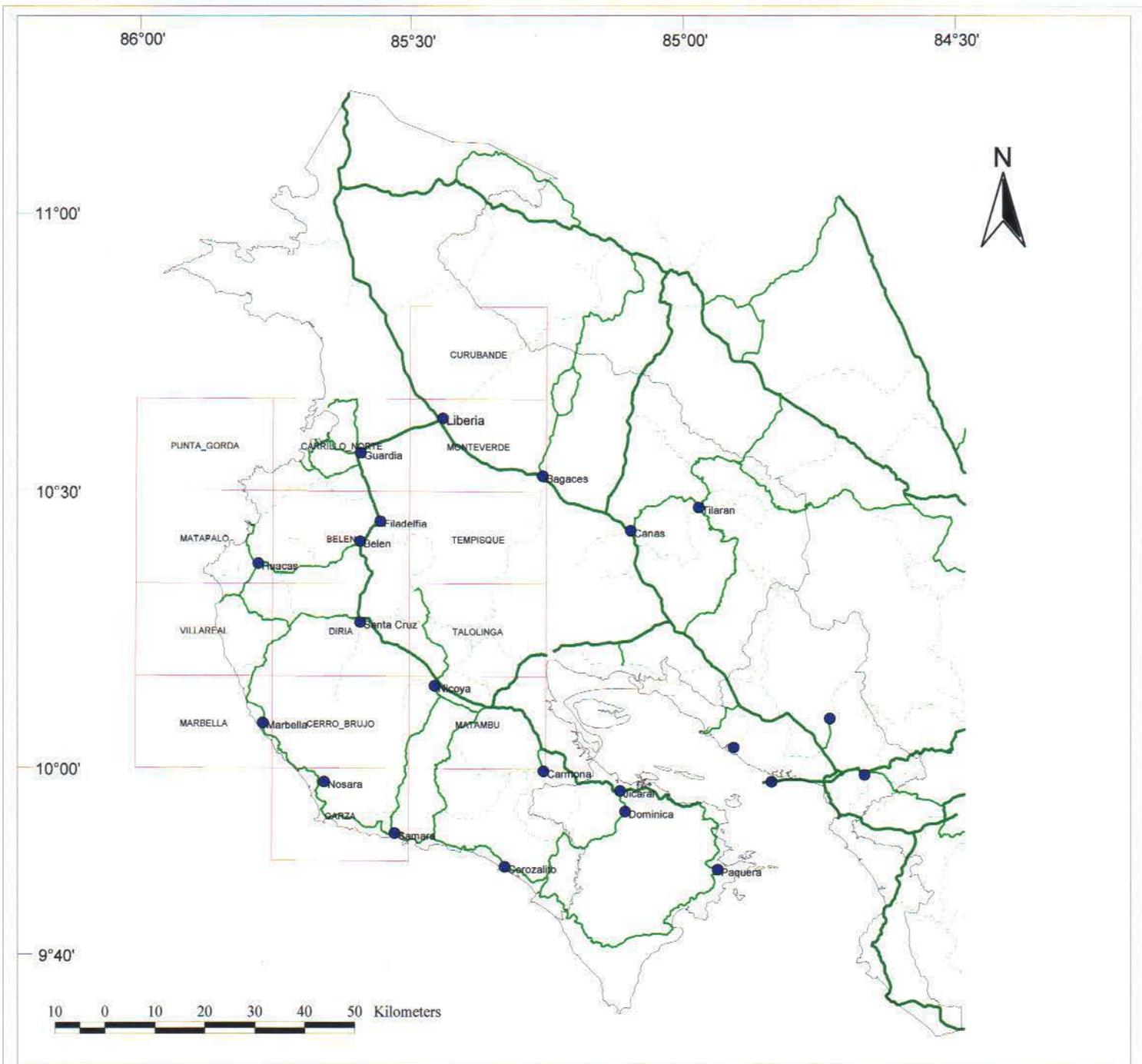


Figura 1.3: Mapa de Ubicación



Programa de Ingeniería Sísmica, LANAMME, U.C.R.

Capítulo II

Marco geológico

2.1 Antecedentes sobre el origen y emplazamiento del Complejo de Nicoya y la cobertura sedimentaria

Dengo (1962) en su estudio geológico de la región de Guanacaste propone que el Orógeno del sur de Centroamérica se inició con un arco de islas primitivo lo que él llama como arco insular volcánico cuya edad es probablemente del Jurásico o Cretácico inferior. Además menciona que las islas volcánicas probablemente se formaron a lo largo de zonas de transición entre corteza del Caribe occidental y corteza oceánica del Océano Pacífico. Estas islas dieron origen a las lavas y aglomerados del Complejo de Nicoya. Probablemente el vulcanismo continuó junto con sedimentación (en amplios canales y cuencas) e intrusiones de diabasa y gabro. Es en esta fase donde el mismo autor propone que las rocas más antiguas (peridotitas de la Península de Santa Elena) son más antiguas o contemporáneas al Complejo de Nicoya, o bien, pueden representar parte del basamento oceánico o del manto sub-cortical que ha aflorado. Esta fase es la que Dengo (1962) denomina prototectónica.

La fase orogénica que abarca desde finales del Cretácico hasta el Plioceno se caracterizó por emersión, hundimientos y movimientos tectónicos que produjeron plegamientos como resultado de esfuerzos compresivos noreste a suroeste. Se dio entonces la sedimentación en diferentes ambientes. La fase final Mioceno al Plioceno está marcado por un episodio volcánico.

La fase post-orogénica Plioceno-Pleistoceno se caracterizó por un levantamiento general acompañado por fallamiento normal que produjo la depresión del Tempisque. También está representada por el vulcanismo Cuaternario controlado por las líneas de afallamiento con dirección noroeste-sureste.

Galli-Olivier (1979) se refiere respecto al origen del complejo que la antigua fosa que dio origen al arco de islas de América Central estuvo en un ambiente intraoceánico, o sea en corteza oceánica, a partir de lo cual la colisión entre las placas Pacífica y Caribe en el Santoniano superior o Campaniano inferior se origina un prisma acresional ofiolítico compuesto por rocas del manto, corteza oceánica y rocas pelágicas. Ese proceso tectónico de prismas de acresión forman secuencias pseudoestratificadas que es lo que representa el Complejo de Nicoya.

De Boer (1979) propone que el arco externo de Costa Rica está formado principalmente por corteza oceánica que fue generada a lo largo de un centro de dispersión norte-sur llamado la Dorsal de Carnegie antecesor de Galápagos durante el Coniaciano tardío, y que ha sido expuesta a lo largo de la costa pacífica de Costa Rica debido a la interacción Coco-Caribe. Durante el Paleoceno esta corteza oceánica se fragmenta y forman las placas Coco y Caribe. La fragmentación origina dos cinturones volcánicos paralelos en el Valle del Tempisque, el cual es un remanente activo durante todo el Eoceno. La depresión del Tempisque es transformada en un área volcánica. Lo anterior permite postular según el autor que la subducción de la placa Coco debajo de la placa Caribe se inicia durante el Oligoceno, a lo que se le asocia el vulcanismo de la Cordillera de Tilarán.

Kuijpers (1979 y 1980) propone que las Unidades Matapalo y Esperanza se pueden considerar como tajadas de corteza oceánica que fueron generadas por la actividad de una dorsal oceánica. Dicha serie ofiolítica se empezó a acumular desde el Cretácico inferior hasta parte del Santoniano. El emplazamiento de estas unidades o “nappes” ofiolíticas como lo llama el autor estuvo asociado con intenso plegamiento. En el Campaniano y el Eoceno medio el área se onduló originando cuencas profundas. Desde el Mioceno se originaron ondulaciones corticales que dieron lugar a un domo (actual Península de Nicoya) y un sinclinal (Golgo de Nicoya) que son el resultado de la compresión de la placa Coco. De lo anterior resulta que el arco magmático permaneció desde el Campaniano directamente en el área de la Península de Nicoya y hay aceptación de que el actual arco fue originado por la placa Coco. Al parecer la zona de subducción quedó establecida a partir del Campaniano.

Schmidt – Effing (1980) propone el origen y emplazamiento del Complejo de Nicoya a partir de la dorsal asísmica Nicoya – Azuero, que se desarrolló y extendió muy lejos en el Pacífico después del Jurásico. Esta dorsal se estuvo moviendo hacia una zona de subducción que el autor llama Nicaragua-Panamá y que empezó al principio del Cretácico superior. Finalmente en el Eoceno se dio la nueva y amplia zona de subducción llamada fosa Mesoamericana.

Durante el emplazamiento y después ocurrieron erupciones volcánicas que formaron buena parte del Complejo de Nicoya y que el autor llama subcomplejos: Brasilito, Junquillal, Murciélago, Garza, Gofito y Quepos. Después de la destrucción de la dorsal asísmica y de la formación del subcomplejo Quepos se da la formación en el Paleoceno-Eoceno de la actual fosa de subducción hasta hoy activa. Después del Eoceno se construye un prisma de acreción por procesos de bajocorrimiento.

Baumgartner (1984) concuerda con lo expuesto por Galli-Olivier (1979) en que la subducción iniciada en el Santoniano tardío originó un prisma de acreción compuesto por remanentes del piso oceánico antiguo del Pacífico no afectado por la subducción. Al comparar la ausencia de secuencias clásticas se sugiere una subsubducción intraoceánica donde la acreción produciría una secuencia pseudoestratificada formada por un conjunto muy incompleto de “tajadas” o “escamas”, que reflejan el área subducida de la corteza oceánica.

Bourgois et al. (1984) menciona que la característica más importante del Complejo de Nicoya son los napes de Santa Elena y Matapalo que fueron emplazados desde el norte hacia el sur durante el Santoniano.

Baumgartner et al. (1984) dividen en dos fases la historia geológica del litoral pacífico:

- Fase pre-Campaniana sedimentos asociados con basaltos toleíticos formados en una dorsal oceánica o en un arco de islas primitivo. Esta corteza y partes del manto superior fueron afectados por una compresión norte-sur que ocasionó sobrecorrimientos en el Complejo de Nicoya y la península de Santa Elena.
- La segunda fase en el Senoniano terminal se establece con la fosa Mesoamericana como margen convergente extensional (Auboin et al., 1984) que se caracteriza por la ausencia de estructuras de acreción. Desde entonces la formación del Orógeno es

afectado por plegamiento y fallamiento moderado y forma en sustrato para el desarrollo de cuencas sedimentarias.

Meschede et al. (1988) consideran que las rocas del Complejo de Nicoya se formaron durante el Jurásico y Cretácico inferior en latitudes casi ecuatoriales en un centro de dispersión del pacífico cuando existía la placa Farallón (precursora placa Pacífica). Estas rocas fueron emplazadas hasta una posición cercana a la actual por el proceso de expansión oceánica. Durante este proceso ocurrió el fenómeno de "sill-event" con la inyección de diques basálticos con lo que se dio el engrosamiento de la corteza que originó la placa Caribe y la nueva zona de subducción. Con esto se establece el arco Centroamericano y la fragmentación de la placa Caribe con respecto a la placa Farallón.

Gursky (1988) propone que la historia geológica en la región de la Península de Nicoya empezó en el Jurásico en una dorsal activa ubicada en el pacífico, la cual formó corteza oceánica dispersante hacia el noreste. Durante la etapa de migración se depositaron sobre las magmatitas radiolaritas y rocas asociadas. En el Cretácico superior un pedazo de esta corteza pacífica había migrado lo suficiente (Complejo de Nicoya inferior) para estar influenciado por el régimen de esfuerzos de las placas Norteamericana y Suramericana que dio como resultado la primera fase de deformación D_1 . Posteriormente la compresión del Caribe probablemente formaría los ductos de ascenso para los derrames de basalto que formó la serie oceánica del Complejo Superior de Nicoya.

A fines del Cretácico el engrosamiento de la placa Caribe producto de este magmatismo oceánico fue separada de la placa del Pacífico por la formación de una zona de subducción al oeste de la región de la Península de Nicoya. Esta interacción produjo la deformación D_2 . Contemporáneamente se forma un arco insular cuyos productos de erosión forman la cobertura sedimentaria de la Península de Nicoya. Durante el Campaniano-Paleoceno hubo una interrupción en la subducción, la cual fue más lenta. La convergencia de las dos Américas causó en el Eoceno procesos deformativos en el Caribe, produciendo la fase de deformación D_3 . En el Mioceno el empuje de la placa Pacífica (ahora Coco) rejuvenece la subducción y con esto el vulcanismo de arco insular y la culminación de la cuarta deformación D_4 . Esta última es la responsable del contorno y morfología actual de la península. La Península de Nicoya se considera estructuralmente como un anticlinorio (anticlinal) en cuyo núcleo aflora el basamento ofiolítico, el sinclinorio (sinclinal) que sigue al noreste, generó la cuenca del Tempisque donde la cubierta sedimentaria se ha preservado en grandes partes.

Sick (1989) usando datos paleomagnéticos de los complejos ofiolíticos concluye que estos se formaron a partir del Jurásico en una posición ecuatorial en el Caribe entre las placas Norteamericana y Suramericana. Con base en los datos aportados afirma que no es posible un origen en el pacífico.

Como se ha visto anteriormente la mayoría de los autores coinciden en que el Complejo de Nicoya representa corteza oceánica generada en una dorsal oceánica del pacífico durante el Jurásico-Cretácico, que fue emplazada hasta la posición actual en una zona de subducción, donde ocurrió obducción de "tajadas" o "prismas de acresión" de dicha corteza oceánica. Este complejo

pseudoestratificado que incluye basaltos toleíticos, intrusiones de gabro y diabasa y sedimentos pelágicos asociados es lo que forma el Complejo de Nicoya (en el sentido de Dengo, 1969).

2.2 Estratigrafía regional

La Península de Nicoya forma actualmente un segmento pequeño saliente a lo largo de la margen sur de la placa Caribe. La característica de esta saliente son las rocas volcánicas de origen oceánico, lo que se denomina el basamento oceánico cuya edad al parecer es del Mesozoico tardío. Este basamento aflora a lo largo del Pacífico de América Central Meridional como un cinturón de cuerpos ofiolíticos, desde el noroeste de Costa Rica (Península de Nicoya y Quepos, Penínsulas de Osa y Burica) hasta Panamá (Península de Azuero) y continuando posiblemente hasta Colombia y Ecuador (Pichler & Weyl, 1975; Goussens et al., 1977).

Las rocas más antiguas conocidas en Costa Rica son las radiolaritas que datan del Lias-Dogger inferior (Jurásico temprano-medio) posiblemente Lías Medio (unos 196 m.a.) en la costa suroeste de la Península de Santa Elena. En el área de estudio las rocas más antiguas datan del Calloviano (unos 169 m.a.) 15 km al suroeste de Filadelfia (Tournon & Alvarado, 1995 y 1997).

La Orogenia del Cretácico tardío conocida solamente en el norte del país origina en la Península de Nicoya y la cuenca del Tempisque, la formación de unidades sedimentarias pelágicas del Calloviano al Santoniano, gabros y basaltos toleíticos (Complejo de Nicoya), donde su índole y estructura todavía no se ha establecido con claridad.

En la mayor parte de la Península de Nicoya afloran basaltos, los cuales junto con los sedimentos pre-Campanianos y los intrusivos constituyen lo que Dengo (1962) denominó el Complejo de Nicoya. Los basaltos afloran desde el nivel del mar hasta las partes más altas de la península. Sin embargo el espesor total no se ha determinado exactamente debido a que la estructura aún no es bien definida (Tournon & Alvarado, 1997).

Astorga (1987) estudió las cuencas sedimentarias de ambiente profundo de edad Cretácico superior y el Paleógeno, las cuales las clasifica en dos series: Rivas-Tempisque y Sámara-Cabo Blanco. Propone la clasificación siguiente con base en los estudios anteriores:

1. Tipo Puerto Carrillo: brechas de escarpes submarinos profundos e insulares.
2. Tipo Sabana Grande: sedimentación pelágica.
3. Tipo Curú: sedimentación turbidítica que refleja una paulatina madurez de la corteza que compone el arco de islas volcánico.
4. Tipo Descartes: sedimentación clástica andesítica y carbonatada de la serie Rivas-Tempisque.
5. Tipo Arío: sedimentación de grano fino y composición carbonatada. Al igual que el tipo 3, refleja una paulatina madurez del arco de islas volcánico.

Las cuencas Rivas-Tempisque y Sámara-Cabo Blanco son cuencas Paleógenas de "antearco" separadas por las serranías de Nicoya (levantamiento del arco externo).

En resumen la geología del área de la Península de Nicoya y la Cuenca del Tempisque es muy diversa, caracterizada por rocas volcánicas e intrusivas de ambiente oceánico (dorsal oceánica); rocas sedimentarias pelágicas como las radiolaritas del Complejo de Nicoya y la Formación Sabana Grande, que transicionan a formaciones geológicas de ambiente marino somero como las calizas de la Formación Barra Honda. La Cuenca del Tempisque considerada estructuralmente como un sinclinal o graben que ha presentado las condiciones favorables para la depositación de una espesa cubierta de aluvión, que en algunas partes alcanza hasta los 70 metros de espesor. Al norte y noreste del área de estudio se encuentran depósitos volcánicos provenientes de Cordillera Volcánica de Guanacaste, que incluye depósitos piroclásticos, ignimbritas y asociaciones de coladas de lava. Por otro lado la edad de toda esta variedad geológica parece indicar que varía desde el Jurásico hasta el Cuaternario (figuras 2.1 y 2.2).

2.2.1 Complejo de Nicoya (Cretácico Inferior – Jurásico ?) Kvs, K(vr), Ki

Las rocas que forman el Complejo de Nicoya son generalmente basaltos de carácter toleítico (Kvs), radiolaritas (K(vr)) e intrusivos generalmente gabros o dioritas (Ki). También se encuentran escasamente y muy localizados material calcáreo y lentes de sílice.

Dengo (1962) se refiere al Complejo de Nicoya formado por varias unidades de origen ígneo y sedimentario. Las rocas sedimentarias son principalmente por areniscas compactas de grano grueso y rocas silíceas. Las rocas ígneas son principalmente coladas de basalto, aglomerados de basalto, e intrusiones de gabro, diabasa y diorita. Además menciona que estas rocas han sido intensamente plegadas y presentan metamorfismo incipiente.

Tournon & Alvarado (1997) mencionan que los sedimentos pre-Campanianos del Complejo de Nicoya afloran principalmente en el norte de la península. En el centro y sur de la península son escasos y se trata frecuentemente de delgados niveles de xenolitos dentro de los basaltos. Los sedimentos son en su mayoría radiolaritas, esquistos y calizas bituminosas. Estas rocas representan la cobertura sedimentaria del Jurásico-Cretácico.

La Unidad Matapalo definida por Kuijpers (1979 y 1980) consiste de basaltos sobreyacidos por radiolaritas, con intrusiones gabroicas esporádicas y frecuentes sills de diabasa y gabro ofítico. El espesor determinado de la secuencia radiolarítica es de unos 40m. La otra unidad definida por el autor es la Unidad Esperanza que consiste principalmente de basalto y diabasa, también abundan los gabros en la parte inferior e intrusivos plagiograníticos. Además hay intercalaciones radiolaríticas en la parte superior.

La edad definida para el Complejo de Nicoya ha sido analizada con diferentes métodos de datación, pero se puede observar que la mayoría de los autores recientes concuerda en establecer un rango de edades que oscila entre el Jurásico Temprano al Terciario Temprano (Baumgartner, 1987).

El Complejo de Nicoya aflora en amplias áreas de la Península de Nicoya. Los basaltos son más importantes al norte de la latitud 270 N (coordenada lambert norte), en dónde se da un

seudoalineamiento este-oeste en el límite entre estos y el Intrusivo Potrero, y en menor proporción al oeste de Matapalo y al norte y oeste de Belén (Denyer y Arias, 1993).

En el área de estudio considerada el Complejo de Nicoya abarca una extensión considerable, principalmente en la parte sur y suroeste. Las radiolaritas se encuentran concentradas en el sector SW, al norte de la latitud 258 N; Hojas Matapalo, Belén y Carrillo Norte (Denyer & Arias, 1993).

2.2.2 Formación Sabana Grande (Senoniano a más antiguo) K(sg)

Constituida por calcilutitas y radiolaritas de origen pelágico, calizas y lutitas silíceas y estratos y lentes de tobas. Las radiolaritas están bien estratificadas y menos tectonizadas que las del Complejo de Nicoya, con radiolarios y ocasionalmente algunos foraminíferos, láminas e inclusiones calcáreas. Las calcilutitas son ricas en foraminíferos.

Dengo (1962) se refiere a la Formación Sabana Grande como una litología variable formada por calizas silíceas, fanitas con radiolarios y lutitas silíceas. Sprechmann (1984) la describe compuesta principalmente por sedimentos pelágicos, con tobas intercaladas, depositadas en las zonas batial y abisal, a partir del Campaniense. Denyer & Arias (1993) asocian a la Formación Sabana Grande rocas sedimentarias hemipelágicas las cuales sobreyacen disconformemente a la Unidad de Basaltos, y formada por lutitas calcáreas, lutitas silíceas y areniscas finas calcáreas

El espesor es muy variable, desde unas decenas de metros hasta más de mil metros. El Miembro lutita silícea Bahía Murciélagos alcanza un espesor de 50 m, mientras que el Miembro lutitas calcáreas Punta Blanca posee un espesor máximo de 800m. Se menciona un espesor de 240 metros entre Nicoya y Santa Ana.

La Formación Sabana Grande yace discordante sobre el Complejo de Nicoya y está cubierta generalmente y discordantemente por la Formación Rivas o Curú. Sobreyace concordantemente a la Formación Puerto Carrillo y es contemporánea con las Formaciones El Viejo y Barra Honda. La formación es bastante extensa en la parte central de la Península de Nicoya, al noroeste de Santa Cruz y en el Golfo de Nicoya. Aflora cerca de Sabana Grande, al este del Cerro de Jesús, parte central de la Península de Nicoya, noroeste de Santa Cruz, Golfo de Nicoya (Corella, 1984). También aflora en la parte suroeste del área de estudio considerada.

La edad según Dengo (1962) posiblemente pertenesca al Senoniano o sea más antigua por encontrarse subyaciendo rocas que definitivamente son de edad Senoniana.

2.2.3 Formación Conglomerado Barbudal K(r)

Rivier (1983) la define como un conglomerado de color morado, compuesto por elementos subangulares a subredondeados de basalto que flota en una matriz arenosa y barrosa rojiza, no cementada, con un origen probablemente fluvial o de flujo denso. Los conglomerados son macizos sin estratificación aparente.

Se le asigna un espesor de 600 metros al norte de Colorado, dónde en la base se evidencia un contacto por falla con el Complejo de Nicoya, hasta el contacto superior con la Formación Rivas o Curú, la Formación Conglomerado Barbudal tiene un espesor de 100 metros.

Astorga (1987) subdivide la Formación Puerto Carrillo en Miembro Bajo Escondido y Miembro Barbudal. El Miembro Barbudal lo define como brechas y brechas arenosas, generalmente polimícticas, con clastos de basaltos, rocas ultrabásicas y de rocas sedimentarias neríticas (calizas algales, fragmentos de rudistas y nerineas, macroforaminíferos). Aflora en Barbudal, Santa Elena y al norte de Playa Naranjo. Anteriormente ha sido denominado como Formación Barbudal.

La edad se infiere por medio de relación estratigráfica, Santoniana de la parte sur del Complejo de Nicoya y Campaniense de las lutitas inferiores de la Formación Rivas o Curú.

2.2.4 Formación Rivas o Curú (Cretácico (Senoniano)) K(r)

Dengo (1962) menciona que en la parte central de la Península de Nicoya y en el valle del río Tempisque se encuentran numerosos afloramientos de la Formación Rivas, compuesta en la parte inferior por areniscas compactas (algunas parecen ser tobáceas) con intercalaciones de lutitas de espesor mediano a grueso. A esta unidad le asocia un espesor de 570 metros. La parte superior es bastante extensa en la Península de Nicoya y está formada por lutitas tobáceas en capas delgadas, por lo general calcáreas, y con capas ocasionales de areniscas finas y de calizas. A esta unidad le asigna un espesor de por lo menos 1100 metros. En el área central de la Península de Nicoya esta formación yace sobre la Formación Sabana Grande o directamente sobre el Complejo de Nicoya (Dengo, 1962).

Tournon & Alvarado (1997) caracterizan esta formación como una sucesión de lutitas, areniscas y calcilutitas en el norte de la península. En el centro de la península como una espesa sedimentación rítmica de areniscas que sobreyace el basamento. Representa la sedimentación Campaniano – Maastrichtiano. En la cuenca del Tempisque como una espesa serie detrítica del Paleoceno.

Astorga (1987), propone que se abandonen todas las nominaciones previas, incluyendo el nombre de Formación Rivas, y se asuma el de Formación Curú para todas estas rocas, cuyo rango de edad se extiende desde el Maastrichtiano Medio al Paleoceno Superior Basal. Esta formación según el autor son alternancias de areniscas y lutitas que eventualmente pasan a conglomerados, de composición volcánico-clástica basáltica con gran cantidad de magnetita.

Según Tournon & Alvarado (1997) esta formación en la cuenca de Sámara está formada por secuencias turbidíticas a lo largo de la costa sureste de la Península de Nicoya. Esta representa la sedimentación del Paleoceno en el área.

2.2.5 Rocas clásticas y bioclásticas

Denyer & Arias (1993) definen con este nombre las rocas asociadas con las formaciones Rivas o Curú, Brito o Descartes, Barra Honda y Barbudal. Las describen como areniscas de grano medio en estratos de espesor decimétrico, que se encuentran intercaladas con estratos centimétricos de un conglomerado bioclástico y/o brecha calcárea con clastos centimétricos de basalto. También mencionan que se trata de una secuencia tectónicamente invertida y sobreyace discordante a las lutitas verdes de Sabana Grande. Mencionan también la presencia de calizas dentro de este grupo.

2.2.5.1 Formación Barra Honda (Paleoceno (Dano–Montiense) Teb(bh))

Dengo (1962) define la Formación Barra Honda compuesta por dos unidades de calizas: una sección inferior de aproximadamente 100 metros de espesor, constituida por calizas poco estratificadas, duras y de textura homogénea fina; la sección superior de aproximadamente 200 metros de espesor, diferente de la anterior por su buena estratificación, con estratos medianos y delgados.

Tournon & Alvarado (1997) describen esta formación en la cuenca del Tempisque como calizas arrecifales que forman biohermos y biostromos subhorizontales con espesores 30 - 250 metros. Representa la sedimentación en esta área del Terciario Indiferenciado.

Dengo (1962) menciona que la extensión geográfica es pequeña en los Cerros Barra Honda, Corralillo, Caballito, Quebrada Honda, Copal, Corral de Piedra, y La Cueva, al menos en el área de estudio. También se le encuentra al oeste del río Tempisque, y en los cerros al este del mencionado río. Yace en contacto concordante con la Formación Rivas o Curú, pero no siempre es así.

2.2.5.2 Formación Brito (Eoceno (medio y superior) Tep(b))

Dengo (1962) divide la Formación Brito en dos unidades. La unidad inferior que aflora en el norte de la costa del Pacífico en Costa Rica, formada por areniscas y limonitas bien estratificadas, y según el autor mucho del material que las forma es volcánico. Posee un espesor aproximado de 600 metros y afloran en la parte central de la Península de Descartes. La otra unidad representa la parte superior y está constituida por areniscas bien estratificadas que se entrecruzan en la parte superior con calizas arrecifales dispuestas en masas lenticulares de 50 metros. El espesor es de 1100 metros y aflora en Bahía Salinas y Junquillal. En el área de Manzanillo, la unidad se compone de conglomerados y areniscas tobáceas según parece derivados de las formaciones Barra Honda, Sabana Grande y el Complejo de Nicoya.

Tournon & Alvarado (1997) la describen como una serie detrítica de areniscas finas alternando con micro conglomerados con plantas y clastos volcánicos (vidrio volcánico, andesitas). Esta formación representa la sedimentación del Eoceno.

En Costa Rica, como ya se mencionó anteriormente la Formación Brito aflora en la Península de Descartes, la Bahía de Junquillal, y el área de Manzanillo (Dengo, 1962). Según el autor la extensión geográfica es grande desde el Istmo Brito en Nicaragua hacia el sur hasta cerca de Punta Herradura.

La edad según Dengo (1962) es del Eoceno Superior aunque los afloramientos en la Península de Descartes sean del Eoceno inferior o tal vez aun del Paleoceno.

2.2.6 Formación Masachapa (Oligoceno) To(ma)

En la península de Nicoya existen dos lugares donde afloran rocas del Oligoceno; en la parte inferior del curso del río Nosara hasta Punta Peladas y la playa Manzanillo de Arío. Dengo (1962) incluye estas rocas dentro de la Formación Masachapa que aflora en Nicaragua, en el río Masachapa (Departamento de Managua y Carazo).

En los afloramientos del río Nosara y Punta Peladas la parte inferior se compone de areniscas finas con fragmentos de pelecípedos. Sobre estas se encuentra caliza arenácea con abundantes foraminíferos y equinoideos, a la vez cubierta por caliza lutácea y por areniscas y lutitas calcáreas. El espesor es de 225 metros (Dengo, 1962).

Los contactos inferior y superior no pueden observarse en ninguna de las localidades mencionadas debido a que esta formación está en parte limitada por fallas o bien los contactos no están expuestos, aunque el contacto inferior según Dengo (1962) es posiblemente discordante.

Tournon & Alvarado (1997) mencionan que la Formación Masachapa en la cuenca de Samara (Nosara) está formada por calcarenitas con unos 200 metros de espesor. Esta yace sobre rocas de edad Eoceno.

La edad en los afloramientos de Nosara y Punta Peladas según Thalmann y Malavassi (1961; en Dengo, 1962) es del Oligoceno Superior.

2.2.7 Rocas volcánicas

Dengo (1962) denomina con el nombre de Campo Volcánico de Guanacaste las rocas volcánicas del Cuaternario que forman los conos volcánicos de la Cordillera Volcánica de Guanacaste y la Meseta Volcánica de Santa Rosa. Lo divide en tres unidades: Formación Bagaces, Formación Liberia y las rocas que forman los conos volcánicos.

Tournon & Alvarado (1997) caracterizan estos depósitos como tobas ácidas del Cuaternario. En Guanacaste estos flujos piroclásticos afloran principalmente al pie pacífico de los volcanes de Guanacaste. Los flujos están recubiertos por coladas andesíticas emitidas por estratovolcanes. Los espesores pueden superar los 100 metros y se observan paleosuelos. Distinguen tres unidades:

- Depósitos de flujos de pómez con biotita. Espesor 100 metros y se extiende hasta Nicaragua (frontera). Cubre un área de 3500 – 4000 km² con un volumen de 25 km³ (Chiesa, 1991).
- Depósitos de flujos de pómez separados por paleosuelos. Afloran sobre una superficie de 300 km². Se compone de pómez, cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita en una matriz de ceniza.
- Depósitos de flujos dacíticos del Orosí. Al pie del volcán se denomina la unidad de dacita que sobreyace paleosuelos.

2.2.7.1 Formación Bagaces (Cuaternario) Qv(b)

La Formación Bagaces fue denominada por Dóndoli (1950) como toba gris. Según Dengo (1962) aflora muy bien a lo largo de la carretera Interamericana entre Cañas y Bagaces. En el río Puercos mide un espesor de 50 metros, aunque en otros lugares puede ser mayor. Dicha formación según el autor se compone de tobas tipo ignimbrita, de masa heterogénea de fragmentos de pómez y líticos, de pobre estratificación y cementados por una matriz vitrea aglutinada. Según el mismo autor esta formación se originó a lo largo de una fractura desde la base del volcán Tenorio hacia el noroeste hasta el volcán Orosí.

Bohnenberger (1968; en Bolaños, 1984) define la Formación Bagaces como tobas de composición dacítica, principalmente del tipo ignimbritas, y por sedimentos lacustres asociados. Denyer & Arias (1993) caracterizan la Formación Bagaces en el área estudiada por contener varios niveles de paleosuelos y algunos conglomerados intercalados.

En el área estudiada la Formación Bagaces aflora en la parte N-NE, y se le asigna una edad Pleistocena Temprana (Proyecto Acuasub, 1975; en Bolaños, 1984).

2.2.7.2 Formación Liberia (Cuaternario) Qv(lb)

Denominada toba blanca por Dóndoli (1950), la Formación Liberia yace sobre las tobas de la Formación Bagaces. Está compuesta principalmente por tobas pero cubre un área mucho menor. Aflora en los ríos Blanco y Colorado al norte de Liberia, y tiene un espesor variable (35-45 m). Hay indicios de que tuvo su origen en el volcán Rincón de la Vieja (Dengo, 1962).

Según Dengo (1962) ambas formaciones Bagaces y Liberia tienen sedimentos lacustres asociados con las tobas.

Bolaños (1984) define la Formación Liberia como ignimbritas formadas por la acumulación caótica de cenizas pomáceas de diferentes tamaños y poco aglutinadas. Las cenizas típicas son ricas en cuarzo, feldspatos, biotita y fragmentos de pómez, así como fragmentos líticos.

Chiesa (1991) describe las rocas de la Formación Liberia como flujos de pómez pleistocenos, de color claro, con abundante matriz, pómez, fragmentos líticos, cuarzo, biotita, plagioclasa y anfíboles.

Esta unidad litoestratigráfica cubre la Formación Bagaces en un área con figura de abanico, con un radio de 25 a 30 km, desde el cono de Rincón de la Vieja (Bolaños, 1984).

En el área de estudio considerada la Formación Liberia aflora en la parte norte y noreste y se le asigna una edad del Pleistoceno Tardío (Anónimo, 1978; en Bolaños, 1984)

2.2.8 Manglares y Pantanos (Qa)

Son áreas cercanas a los océanos y ríos, se caracterizan por una litología de sedimentos recientes (arenas), muy susceptibles a problemas de licuación de suelos.

Tournon y Alvarado (1997) afirman que en las costas del pacífico se extienden depósitos Cuaternarios, especialmente en áreas subsidentes como la cuenca del Tempisque. El área de estudio en la margen derecha aguas abajo del río Tempisque los de tipo fluvio-marinos (manglares)

2.2.9 Depósitos Recientes (Qal)

Los mayores espesores de aluvión alcanzan los 70 metros, asociado a los viejos cauces del río Tempisque (Denyer, Arias & Hernández, 1993). Los sedimentos aluviales recientes se encuentran también mejor desarrollados en la hoja Carrillo Norte, dónde tienen un espesor máximo de 70 m. En la hoja Belén los espesores máximos están al norte de Filadelfia y al este de Belén, con valores máximos de 70 y 60 m respectivamente. En la hoja Matapalo y Punta Gorda el espesor generalmente no sobrepasa los 20 m (Denyer & Arias, 1993).

Estos depósitos Cuaternarios en el área de estudio según Tournon & Alvarado (1997), están representados por materiales aluviales, palustres hasta fluvio-marinos (manglares), en especial en áreas subsidentes como la cuenca del Tempisque. También depósitos coluvio-aluviales (río Nacaome, cerca de Barra Honda). Mencionan también que los depósitos Cuaternarios pueden tener una fuerte influencia volcánica, así como estar involucrados con la actividad tectónica (levantamientos y subsidencia).

En el área de estudio el relleno aluvional está distribuido prácticamente en toda el área de estudio considerada, desarrollados principalmente en la parte este y hacia el noroeste del área de estudio.

85°45'

85°30'

85°15'

Figura 2.1: MAPA GEOLÓGICO

10°40'



10°30'

10°20'

∩ Fallas (Denyer & Arias, 1992)

∩ Fallas (Dengo, 1962)

Leyenda estratigrafía

- Qal
- Qa
- Qv(b)
- Qv (b y lb)
- To(ma)
- Tep(b)
- Teb(bh)
- K(sg) o K(r)
- Ki
- K(vr)
- Kvs

Realizó: Martín Rojas (1999)

Fuente:

- Dengo, G., 1962.
- Sáenz, R. (coord.), 1982.
- Funaioli, G & Rossi, L., 1991.
- Denyer, P. & Arias, O., 1992 y 1993.
- Denyer, P., Arias, O. & Hernández, J., 1993.
- Arias, M., 1998.
- Tournon, J. & Alvarado, G., 1997.

5 0 5 10 Kilometers

2.3 Aspectos Geomorfológicos y Neotectónicos

2.3.1 Consideraciones generales

La forma actual del terreno puede ser descrita con base en criterios morfológicos y morfogenéticos. Los aspectos morfológicos permiten la descripción física del terreno (p.ej. tipos de pendiente, red de drenaje y su caracterización, alturas del terreno, grado de disección y/o erosión) comparado con los aspectos morfogenéticos que mas bien tratan de explicar el origen de las formas en relación a la litología, estructura geológica, clima y los procesos de denudación que le dieron origen.

Lo anterior se puede resumir diciendo que la fisonomía topográfica de una región es el resultado de su historia geológica. Bajo el contexto anterior es de esperar que las formas del terreno en la Península de Nicoya y la región en general sean el resultado de un proceso geológico amplio en edad que lleva implícito cuatro factores de mayor importancia, a saber: (1) variedad geológica; (2) estructura geológica; (3) procesos geotectónicos; (4) procesos denudacionales. Quizás los más importantes de los cuatro anteriores que ha influido en la forma actual del terreno son la estructura geológica y los procesos de denudación, ya que han actuado por más de 65 m.a. según la edad establecida.

Dengo (1969) en su estudio de la región de Guanacaste dividió la región en tres unidades mayores principales: (1) Cordillera de Guanacaste; (2) Depresión del Tempisque; (3) Sierras Costaneras.

La Cordillera de Guanacaste forma la divisoria entre las vertientes Pacífico y Atlántico. Incluye los volcanes Cuaternarios y las Sierras de Tilarán que, aunque son también de origen volcánico son más antiguas.

La Depresión del Tempisque comprende varias unidades menores de origen diverso. Como característica general presenta poco relieve topográfico y baja elevación. Como lo menciona Dengo (1969) es una depresión estructural originada por fallamiento y esta limitada por un lado por la Cordillera de Guanacaste y en el otro lado por las Sierras Costaneras.

Con el nombre de Sierras Costaneras Dengo (1969) agrupa la Península de Nicoya y el norte de Guanacaste (Península de Santa Elena y Descartes). Según el autor presenta varias subdivisiones, pero se caracteriza generalmente por estar formada de pequeños cerros cuya topografía señala un estado avanzado de desarrollo, que sin duda esta ligado a la edad y los procesos de denudación como se mencionó anteriormente. También la caracteriza la presencia de valles encajonados controlados por la estructura geológica, principalmente fallas.

Dengo (1962) subdivide estas tres unidades mayores de la siguiente forma:

- Cordillera de Guanacaste
 - Sierra Volcánica de Guanacaste
 - Sierra de Tilarán

- Depresión del Tempisque
 - Meseta Volcánica de Santa Rosa
 - Serranía de Abangares y Guacimal
 - Cerros de Manzanillo y Aranjuez
 - Cerros Calcáreos de Barra Honda
 - Bajura de Filadelfia
 - Planicie Costera y Golfo de Nicoya

- Sierras Costaneras
 - Serranías de Brito, Descartes y Santa Elena
 - Serranías de la Península de Nicoya

De la subdivisión anterior son de especial importancia en el área de estudio, tres subunidades de la Depresión del Tempisque y una subunidad de las Sierras Costaneras.

Hare & Gardner (ref. 126) dividen el Valle del Tempisque y la Península de Nicoya en cuatro provincias geomorfológicas basado en datos de drenaje, características geomórficas y la distribución de las superficies geomórficas: Santa Cruz, Cóbano, La Mansión y Cerro Azul. Las dos provincias del sur han sufrido un levantamiento intermitente mientras que las provincias del norte han experimentado estabilidad o subsidencia en el presente. Las diferentes provincias son el resultado de diferentes momentos neotectónicos relacionados a la subducción de la Placa Coco en la Fosa Mesoamericana. Los mismos autores subdividen las regiones del Valle del Tempisque, Península de Nicoya y Golfo de Nicoya, en cuatro provincias geomórficas basado en deformación tectónica, índices morfométricos del drenaje, características topográficas y la distribución de las superficies geomórficas. Las evidencias de tectónica Cuaternaria son abundantes según los autores. Las áreas de estuario adyacente al Golfo de Nicoya representa topografías hundidas debido a la subsidencia o a la eustacia. El levantamiento es indicado en la parte sur de la península donde algunas zonas marinas muestran elevaciones arriba de los 200 metros, la terraza marina más baja de 7 metros tiene una datación de radiocarbono de 6600 y.b.p. según Bergoing (ref. 126).

2.3.2 Formas de origen volcánico denudacional

2.3.2.1 Serranías de la Península de Nicoya

Según Dengo (1962) la Península de Nicoya presenta una morfología variada que puede ser dividida en varias unidades, pero que debido a que esta variación en general presenta las mismas características en toda la península, se puede tratar como un sólo conjunto.

La Península de Nicoya está formada en su mayor parte por rocas del Complejo de Nicoya y también por rocas sedimentarias del Cretácico y el Paleoceno (fig 2.1). Otras áreas menores están ocupadas por rocas sedimentarias más jóvenes.

El área ocupada por el Complejo de Nicoya en la parte norte, en general presenta cerros de poca elevación separados por valles de topografía plana, los que posiblemente están controlados por direcciones de fallamiento. Hay evidencias de superficies erosionales remanentes.

Esta unidad se diferencia por presentar serranías alineadas que rodean áreas casi planas, de topografía baja y formadas por la unión de varios valles de fondo plano, que convergen a un centro común. Tal es el caso de las poblaciones de Portegolpe, Tempate y Arenal en la parte noroeste, y las de Santa Cruz y San Juan en la parte sureste. Según Dengo (1962) estas áreas de la Península de Nicoya son las únicas cuyo desarrollo topográfico es senil, donde los ríos no corresponden o desarrollan acorde con la estructura geológica y la superficie plana se debe más a un fenómeno de degradación lateral que a sedimentación fluvial.

En la parte central de la Península de Nicoya los cerros formados por el Complejo de Nicoya son los que alcanzan mayores elevaciones formando tres grupos principales: (1) Cerros de la Lechuza, que alcanzan 982 metros; (2) Cerros de Monte Romo, que alcanzan hasta 745 metros; (3) Grupo de Cerros del Porvenir. A partir de estos tres grupos de cerros principales se extiende hacia el oeste y el sur hasta la costa pacífica una serie de cerros y serranías de topografía muy irregular.

Las rocas sedimentarias del Cretácico han dado como resultado morfologías características, al norte y este de Nicoya y la Depresión del Tempisque, los valles se alargan paralelos al rumbo de la estratificación o al rumbo de las fallas principales sureste-noroeste. De la misma forma los valles intermedios, como el del río Morote, siguen el rumbo de las fallas y la estratificación.

Según Dengo (1962) el desarrollo fisiográfico de la parte central de la Península de Nicoya ha pasado por dos etapas de rejuvenecimiento después de haber alcanzado su madurez, debido a un levantamiento general del área, lo cual se evidencia porque en la actualidad las partes altas preservan los rasgos de características topográficas juveniles. De la misma forma en esta misma área existen valles pequeños, elevados, relativamente planos, que aparentan ser remanentes de una topografía madura más antigua. También ríos que presentan meandros encajonados, lo que indica un rejuvenecimiento fisiográfico después de que el área había alcanzado un estado de madurez.

Si bien la estructura geológica de la parte central de la Península de Nicoya no se conoce bien, se puede aseverar que los cursos de los ríos principales están en su mayoría controlados por las direcciones de fallamiento.

Los grupos de cerros principales de la Península de Nicoya, como el grupo de la Lechuza hasta el extremo oriental, presentan variedad topográfica, por lo general muy accidentada, cortada por valles profundos y encajonados como los del río Nosara, río de Osa y río Bongo. Como se dijo al principio el desarrollo topográfico es diverso, ya que es el resultado de un proceso múltiple por ser una región diastóricamente activa. Por otro lado en los lugares donde el patrón de drenaje está dominado por la estructura, tal como sucede en los cerros al noreste del río Morote, y en la parte oriental de la Península de Nicoya, el desarrollo topográfico ha alcanzado un estado de madurez y los ríos en sus cursos inferiores han abierto valles amplios por erosión lateral (Dengo, 1962).

2.3.2.2 Meseta volcánica de Santa Rosa

Formada por las rocas volcánicas de las formaciones Bagaces y Liberia cuya extensión está marcada por los límites geológicos de dichas formaciones.

Dengo (1962) ubica arbitrariamente el límite con la Cordillera Volcánica de Guanacaste a lo largo de la cota 450 metros, al oeste con las Sierras Costaneras y con la Bajura de Filadelfia el cual está marcado por un escarpe.

El declive general de esta meseta desciende desde la Sierra Volcánica de Guanacaste hacia el oeste. Los ríos que se originan en la sierra atraviesan la meseta en cursos casi rectos y semiparalelos. Sin embargo este declive no es continuo hasta la costa como debería de esperarse debido al origen de la meseta, sino hasta un alineamiento con dirección aproximada norte-sur marcado por los ríos Sapoá y Tempisque. Por consiguiente el drenaje que baja desde la sierra son tributarios de uno u otro de estos ríos mayores. Tal fenómeno puede deberse a una posible falla con dirección norte-sur que si bien no está expuesta en superficie, pudo estarlo durante la actividad volcánica que originó las tobas y que alteró el declive original hacia el este entre la costa y los cursos superiores de los ríos Sapoá y Tempisque. Otra posibilidad que se menciona es un leve plegamiento posterior a la actividad volcánica y que formó un sinclinal con dirección aproximada norte-sur, en cuyo eje correrían los cursos superiores de los ríos Sapoá y Tempisque. Según Dengo (1962) el estado de desarrollo de la topografía de esta unidad se encuentra en estado joven, pero que la parte sur ha estado sujeta a mayor grado de erosión y casi ha alcanzado la madurez.

En Tournon & Alvarado (1997) se menciona que estos depósitos poseen una morfología característica de plataformas disectadas por los ríos formando acantilados y cañones.

2.3.3 Formas de origen sedimentario denudacional

En esta clasificación se incluye lo que Dengo (1962) denomina Cerros Calcáreos de Barra Honda. Afloran en la parte central de la Depresión del Tempisque.

Se distingue como una morfología característica, representada por un grupo de cerros con cima casi plana, pero con pendientes muy abruptas, que en ciertos casos es casi vertical. Según parece se debe a que esta morfología es el resultado de la denudación de las calizas de la Formación Barra Honda que son muy resistentes a la erosión. Por ejemplo, cerros de este tipo se encuentran

en ambos lados de la desembocadura del río Tempisque, formando islotes rodeados por tierras bajas planas, cuya mayor elevación es 575 metros (Dengo, 1962).

Como es de esperar algunos cerros muestran formas incipientes de topografía cárstica, como hoyos o bien colapsamientos y cavernas formadas por la disolución de las calizas.

El desarrollo fisiográfico de esta unidad es de madurez aunque localmente puede tener características juveniles en la cima de los cerros y senectud en la parte baja que separa unos cerros de otros (Dengo, 1962).

2.3.4 Formas de origen fluvial

En esta clasificación se incluye lo que Dengo (1962) denomina la Bajura de Filadelfia. Esta unidad morfológica esta limitada al noreste por la Meseta Volcánica de Santa Rosa, al sur por los Cerros Calcáreos de Barra Honda y los Cerros de Manzanillo y Aranjuez, y al oeste por las Serranías de la Península de Nicoya.

Es un área de topografía baja, plana casi en su totalidad, en partes pantanosa, y puede estar sujeta a inundaciones todos los años durante la época de mayor precipitación. Esta área en Guanacaste se le denomina corrientemente La Bajura (Dengo, 1962).

Esta unidad representa las áreas de relleno aluvial, sedimentos provenientes de la Cordillera de Guanacaste y en parte de lo que Dengo (1962) denomina Serranías de la Península de Nicoya. Hay ciertas áreas donde se presentan lomas pequeñas, alargadas en dirección predominantemente este-oeste, p.ej. Cerros Catalina y Lomas de Ballena, formados por rocas sedimentarias del Cretácico y el Eoceno.

El desarrollo fisiográfico ha llegado al estado de senectud, por lo que el área ha sido reducida en su mayor parte a una superficie plana, y los ríos tienen amplios meandros (Dengo, 1962).

2.3.5 Consideraciones sobre Neotectónica

Las características morfológicas de la línea de costa de la Península de Nicoya, como las sinuosidades, la caracterizan como una costa que inmerge o una línea de costa que ha pasado por períodos de inmersión, lo cual queda evidenciado por los acantilados al pie de los cuales se extiende una plataforma de abrasión que corresponde con el nivel del marea baja. Lo anterior sugiere que ha estado sujeta mas a la acción de excavado de la erosión marina que a la acumulación de materiales, con excepción de los valles inundados que ahora forman bahías. Sin embargo la presencia de terrazas marinas y fluviales elevadas 50 y 20 m.s.n.m., indican que la Península de Nicoya emergió primeramente relativo al nivel del mar antes de la inmersión final que le proporciona las características actuales de la costa (Dengo, 1962).

De la discusión anterior la morfología actual del terreno en la Península de Nicoya es el resultado de una combinación de factores y procesos que han actuado por mucho tiempo. Si bien la litología puede influir mucho en la forma del terreno, la estructura geológica y los procesos denudacionales son los que al final han influido en el modelado de la topografía de la Península de Nicoya. Sin embargo los procesos tectónicos han contribuido, según se ha visto por los

hundimientos y/o levantamientos, y los estados de rejuvenecimiento topográficos evidenciados que han ocurrido a través del tiempo geológico. Lo anterior influye en los niveles base de los ríos (perfil de equilibrio), y con esto los procesos de erosión y/o depositación. Sin embargo debe tenerse en cuenta los cambios eustáticos del nivel del mar durante el Pleistoceno que influyen también en los niveles base de los ríos y con esto se inicia un nuevo proceso de modelado terrestre.

Las condiciones estructurales son de mucha importancia geomorfológica, tal es el caso de la cuenca del río Andamojo que se alinea noreste-suroeste y la cuenca del río Tempisque, que al parecer y a criterio de algunos autores como Dengo (1962); Kuijpers et al. (1979 y 1980); y Morales (1983) representa una megaestructura que se puede interpretar como un sinclinal o un graben.

Todo parece indicar que la región en general empezó con un levantamiento paulatino, el cual se inició, o fue concomitante con la actividad volcánica que produjo los flujos de tobas de las formaciones Bagaces y Liberia (Dengo, 1962).

La morfología actual de la costa como ya se explicó anteriormente, los niveles de terrazas marinas y fluviales y las varias superficies erosionales escalonadas en las formaciones geológicas, son evidencias claras de levantamientos, los cuales no han sido fenómenos continuos sino mas bien interrumpidos. Es un hecho que los levantamientos y/o subsidencias o hundimientos son los que van a modelar grandemente la morfología actual del terreno, además de que son una evidencia clara de que la región puede o ha sido tectónicamente activa durante el periodo Cuaternario. Por tal razón la caracterización geomorfológica representa un medio por el cual se puede decir que existen evidencias neotectónicas en la región de estudio.

Gardner & Hare (ref. 126) definen la neotectónica vertical por medio de cuatro provincias geomórficas basándose en deformación tectónica, índices morfométricos del drenaje, características topográficas y la distribución de las superficies geomórficas. La *Provincia I* se encuentra a un nivel topográfico más bajo y menos rugosa que la parte central y sur de la península (*Provincia IV*). Grandes superficies de inundación se han desarrollado en la mayoría de los ríos y en los cursos que caen al pacífico están generalmente separados desde el drenaje del río Cañas. El tectonismo vertical de la parte norte de la Península de Nicoya ha sido caracterizado por una estabilidad relativa y presencia de subsidencia es posible. La *Provincia II*, localizada al norte del río Morote se caracteriza por la presencia de drenajes pobremente integrados e intermitentes con áreas de drenaje interno y estanques o charcas circulares. Los principales lineamientos del LANDSAT (120° - 135°) ocurren paralelos a la depresión topográfica del Valle Tempisque – Golfo de Nicoya. Esta provincia coincide con las exposiciones de la Formación Barra Honda. La subsidencia es indicada al norte del valle del río Morote, se da un quiebre estructural mayor con un incremento en la subsidencia hacia el noreste a través de posibles fallas normales. La *Provincia III* es coincidente con la superficie de Cóbano al sur de la Península de Nicoya. Esta provincia se caracteriza por cimas acortadas, drenaje rectangular y un máximo relieve de aproximadamente 200 metros. Algunas plataformas marinas y terrazas fluviales asociadas existen bajo la superficie de Cóbano lo cual indica un levantamiento

intermitente de esta región. La *Provincia IV* se localiza en la parte central y sur de la península, y es bordeada al sur por la superficie de Cóbano, al noroeste por el río Limones y al noreste por el Valle del río Morote. La topografía es rugosa y las montañas y divisorias de aguas principales son relativamente puntiagudas. El drenaje está bien integrado y compuesto principalmente por cursos permanentes. Se presenta captura de ríos y meandros superimpuestos a lo largo de algunos ríos principales.

La Península de Nicoya especialmente las partes central y sur han sido probablemente el sitio de levantamiento desde la emersión (Oligoceno-Mioceno). Las terrazas marinas bajo la superficie de Cóbano indican que el levantamiento ha sido intermitente. El levantamiento neotectónico decrece hacia el norte del bloque de Esperanza de la superficie de Cerro Azul a través de dos discontinuidades estructurales. La coincidencia de las tendencias de la depresión del Valle del Tempisque – Golfo de Nicoya y el eje del levantamiento de la superficie Cerro Azul sugieren que la deformación es una respuesta de la subducción intermitente de la placa Coco (Gardner & Hare Hare, ref. 126).

2.4 Aspectos de geología estructural

El primero en establecer un marco morfotectónico y geoestructural fue Dengo (1962), denominando el Orógeno Sur de Centroamérica la parte sur de Nicaragua, todo el territorio de Costa Rica y la porción occidental de Panamá. Además concluye que es más acertado considerar oportunamente la Península de Nicoya como un anticlinal, en el cual la cresta está representado por los afloramientos del Complejo de Nicoya y el eje principal con rumbo de noroeste a sureste. Las estructuras Laramílicas mencionadas por Dengo (1962) son el resultado de la orogénesis Laramílica que afectó el Orógeno Sur de América Central y que resultaron en el plegamiento que se inició a fines del Cretácico y culminó a fines del Eoceno. Esta deformación formó pliegues en la región de Guanacaste con rumbo general de noroeste a sureste, aunque en algunas partes cambia con dirección predominante oeste-noroeste a este-sureste (Dengo, 1962).

En el área del río Tempisque y el Golfo de Nicoya según el autor los pliegues presentan flancos muy inclinados hacia el noreste. La deformación tectónica del Mioceno según Dengo (1962) se hizo sentir en la región de Guanacaste acentuando las estructuras Laramílicas ya existentes.

Dengo (1962) denominó cuatro sistemas de fallas diferentes en la región de Guanacaste (fig 2.1):

1. Fallas de corrimiento e inversas posiblemente post-eocénicas, con rumbo general noroeste a sureste y buzamientos hacia el noreste. Se ubican en la parte central y sur de la Península de Nicoya: fallas Nacaome y de la Mansión.
2. Fallas normales y longitudinales con rumbo general este-oeste, posiblemente relacionadas con movimientos tectónicos miocénicos: falla Nosara.
3. Fallas normales o longitudinales con rumbo general de noroeste a sureste de edad pliocénica: fallas Las Juntas y Río Cañas. Fallas normales post-pliocénicas (Río Blanco y Tempisque) ambos pares con movimientos inversos pueden representar un graben como resultado del

afallamiento post-pleiocénico, lo que Dengo (1962) en la fisiografía denomina la Depresión del Tempisque.

4. Fallas normales con rumbo general de norte a sur: fallas Huacas, Portegolpe, Los Chanchos, Enmedio, definidas mediante criterios topográficos. Las fallas Nambí, Quirimán y la de Bongo, definidas mediante criterios de campo y fotografía aérea.

Según Dengo (1962) los dos sistemas de fallas de rumbo este-oeste y noroeste-sureste se formaron a partir de un solo proceso de afallamiento y son zonas de cizallamiento complementarias que resultaron del mismo tipo de esfuerzos.

De Boer (1979) con base en patrones microtectónicos del arco externo propone tres fases tectónicas compresivas:

- La primera norte-sur resultando en fallamiento de bloques orientados este-oeste del basamento del Complejo de Nicoya, y pliegues este-oeste de la cobertura sedimentaria durante el Campaniano.
- La segunda NNW-SSW compresiva resultando principalmente en la reactivación de fracturas originadas en la fase uno.
- La tercera noreste-suroeste caracterizada por levantamiento y fracturación de la península y por plegamiento de las secuencias sedimentarias. Durante el Mioceno culmina con el establecimiento del arco volcánico Tilarán-Talamanca

Kuijpers (1979 y 1980) propone tres fases tectónicas durante la formación del Complejo de Nicoya:

- La primera compresiva que dio como resultado plegamiento isoclinal con rumbos entre N 25° W y N 10° E. Además dio origen al sobrecorrimiento de la Unidad Esperanza sobre la Unidad Matapalo como resultado de tectónica tangencial.
- La segunda también compresiva origina plegamiento exhibido por planos "S" con amplitudes de decenas de metros; asociado a los pliegues ocurren fallas inversas.
- La tercera fase dominada por fallamiento normal. Dos sistemas de fallamiento normal que afectan las rocas plegadas y generan estructuras graben.

Bourgeois et al. (1982) proponen que después del Campaniano ocurre fallamiento normal entre dos estados de inconformidad geológica separados por fases erosionales fuertes. Estas inconformidades geológicas post-Cretácicas en la historia de las Penínsulas de Santa Elena y Nicoya son prominentes y se caracterizan porque la inconformidad inferior es deformada tectónicamente (pliegues, sobrecorrimientos, napes) mientras que la superior es poco deformada.

Gursky, H.J. et al. (1984) presentan cuatro mapas del noroeste de Costa Rica, en los cuales está cartografiado el Complejo de Nicoya, la serie ofiolítica, donde entre otros aspectos geológicos, hacen un estudio estructural estadístico de lineamientos fotogeológicos mediante la rosa de lineamientos. En uno de los mapas presentan geoméricamente cuatro fases compresivas

diferentes que dichos autores proponen en dicho estudio (D_1 , D_2 , D_3 y D_4), las cuales son referidas en aspectos genéticos y cronológicos.

Baumgartner (1987) confirma lo expuesto por otros autores en relación a que las Penínsulas de Nicoya y Santa Elena forman una megaestructura de mantos de sobrecorrimiento. La Unidad Esperanza como unidad cabalgante sobre la Unidad Matapalo forman el autóctono relativo ocupando la mayor parte de la superficie del Complejo de Nicoya en la península.

En los estudios de Gursky, H.J. (1982); Gursky, M. (1988) & Gursky, M. (1991) se puede resumir cuatro eventos compresivos aproximadamente ortogonales entre sí que los autores proponen. Durante la formación del Complejo de Nicoya y su cobertura sedimentaria se observan cuatro eventos cronológicamente diferentes de tectónica compresiva y que resultaron en el plegamiento de las rocas a partir del Cretácico superior. Se tienen de esta forma dos direcciones principales diferentes de compresión:

- Aproximadamente noroeste-sureste (durante D_1 y D_3) y
- Aproximadamente noreste-suroeste (durante D_2 y D_4)

La primera fase de deformación D_1 fue una compresión WNW-ESE que resultó en pliegues con rumbo NNE, acompañado por fracturas tectónicas, la cual ocurrió en el intervalo post-Albiano (Turoniano) – Pre-Campaniano.

La fase D_2 fue una compresión cercanamente perpendicular con respecto a D_1 , y que generó pliegues con rumbo NW. La edad de esta fase de deformación es Campaniano en un “Estado Arco de Islas Primitivo”.

La deformación D_3 ocurrió luego de una fase de subsidencia que se denomina “Etapa Intermedia Erosional”. Data del Eoceno y fue una compresión NW – SE que resultó en sistemas de pliegues con rumbo NE, similar a los pliegues D_1 .

La fase de deformación D_4 se ubica en la “Etapa Arco de Islas Moderno”, así, D_4 es de edad Mioceno. Corresponde con una compresión SW – NE que resultó en pliegues a gran escala con rumbo NW.

Los cuatro eventos tectónicos anteriores están relacionados con una tectónica regional, no solo a nivel del Caribe sino también entre las dos Américas (Gursky, 1988). Luego lo que se denomina implicaciones regionales y suprarregionales (Gursky, 1991). De esta forma las compresiones con dirección noreste están relacionadas con el movimiento de las placas, las compresiones noroeste pueden ser originadas por esfuerzos suprarregionales.

Las características de los estilos deformacionales de las cuatro compresiones tectónicas son básicamente similares. Aparte de las fallas, las cuatro deformaciones compresionales son típicamente caracterizadas por la formación de pliegues paralelos, cilíndricos, aproximadamente

horizontales, abiertos a suaves, formados por deslizamiento flexural simple de las capas competentes en las incompetentes (Gursky, 1991).

Así el intenso fracturamiento, plegamiento de los sedimentos durante la diagénesis, plegamiento disarmónico con pequeña extensión vertical, ausencia de metamorfismo regional junto con fases de tectónica distensiva, entre otros, son típicos de la posición en un margen de placa en el cual la Península de Nicoya se ha situado desde el Cretácico tardío (Gursky, 1991)

Denyer & Arias (1993) dentro del estudio geológico realizado en el Norte de la Península de Nicoya, en las Hojas Belén, Carrillo Norte, Matapalo y Punta Gorda, mencionan las siguientes características estructurales.

Se encuentran evidencias de cizalla a nivel de afloramientos, que han sido causados no sólo por una tectónica, sino por varios períodos y estilos tectónicos.

Dentro de las fallas más importantes, destacan la falla N40°W con una traza de 20 km de longitud, y que atraviesa parte de las Hojas Belén, Matapalo y Punta Gorda. Entre otras fallas destacan también la de rumbo N40°W, de tipo transcurrente dextral, y que pasa por la población de Sardinal hasta las cercanías de Playas del Coco (fig 2.1).

También identifican cuatro fallas sinestrales N35°-40°E en la hoja Belén. En la cercanía de El Llano (Hoja Matapalo) mapearon dos fallas, una N15°W y otra N50°W dextrales (fig 2.1).

Los autores hacen referencia en que ha ocurrido una inversión del movimiento de algunos planos de falla durante la historia geológica, donde las últimas estrías en los planos de falla deben evidenciar el movimiento más reciente.

Cápítulo III Aspectos sismológicos

3.1 Sismotectónica

Costa Rica, como parte de América Central, está localizada en el margen oeste de la placa Caribe (fig. 3.1). En esta parte la placa Coco subduce bajo la placa Caribe a lo largo de la fosa Mesoamericana. La dirección de convergencia de estas dos placas es N25°E a N30°E y su velocidad relativa varía desde 6.9 ± 0.4 cm/año mar adentro en el norte de Guatemala hasta 9.5 ± 0.4 cm/año mar adentro en el sur de Costa Rica (De Mets et al., 1990) (fig. 3.1). De esta colisión resultan grandes liberaciones de energía en forma de ondas sísmicas y otros procesos tectónicos como la formación de montañas y el fallamiento regional (Morales, 1983). En estudios de Güendel & Morales (en: Morales, 1983) encuentran que las zonas de mayor liberación de energía

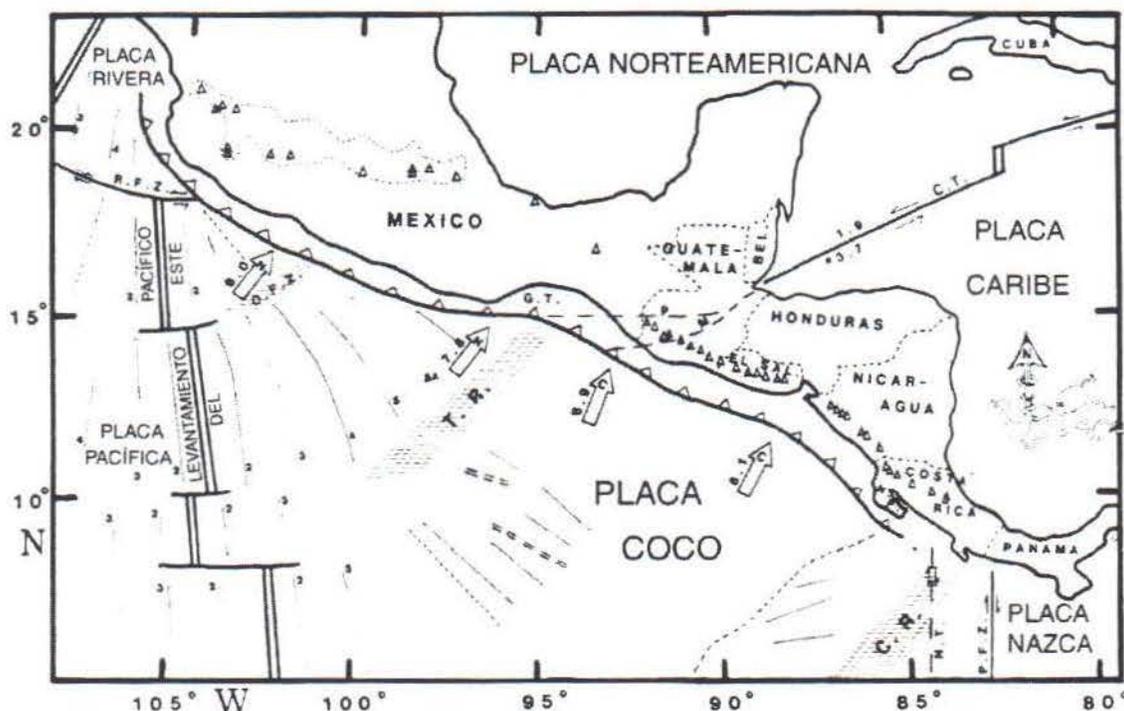


Figura 3.1: Marco tectónico de la región Mesoamericana. Los triángulos indican volcanes activos. La región punteada en México indica el cinturón volcánico Tras-Mexicano. Anomalías magnéticas (líneas numeradas), Dorsales fósiles (líneas discontinuas dobles), y límites entre corteza creada en diferentes dorsales (líneas discontinuas pequeñas), según Klitgord & Mammerickx (1982). Las regiones sombreadas indican características batimétricas mayores. Las flechas con "N" indica el movimiento de la placa Coco respecto a la placa Norteamericana. Las flechas con "C" indican el movimiento de la placa Coco relativo a la placa Caribe. Las unidades son mm^{-1} . Movimiento relativo según Minster & Jordan (1978). R.F.Z.-Zona Fractura Rivera; O.F.Z.-Zona Fractura Orosco; G.T.-Golfo de Tehuantepec; T.R.-Dorsal de Tehuantepec; P. y M.-Sistema Fallas Polochic-Motagua; C.T.-Depresión del Caimán; N.P.-Península de Nicoya; C.R.-Levantamiento de Coco; P.F.Z.-Zona Fractura Panamá; N.T.-Limite Transformado Incipiente (Tomado de Burbach et al., 1984).

en Costa Rica son sus extremos sureste y noroeste de la costa pacífica, más el primero que el segundo y finalmente, en menor grado, la región central del margen pacífico de Costa Rica.

Al sur de la frontera entre Costa Rica y Panamá, se encuentra la Zona de Fractura de Panamá, que representa el límite entre las placas Coco y Nazca. Al oeste del punto triple Coco-Nazca-Caribe, el Levantamiento de Coco está siendo subducido bajo la placa Caribe. El Levantamiento de Coco es una traza del punto caliente de las Galápagos, cuya orientación es N45°E (Cocos Ridge, figs 1.1 y 3.2). Corrigan et al., (1990) sugieren la existencia de la Zona de Falla del Este de Nicoya (ENFZ) ubicada en el basamento oceánico del antearco en la entrada del Golfo de Nicoya (fig 3.2).

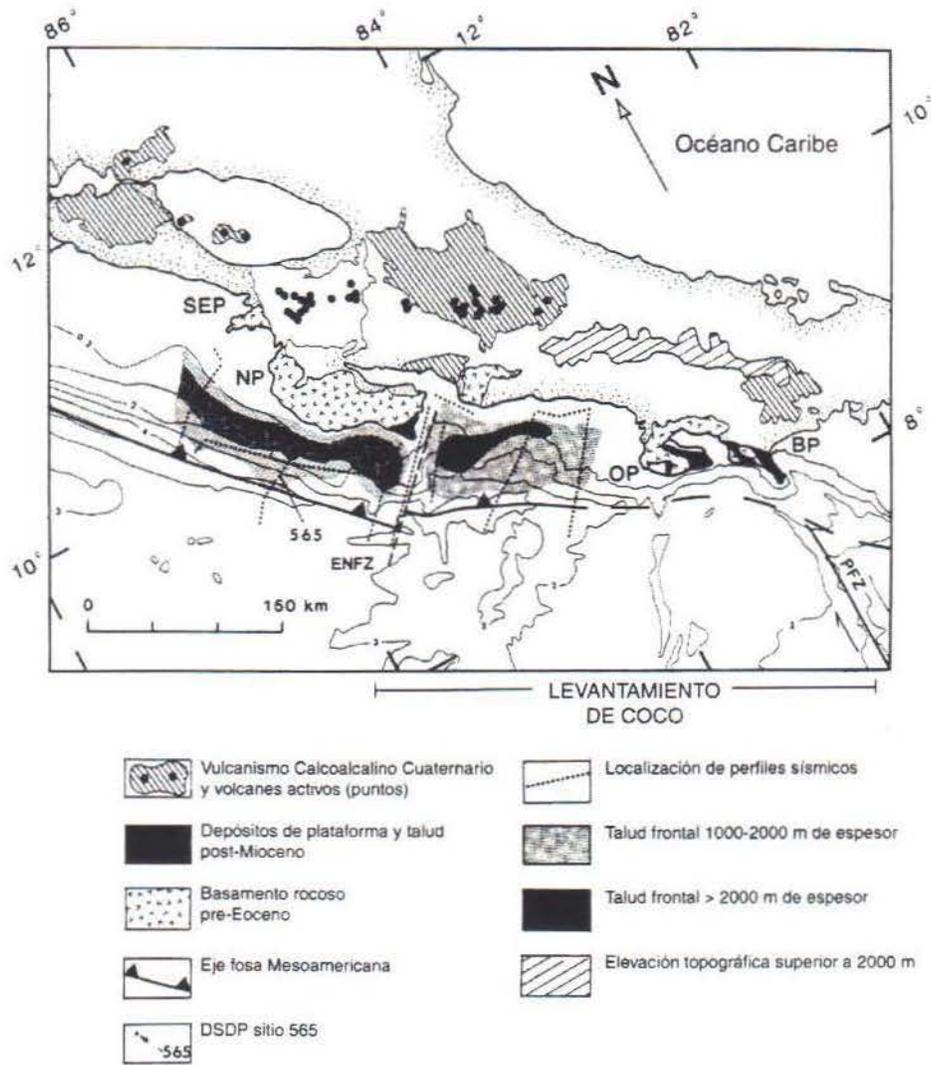


Figura 3.2: Compilación geológica y rasgos tectónicos del área antearco del sureste de América Central. Abreviaciones: SEP, Península de Santa Elena; NP, Península de Nicoya; OP, Península de Osa; BP, Península de Burica; PFZ, Zona Fractura Panamá; ENFZ, Zona Falla Este de Nicoya (Tomado de Corrigan et al., 1990).

Proponen que la (ENFZ) como el límite de la zona de deformación asociada a la subducción del Levantamiento de Coco, que a su vez se localiza al noreste del Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica (fallas de desplazamiento de rumbo sinistral). von Huene et al. (1995) interpretan la expresión morfológica de la (ENFZ) como el resultado del relieve subducido en la placa inferior. Por lo tanto la actividad sísmica debajo del margen convergente y a lo largo del lineamiento de la (ENFZ) puede indicar reactivación en la zona de subducción.

La Península de Nicoya se encuentra ubicada en la región morfotectónica del antearco de Costa Rica. Diversas estructuras se presentan en el antearco de Costa Rica, que según Montero & Morales, 1990 y Montero, 1994; está muy influenciado por la interacción del Levantamiento de Coco con la placa Caribe. De esta forma Montero & Morales (1990), relacionan los esfuerzos neotectónicos con la convergencia oblicua entre las placas Coco y Caribe. La reinterpretación del origen de estos esfuerzos incluye la rotación observada en las trayectorias de los esfuerzos neotectónicos desde el antearco al arco interno (figs. 3.3 y 3.4).

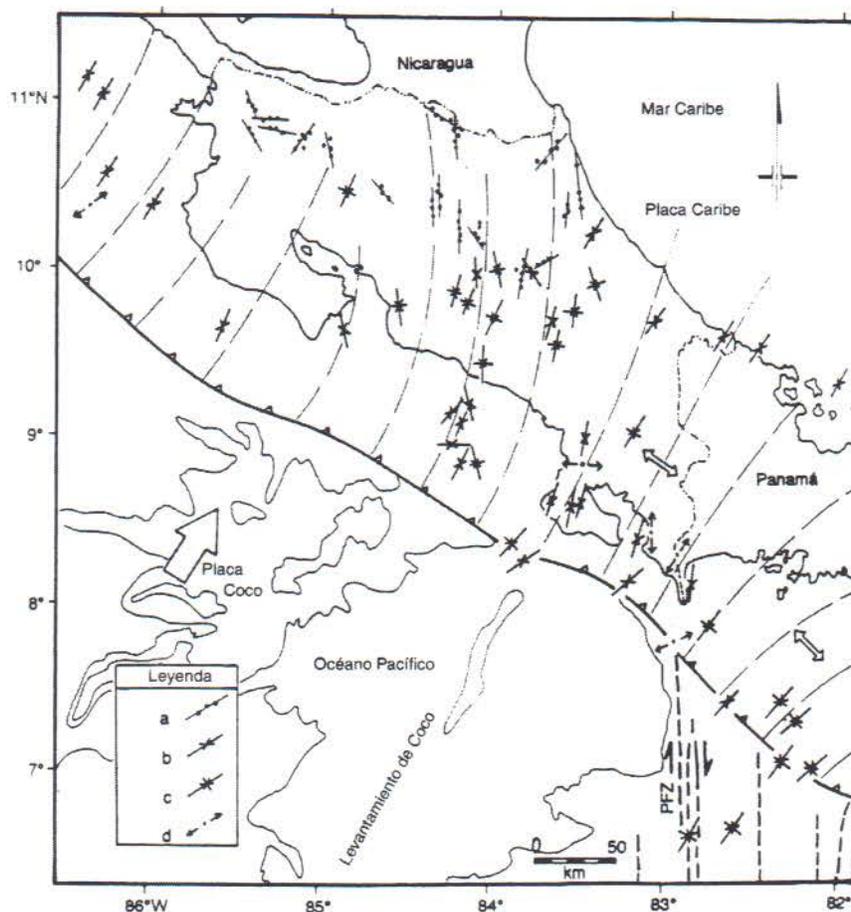


Figura 3.3: Direcciones de máximos esfuerzos compresivos horizontales (MHCS) en Costa Rica, deducidos a partir de mecanismos focales y lineamientos volcánicos cuaternarios. Leyenda: a) Lineamientos volcánicos cuaternarios, obtenidos al menos con tres centros volcánicos contemporáneos; b) MHCS obtenido a partir de un mecanismo focal inverso; c) MHCS deducido a partir de un mecanismo focal de fallamiento normal. Las trayectorias de (MHCS) se muestran con líneas discontinuas (Tomado de Montero, 1994).

Por lo tanto, el Levantamiento de Coco, es un bloque que comprime desde la parte sur de Costa Rica hasta la costa atlántica, con unos 200 km de ancho que produce control tectónico.

Montero (1994) evaluando información estructural, sismológica y geomorfológica, formula un Modelo de Dirección de Esfuerzos Máximos Horizontales (MHCS) para explicar la neotectónica de Costa Rica. Propone que en la región antearco el (MHCS) tiene rumbo N30°E, el cual concuerda con la dirección del movimiento relativo interplaca. Además estos esfuerzos están relacionados con la colisión del Levantamiento de Coco en el sur de Costa Rica, a lo largo de la fosa Mesoamericana. El modelo propone que el Levantamiento de Coco se comporta como un indentador rígido (fig. 3.4).

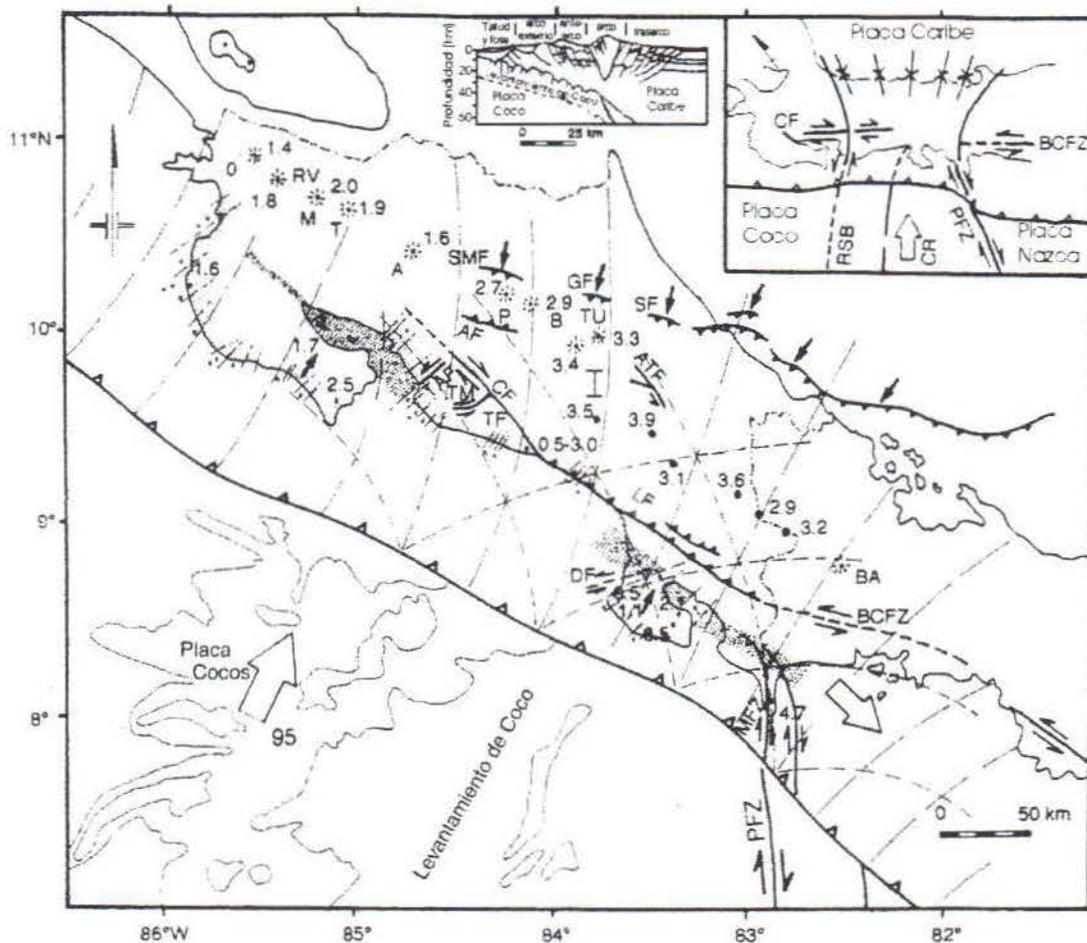


Figura 3.4: Modelo neotectónico que muestra la indentación del Levantamiento de Coco en la región central y sur de Costa Rica, y algunos efectos tectónicos principales. A lo largo de la costa pacífica los levantamientos recientes se muestran con puntos pequeños: una cruz representa áreas elevadas sobre el nivel medio del océano. Áreas de subsidencia se muestran con puntuado denso (según Fisher, 1980). Las flechas muestran la inclinación o declive cuaternario en la Península de Nicoya (1.7 m/km). Razones de levantamiento en m/1000 años se muestran en diferentes localidades de la costa pacífica (con un número al lado de los puntos sólidos) (según Gardner et al., 1992). Las máximas elevaciones se ubican en frente del área que es subducida por el Levantamiento de Coco. La esquina derecha muestra un modelo tectónico simplificado de los esfuerzos y fallas que produce la colisión del Levantamiento de Coco en Costa Rica (Tomado de Montero, 1994).

Las fallas de desplazamiento de rumbo tienden a ser paralelas al esfuerzo máximo de cizalle y perpendicular a la fosa Mesoamericana el esfuerzo máximo horizontal compresivo. El campo de esfuerzos del área indentada (en el caso del plano de deformación horizontal), tiene esfuerzo máximo de cizalle correspondiente con el fallamiento de desplazamiento de rumbo (fig. 3.4).

Existen importantes elementos estructurales en la subducción de la placa Coco debajo de la Placa Caribe. En la parte sureste de la Península de Nicoya, se alinea noreste-sureste el límite batimétrico suave-rugoso (Hey, 1977) (figs. 1.1 y 3.5).

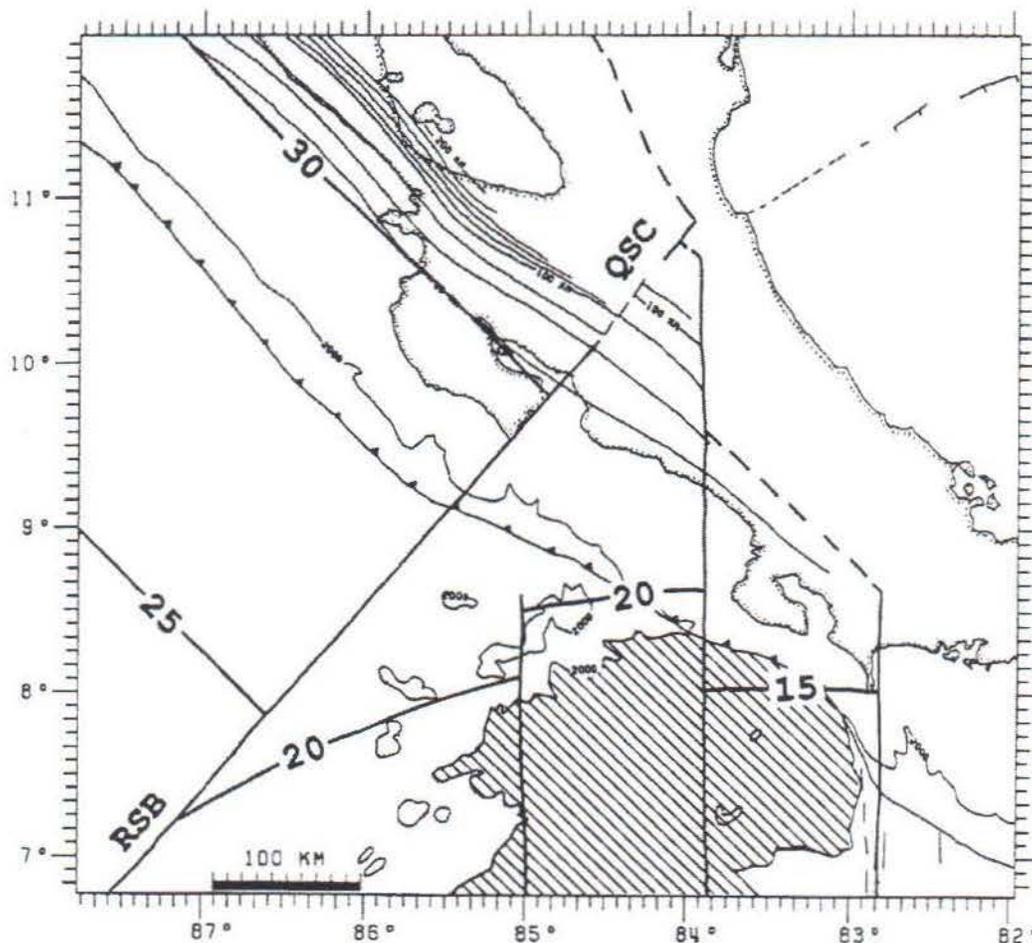


Figura 3.5: Mapa con proyección de edades de la litosfera, en millones de años después de desdoblarse la losa sísmica a un ángulo de buzamiento de 0° . Esas proyecciones de edad se basan en las razones de expansión del Levantamiento del Pacífico Este y el Rift de Las Galápagos. Las líneas de raya son la máxima extensión de la losa sísmica. Al oeste de la Contorsión Abrupta Quesada (QSC) la subducción de la placa Coco es más antigua que en la parte del centro de Costa Rica. También muestra como referencia los contornos de isopropundidad de la zona Wadati-Benioff. El levantamiento de Coco es representado por el área encerrada por el contorno de profundidad de 2000 metros; RSB es el límite suave-rugoso (Tomado de Protti et al, 1995).

Este representa un límite de corteza fósil entre los centros de dispersión representados por el punto caliente de las Galápagos y el centro de dispersión del Pacífico Este, además este contraste

batimétrico se debe a que existe diferencia en las velocidades de acreción en cada centro de dispersión (fig. 1.1). En la parte noroeste del límite suave-rugoso, la corteza acreciona con velocidad 13-14 cm/año, produciendo una batimetría suave. Esta corteza es subducida a lo largo del pacífico de América Central hasta la Península de Nicoya. El centro de dispersión de las Galápagos tiene una velocidad de acreción menor 5-7 cm/año, produciendo una batimetría rugosa hacia el sureste del límite suave-rugoso. Se definen entonces dos provincias batimétricas en la placa Coco, una originada en un punto caliente sobre la placa Coco y otra en la Dorsal del Pacífico Este. La corteza de la placa Coco generada en la Dorsal del Pacífico Este, subduce bajo Nicaragua y el norte de Costa Rica, mientras que la corteza de la placa Coco generada en el punto caliente de las Galápagos subduce bajo la parte central y sur de Costa Rica (Protti et al., 1995) (figs. 1.1 y 3.5). La diferencia de acoplamiento debido a la interacción de las diferentes provincias tectónicas a lo largo del límite Coco-Caribe, explican la distribución del (MHCS) en la región de Costa Rica. De esta forma las fuerzas que actúan a lo largo de la interacción de las placas es debido tanto al esfuerzo horizontal debido a la subducción como a la carga vertical entre las placas.

Según Morales (1983) la terminación abrupta de la Península de Nicoya al sureste, constituye un rasgo notorio, el cual coincide con una ligera desviación y disminución en profundidad de la fosa Mesoamericana y con un cambio en el buzamiento de la zona sísmica inclinada, el cual se asocia con una ruptura transversal de la litosfera.

Así, se definen cuatro zonas sísmicas de convergencia en Costa Rica: Papagayo, Nicoya, Quepos y Osa (Morales, 1985). En Nicoya, la zona sísmica se caracteriza por un prominente basamento ofiolítico levantado algunos cientos de metros sobre el nivel del mar. Esta región presenta mayor desplazamiento sísmico en relación con las otras regiones adyacentes.

Burbach et al. (1984) usando análisis de sismicidad, propone la segmentación de la Placa Coco en la entrada de la Península de Nicoya. La sismicidad es claramente más superficial en la parte sureste que en la parte noroeste de Costa Rica. En el sureste de Costa Rica la zona de Benioff es más superficial, con profundidades focales máximas de 50 km. El origen de estos cambios geométricos se relacionan con el Levantamiento de Coco que al parecer es la causa de la subducción somera al sur de la Península de Nicoya, y también a las diferencias de edad en la litosfera de la placa Coco. Burbach et al. (1984) y Burbach & Frohlich (1986) combinan datos del ISC (International Seismological Center) con registros de eventos locales y proponen una área de ruptura en la zona de Wadati-Benioff debajo de la Península de Nicoya.

Barquero (1990) usando datos sismológicos para la región noroeste de Costa Rica propone que es evidente la presencia de dos segmentos en la placa Coco con diferentes ángulos de buzamiento. Propone que esta inicia la subducción con bajo ángulo en los primeros 150 km de distancia horizontal desde la fosa, a partir de aquí se segmenta. El segmento noroeste incrementa rápidamente su buzamiento desde 20° cerca de la fosa hasta 80° bajo la Cordillera Volcánica de Guanacaste, el segmento sureste conserva un buzamiento somero entre 15°-20°.

Burbach et al. (1984) interpretan de los resultados del estudio que la zona Wadati-Benioff tiende a ser más extensa hacia el continente (Istmo Centroamericano) y con buzamientos más superficiales conforme nos trasladamos hacia el noroeste a lo largo de la fosa Mesoamericana. Esto según los autores se debe a que la placa Caribe es estática respecto a la placa Norteamericana que se mueve hacia el oeste y Coco que converge en una dirección N 30° E.

Protti et al. (1995) realizaron estudios de correlación entre la edad de la subducción de la placa Coco y la geometría de la zona de Wadati-Benioff, a lo largo del pacífico de Nicaragua y la parte norte de Costa Rica. Proponen que existe una somerización del ángulo de inclinación de la zona Wadati-Benioff en dirección noroeste-sureste, decrece desde 84° bajo Nicaragua hasta 60° en la parte central de Costa Rica (fig. 3.6). La profundidad máxima de los temblores intraplaca también decrece desde el noroeste (200 km bajo Nicaragua) hacia el sureste (125 km bajo la parte central de Costa Rica) (fig. 3.5 y 3.6).

Estas variaciones en la geometría de la zona Wadati-Benioff y otras características relacionadas con la subducción de la placa Coco bajo la placa Caribe, integran un modelo que según Protti et al. (1995), se correlaciona también con variaciones en la edad de la subducción de la placa Coco a lo largo de la fosa Mesoamericana. Estas características son:

- Somerización en la batimetría de la fosa Mesoamericana en sentido noroeste-sureste
- Diferencias de acoplamiento entre las placas Coco y Caribe
- La terminación de la cadena de volcanes activos de América Central en la parte central de Costa Rica
- Variaciones del campo de esfuerzos en la placa Caribe

De esta forma proponen que la segmentación está relacionada con el contraste de edad de la litosfera entre las provincias estructurales limitadas por el límite suave rugoso. También la geometría de la zona de Wadati-Benioff parece estar controlada por cambios en la edad de la subducción de la placa Coco (figs. 1.1 y 3.5).

Los mismos autores Protti et al. (1995) dividen la zona de subducción desde Nicaragua hasta Costa Rica en cuatro segmentos sísmicos: Norte (Nicaragua); Norte de Costa Rica; Centro de Costa Rica; y Sur de Costa Rica. Esta subdivisión está basada en la geometría que presenta la zona de Wadati-Benioff a lo largo de la zona de subducción y otras características sismológicas como la densidad sísmica y profundidad de la placa que subduce (fig. 3.6). De estos cuatro segmentos son de importancia para el área de estudio el segmento del Norte de Costa Rica y el Centro de Costa Rica. Identifican una ruptura de la placa Coco debajo de la parte central de Costa Rica, que la describen como un límite entre dos segmentos de la subducción de la placa Coco con diferente edad y geometría, la que llaman Contorsión Abrupta de Quesada (QSC) (fig. 3.5). Esta es una zona de ruptura dentro de la zona de Wadati-Benioff. El límite de esta área delimitada coincide con las características de los perfiles sísmicos obtenidos y es reconocida en la sismicidad del área únicamente a profundidades mayores de 70 km. Proponen que se extiende con dirección N34°E desde el noreste de Puerto Caldera, hasta Aguas Zarcas de San Carlos. Hacia el noroeste la porción profunda de la placa se inclina cerca de 80° y alcanza una profundidad máxima de 200 km cerca de la frontera entre Costa Rica y Nicaragua hasta 135 km

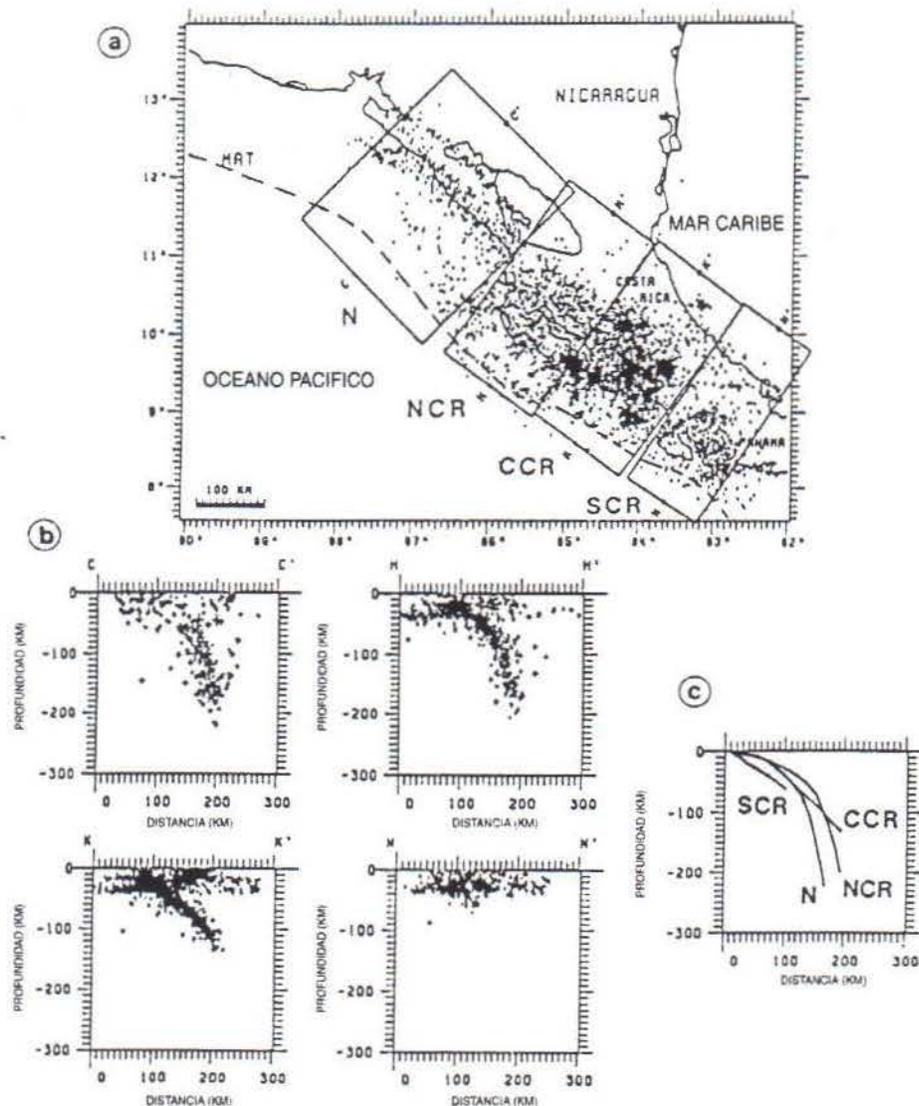


Figura 3.6: Segmentos de subducción descritos en el texto: N: Nicaragua; NCR: Norte de Costa Rica; CCR: Centro de Costa Rica; SCR: Sur de Costa Rica; a) Mapa que muestra el área y sismicidad cubierta para cada segmento; b) Distribución de la sismicidad con la profundidad para cada segmento; c) Traslape de todos los segmentos tomando como punto común el eje de la fosa (Tomado de Protti et al., 1995).

debajo de Ciudad Quesada. Al sureste de esta zona de ruptura la zona de Wadati-Benioff se inclina cerca de 60° y la sismicidad no se extiende más allá de 175 km. Otra característica de la zona Wadati-Benioff debajo del segmento Central de Costa Rica, es la terminación abrupta de la sismicidad de profundidad intermedia que coincide con la terminación sureste de la cadena de volcanes activos de América Central.

Protti et al. (1995) concluyen que la diferencia de acoplamiento entre las placas Coco y Caribe al sur de la fosa Mesoamericana puede estar asociado con las características batimétricas en la subducción de la placa Coco. Estas características batimétricas también están relacionadas con la edad y diferencias genéticas dentro de la placa Coco.

Por otro lado Montero (1994) define dos zonas sísmicas localizadas hacia el sureste de la entrada del Golfo de Nicoya con una orientación N30°E. La sismicidad incluye magnitudes mayores a 3.5 grados en la escala Richter para el período 1975-1992. La máxima profundidad sísmica a lo largo de la zona de Wadati-Benioff a lo largo del margen pacífico central es cerca de 120 km.

Un aspecto importante que señalan Protti et al. (1995) es que la zona de ruptura que proponen (QSC) coincide con el cambio abrupto en la batimetría de la placa Coco a lo largo del lineamiento noreste. Este cambio en la batimetría al norte del límite suave-rugoso marcado por el contorno de profundidad de 3000 metros, refleja una edad y por lo tanto un contraste de densidad en la placa Coco en relación con la parte sureste formada por una litosfera caliente y joven. Por lo tanto el límite suave-rugoso en el sentido de Protti et al. (1995) marca la diferencia de la litosfera de la placa Coco creada en la Dorsal del Pacífico Este, al norte, y la creada en el punto caliente de las Galápagos, al sur (fig. 1.1 y 3.5). La sección noreste del límite rugoso que se convierte en la zona de ruptura propuesta (QSC), es un relicto a lo largo de la cual la placa Farallón se separó en la placa Coco y la placa Nazca hace 25 m.a. (Hey, 1977) y 28 m.a. según (Lonsdale & Klitgord, 1978). Como consecuencia de esta abertura, la edad de la placa subducida en la Península de Nicoya es más antigua en la dirección de subducción y se incrementa más rápidamente que debajo del segmento Central de Costa Rica (fig. 1.1 y 3.5). Estos cambios en edad ocurren abruptamente a través de zonas de fractura, fallas transformadas, levantamientos o límites entre placas generadas en diferentes centros de dispersión.

La zona sísmica del segmento Norte de Costa Rica, se caracteriza porque la profundidad de la zona Wadati-Benioff es superior a los 200 km y el ángulo de inclinación varía entre 15° hasta cerca de 75° a partir de la Fosa Mesoamericana (fig. 3.6). En el segmento Central de Costa Rica, la profundidad de la zona Wadati-Benioff alcanza 130 km de profundidad y la inclinación varía entre 15° y 40° a partir de la fosa Mesoamericana (fig. 3.6). Por lo anterior existe una somerización de la zona Wadati-Benioff en sentido noroeste-sureste orientado paralelo a la Fosa Mesoamericana. También existe una mayor densidad sísmica en el segmento Central de Costa Rica y ésta disminuye en la corteza superior conforme se avanza hacia el arco interno de Costa Rica (fig. 3.6).

Kolarsky et al. (1995) basados en la recopilación de datos identifican seis mayores efectos tectónicos producidos por el Levantamiento de Coco: (1) Gap volcánico con una extensión transversal de 175 km y levantamientos topográficos anómalos que se han formado normalmente cerca de los estratovolcanes de América Central; (2) El buzamiento de la subducción de la placa Coco decrece significativamente debajo del Centro de Costa Rica; (3) Inversión estructural de las cuencas antearco (Térraba) y trasarco (Limón) de Costa Rica y levantamientos en el área de contacto del Levantamiento de Coco; (4) El basamento en la cuenca de Colombia y en las áreas de las Penínsulas de Osa, Burica y Nicoya es curvado en una dirección paralelo a la dirección de la convergencia de la placa (032° azimuth); (5) El campo de esfuerzos de Costa Rica describe un patrón radial cerca de la subducción del Levantamiento de Coco, principalmente en el área este de Costa Rica y oeste de Panamá.

von Huene et al. (1995) en el estudio morfotectónico del margen convergente de Costa Rica, que incluye estudios batimétricos y de geofísica, concluyen que se puede identificar cuatro morfologías en la subducción de la placa y que puede estar asociado con los diferentes segmentos estructurales del margen continental: (1) Una suave cobertura sedimentaria y corteza oceánica ígnea que subduce en una estructura ordenada de prismas acresionales; (2) Un monte submarino dominante que subduce en un alto rompimiento de margen continental; (3) La cresta de Levantamiento del Coco, el cual subduce como una amplia plataforma levantada; y (4) Un alineamiento volcánico elongado que subduce frente a series alineadas a través del margen.

En dicho trabajo los autores concluyen que la tectónica de la región es muy influenciada por la morfología subducida en el margen convergente, con un relieve de 1 a 2 km. Al parecer según Protti et al. (1995) las zonas de incremento en el número y agrupamiento de sismos aparece donde los montes submarinos dominantes son subducidos. Esta observación contribuye con los estudios de von Huene et al. (1995) para argumentar que los montes submarinos tienen un papel importante en la subducción de la corteza oceánica como un tipo de aspereza generador de terremotos en la zona de subducción.

En general los estudios anteriores indican una correlación directa entre la edad, velocidad de convergencia y origen de la placa oceánica de Coco con la somerización, el ángulo de inclinación y la extensión tanto horizontal como en profundidad de la zona Wadati-Benioff. Tales diferencias en edad y velocidad de convergencia se deben posiblemente a que la placa Coco se origina en dos centros de dispersión oceánica diferentes, lo cual produce características batimétricas diferentes en ambos segmentos de la placa Coco. Otros argumentos para explicar esta correlación son explicados por las diferencias en el espesor, densidad y estado termal de la litosfera subducida que afecta la buoyancia de la placa y su asimilación termal por la astenósfera. Protti et al. (1995) proponen que la geometría de la zona Wadati-Benioff es totalmente controlada por cambios abruptos a lo largo de la fosa en la edad de la placa Coco subducida. Por lo tanto llegan a la conclusión de un nuevo modelo basado en las variaciones de edad de la placa Coco subducida a lo largo de la fosa Mesoamericana correlacionado con la compleja geometría de la zona Wadati-Benioff debajo de Nicaragua y Costa Rica (QSC, cambios en el ángulo de buzamiento, longitud y máxima profundidad de la placa sísmica) que también se relaciona con las características tectónicas regionales de la placa Caribe cabalgante, como lo son las variaciones del campo de esfuerzos y la terminación de la Cadena Volcánica de América Central.

3.2 Sismicidad en la región del Pacífico norte de Costa Rica

Kanamori (1983) menciona que en los pasados 80 años, cerca de 10 grandes sismos con $M_s = 7$ ocurren por año en el mundo. Así mismo en términos de la energía relacionada en ondas sísmicas, este nivel de actividad corresponde a cerca de $4.5 \cdot 10^{24}$ ergios por año.

Morales & Rojas (1981) evaluando la sismicidad de Costa Rica desde 1900 hasta 1981 y utilizando datos de diferentes fuentes obtienen las siguientes conclusiones para la entrada del Golfo de Nicoya:

- La liberación promedio de energía ha sido 10^{22} ergios (10^{15} Julios) cada ocho o quince años.
- Desde hace más de 25 años no ocurre un fuerte temblor y de acuerdo con el patrón de liberación de la energía cabe esperar un evento de magnitud $M = 6.7 \pm 0.5$.
- Dicho evento es capaz de producir intensidades máximas (I_0) de grado nueve ($I_0 = IX$).
- Estiman que probablemente la aceleración máxima puede ser $A_0 = 300-500 \text{ cm/s}^2 \cong 0.5g$.

Los resultados obtenidos anteriormente se derivan a partir de ecuaciones que relacionan magnitud de las ondas superficiales, intensidad máxima y aceleración máxima. Los autores sugieren que se debe tener en consideración para dichos resultados de los valores estimados y efectos de un temblor el mecanismo de ruptura de la fuente, el patrón de radiación de la energía, la profundidad focal y las características de la región.

De acuerdo a lo expuesto anteriormente, las características sismotectónicas de la entrada del Golfo de Nicoya y la Península de Nicoya, junto con la sismicidad histórica y el desarrollo de las actividades humanas, forman un cuadro notorio de convivencia del hombre con los riesgos geológicos asociados con terremotos (Morales, 1983). La región ha sufrido el efecto de fuertes temblores ($M > 6$) en diferentes períodos del presente siglo. El riesgo es aún mayor por cuanto la zona ha adquirido un apreciable desarrollo de infraestructura y de población.

El término riesgo geológico se le da un enfoque en este estudio para referirse al mal comportamiento del subsuelo asociado con sismos (deslizamientos, hundimientos, licuación, etc) y que pueden afectar la infraestructura hecha por el hombre (carreteras, puentes, edificios, presas, puertos), cultivos, poblaciones y por supuesto la vida humana.

La amenaza sísmica es la probabilidad de que un determinado valor (intensidad, aceleración, velocidad o desplazamiento) sea excedido en un tiempo y lugar dado, o sea es la amenaza sísmica potencial en un lugar dado. El término riesgo sísmico se refiere a la posibilidad de pérdidas materiales y humanas provocadas por sismos donde interviene la intensidad, duración y frecuencia de la sacudida del terreno. En este contexto la amenaza sísmica debido a terremotos está asociada con oscilaciones fuertes del suelo (amplificación), fallamiento en superficie, deformaciones de la corteza, deslizamientos y derrumbes, tsunamis y a menor escala seiches (marea o corriente aparente debido a un sismo pequeño).

Morales (1983) utilizando sismicidad histórica con datos de diferentes fuentes sísmicas concluye que existe una concentración epicentral a la entrada del Golfo de Nicoya y hacia el margen de este mismo, y que la Península de Nicoya aparece muy libre de actividad sísmica. La fuente sísmica se considera como un área mas que una línea, debido a la incertidumbre en la localización epicentral $\pm 25 \text{ km}$, o bien una banda con ancho igual a la entrada del golfo y que se desplaza al noreste. Considerando el período de recurrencia estimado para grandes sismos en la región del arco Mesoamericano 30 – 50 años se estaría para el año 1981 en un período en que la energía se está acumulando por deformación de la corteza (Morales, 1983). Por su parte dado los

valores de intensidad máxima (I_0) entre IX y X (MM) se esperaría que la aceleración máxima calculada sea $A_0 = 500 \text{ cm/s}^2 \cong 0.5 \text{ g}$.

Dentro de la evaluación del peligro potencial los principales peligros son: sacudida del suelo hasta de X (MM) en el área epicentral o zonas costeras y de aluviones, donde predominan suelos granulados susceptibles a sufrir asentamientos diferenciales y/o licuación en el caso de los saturados con agua; las zonas de pendiente mayor a 30° pueden sufrir deslizamientos o derrumbes; la resistencia del suelo al esfuerzo cortante en condiciones dinámicas es menor que su valor estático.

Como se habló en el apartado anterior los sismos generados a lo largo del plano de subducción caracterizado por un aumento de la profundidad desde la fosa hacia el interior y con una variación lateral de profundidad que aumenta de sureste a noroeste es muy importante para evaluar el peligro sísmico que presentan estos temblores (Morales & Montero, 1984), porque a pesar de que son los que alcanzan mayor magnitud (hasta de 7.5 en 1904) y aportan la mayor cantidad de energía sísmica liberada, no han causado mayores daños (Morales & Motero, 1984 y 1992). Lo anterior se explica porque ocurren generalmente hacia el borde de la costa pacífica y el proceso de ruptura de fallamiento inverso favorece un patrón de radiación de la energía hacia el océano. En la zona sureste del país la situación es mas peligrosa pues tenemos la fosa mas cercana a la costa con un proceso de subducción somero por el efecto del levantamiento de Coco (p.ej. el temblor 2 abril de 1983, $M_s = 7.3$).

El concepto de brecha sísmica (Gap) es utilizado por Kelleher et al., 1973 y Mc Cann et al., 1979 (en Morales y Montero, 1984) para definir regiones a lo largo de una frontera de placas activas tipo pacífico que no han experimentado grandes terremotos de fallamiento inverso o desplazamiento de rumbo durante los últimos 30 años. De esta forma se define la brecha sísmica ubicada frente a la costa central pacífica, que no ha experimentado grandes rupturas desde hace 30 años para el año de 1984, y por lo tanto constituye una región de alto potencial sísmico. La brecha del extremo noroeste del país (frontera con Nicaragua) que se acerca a los 70 años sin haber experimentado una gran ruptura, y sugiere mayor probabilidad de ocurrencia de un evento sísmico en esta región. Ambas regiones con un período de recurrencia entre 30 y 50 años.

Güendel (1987) sugiere la presencia de una brecha sísmica frente a la Península de Nicoya, por lo que representa una zona de alto potencial sísmico que podría generar un sismo de magnitud hasta de 7.6.

Nishenko (1989) en su estudio calcula una probabilidad de ocurrencia superior al 40% para un sismo de magnitud 7.0 o mayor en el período de 1990 – 2000 para la zona sísmica de Nicoya.

Montero (1986) mediante estudios de sismicidad histórica apartir de 1800 en la zona de Nicoya reconoce tres secuencias sísmicas caracterizadas por una doble actividad sísmica separada aproximadamente por diez años cuyo período de recurrencia tiene un valor promedio de 22 ± 11 años. Sugiere que los eventos de 1978 podrían haber iniciado una nueva secuencia de este tipo,

por lo cual señala la alta probabilidad de que ocurra un evento de magnitud $M_s = 7.0$ o superior en los siguientes 10 años en la zona sísmica de Nicoya.

Morales & Montero (1984) estudiando la sismicidad histórica y las secuencias sísmicas para el período (1973 – 1983) limitan dos lineamientos sísmicos de orientación noreste en la Península y Golfo de Nicoya, y que se extiende de la fosa hacia el interior de la costa y limitada por el noroeste y sureste, lo cual correspondería con una probable zona de ruptura en la placa Coco, bajo la Península de Nicoya y se supone para el extremo sureste de la península. Para este período tenemos dos eventos importantes: el de 25 febrero de 1976 ($M_b = 5.3$) al interior del Golfo de Nicoya, y posteriormente los eventos que ocurrieron el 23 de agosto de 1978 frente a las costas de Sámara, dos con magnitud $M_s = 7.0$. Al noroeste (Golfo de Papagayo y alrededores) ha sido la región del borde pacífico más tranquila para la ocurrencia de grandes sismos durante los últimos 80 años, razón por la cual constituye una zona de quietud sísmica (Gap), con alta probabilidad de ocurrencia de un gran evento ($M_s \geq 7.0$) (Morales & Motero, 1984).

Los mismos autores concluyen que las unidades morfotectónicas del arco externo y la intrafosa constituyen la región epicentral donde se localizan los grandes temblores ($M_s \geq 7.0$) y que están asociados al proceso de subducción.

Barquero (1990) hace un estudio de la sismicidad histórica en la región noroeste de Costa Rica y propone que las áreas del Golfo de Papagayo y la Península de Nicoya son zonas propensas a liberar energía por temblores de magnitudes grandes (aproximadamente cada 25 años al menos para subducción), al ser estas consideradas como gaps sísmicos. Así mismo menciona que las profundidades de los temblores varían en un rango entre 0 y 200 km, donde los menores a 30 km corresponden a fallamiento cortical o cerca de la fosa, los mayores a 30 km se asocian a la subducción. En cuanto a las intensidades, los sismos relacionados con subducción pueden generar intensidades de VIII a IX. Propone dos tipos de fuentes: subducción donde la inclinación de la zona de Benioff varía de noroeste a sureste de 80° hasta 20° respectivamente; y la otra fuente son fallas locales que generan una tectónica compleja y liberan energía en forma de enjambres sísmicos. Esto debe de tomarse en cuenta como una fuente potencial generadora de sismos a parte de la subducción.

Los estudios sismotectónicos de Montero & Boschini (1991) a raíz del terremoto de Cóbano del 25 marzo de 1990 señalan el complejo ambiente tectónico de la entrada del Golfo de Nicoya. Como se menciona dicho sismo se inicia con una ruptura múltiple (Motero, Boschini & Rojas, 1991) y mediante análisis de mecanismos focales el fallamiento cortical es de tipo normal, desplazamiento de rumbo y desplazamiento de rumbo sinistral con componente inversa, que refleja la probabilidad sísmica no solo de subducción sino por fallamiento cortical donde los estudios de Corrigan et al. (1990) han presentado el sistema de fallamiento transversal a la fosa y con movimiento sinistral localizado al sur de la Península de Nicoya.

Nishenko (1991) en su estudio del Potencial Sísmico del Circum-Pacífico para el período (1989-1999) y con base en la división de los cuatro segmentos basados en el historial sísmico desde 1800 hasta el presente (Morales, 1985; Montero, 1986, 1989) describe el segmento Nicoya ($86^\circ - 85^\circ W$) como una de las regiones sísmicas más activas a lo largo del margen de Costa Rica

y que ha experimentado grandes eventos en los años: 3 abril, 1827; 8 setiembre, 1853; 9 diciembre, 1863; 21 junio, 1900 (M_s 7.2); 24 abril, 1916 (M_s 7.4); 21 diciembre, 1939 (M_s 7.3); 10 mayo, 1950 (M_s 7.7); y 23 agosto, 1978 (dos eventos M_s 7.0). Según el autor si la secuencia de sismos grandes (M_s 7.0 – 7.4) es representativo de las características de deformación liberada en este segmento, el tiempo promedio de recurrencia es 22 ± 2 años y la probabilidad para actividad continua en la región de Nicoya sobre los próximos 10 años es el 64%. El sismo grande (1950) puede representar un evento más complejo, o un tipo de sismo con un periodo de recurrencia largo que aún no está probado.

Capítulo IV

Generalidades sobre amplificación de la señal sísmica en el subsuelo

4.1 Introducción

Como es de esperar la modificación de la señal sísmica desde la fuente de liberación de energía hasta la superficie durante un evento sísmico, está muy relacionada con el medio geológico por el cual las ondas sísmicas viajan. Debido a la amplia variedad geológica que se presenta en Costa Rica, el clima y el amplio rango en la edad geológica de las rocas según se mencionó en el Capítulo II, debemos esperar diferentes tipos de condiciones de suelos así también como espesores variables.

Cuando ocurre movimiento relativo en las placas, la energía de deformación elástica es acumulada en los materiales cerca del límite, así también se da el incremento de esfuerzos de cizalla en los planos de falla que separan las placas. Cuando los esfuerzos de cizalla alcanzan la resistencia a la cizalla de la roca a lo largo de la falla, la roca falla y la acumulación de energía de deformación es liberada. Los efectos de la ruptura dependen de la naturaleza de la roca a lo largo de la falla. Si esta es poco resistente y dúctil, relacionado con energía de deformación pequeña, esta puede ser acumulada y ser liberada lentamente y por lo tanto ocurrir movimiento asísmico. Si la roca es resistente y rígida (quebradiza), la ruptura es rápida. La ruptura de la roca libera la energía acumulada en forma explosiva, parcialmente en forma de calor y parcialmente en forma de ondas de esfuerzo, que son sentidas como sismos (Kramer, 1996). La teoría del rebote elástico (Reid, 1911; en Kramer, 1996) describe este proceso de acumulación sucesiva y energía de deformación liberada en la roca adyacente a las fallas.

Las fallas no son uniformes, tanto en términos geométricos como en las propiedades del material. Pueden existir zonas de resistencia y debilidad sobre la superficie de una falla. El modelo de asperezas (Kanamori & Stewart, 1978; en Kramer, 1996) en la ruptura de una falla asume que los esfuerzos de cizalla antes de un sismo no son uniformes a través de la falla debido a la liberación de esfuerzos en las zonas de debilidad por arrastre o deslizamiento. La liberación de esfuerzo remanente mantenido por las asperezas produce el sismo principal que permite la ruptura superficial en un estado de esfuerzos uniforme. El modelo de barreras (Aki, 1979; en Kramer, 1996) establece que el esfuerzo pre-sísmico en la falla es uniforme. Cuando ocurre el sismo principal el esfuerzo es liberado desde todas partes de la falla excepto para las barreras resistentes. El significado ingenieril de las asperezas y barreras radica en su influencia en las características de la sacudida del terreno cerca de la falla. Un sitio localizado cerca de una de estas zonas de resistencia puede experimentar sacudidas más fuertes que un sitio igualmente cerca de la falla pero a mayor distancia de la zona de resistencia. A distancias largas de la falla los efectos de la falla no decrecen uniformemente. Desafortunadamente los métodos para localizar estas zonas de resistencia antes de la ruptura no han sido bien establecidos.

La ruptura en la falla generalmente progresa como una serie de dislocaciones (eventos múltiples). Sismos pequeños pueden ser modelados como un proceso de puntos hasta su ruptura

en superficie usualmente en un trecho de pocos kilómetros. Los sismos grandes, sin embargo, pueden romper sobre distancias de decenas, o aún cientos de kilómetros, y la naturaleza de la sacudida del terreno es influenciada por las características del proceso de ruptura. Por ejemplo, ondas emanadas desde la falla con diferente intensidad y en direcciones diferentes; tales efectos de directividad producen diferencias azimutales en las características del movimiento del terreno (Benioff, 1955 & Ben-Menachen, 1961; en Kramer, 1996)). Interferencia constructiva de ondas producidas por dislocaciones sucesivas pueden producir pulsos fuertes de desplazamiento largo llamado *fling* cerca de los sitios hacia los cuales la ruptura es progresiva (Benioff, 1995 & Singh, 1985; en Kramer, 1996).

El concepto de la teoría del rebote elástico es usado para hacer una medición útil del tamaño de un sismo. El momento sísmico de un terremoto es dado por:

$$M_0 = \mu A \bar{D} \quad (4.1)$$

dónde μ es la resistencia a la ruptura del material a lo largo de la falla, A es el área de ruptura, y \bar{D} es la cantidad de desplazamiento promedio.

El momento sísmico tiene por tanto unidades de fuerza por unidad de tiempo. Sin embargo, este es más una medición del trabajo realizado por un sismo, y por lo tanto este se correlaciona bien con la energía relacionada durante un sismo. El momento sísmico puede ser estimado a partir de registros geológicos de sismos históricos, o bien a partir de las componentes de período largo en un sismógrafo.

A continuación se resumen los principales parámetros y factores que influyen en la modificación y amplificación de la señal sísmica en el subsuelo, según estudios realizados por Seed & Idriss (1982) y Kramer (1996).

4.2 Características del movimiento sísmico del terreno

La información de las características del movimiento sísmico del terreno se pueden obtener mediante registros acelerográficos de sismos ocurridos. Es típico que los registros muestren la aceleración del terreno en el tiempo o la historia de las aceleraciones en dos direcciones horizontales perpendiculares y la aceleración vertical. Es posible entonces obtener algunas de las principales características del movimiento sísmico del terreno como los parámetros de amplitud, contenido de frecuencias y la duración del movimiento sísmico del terreno.

4.2.1 Parámetros de amplitud

Los siguientes parámetros que se describen a continuación se denominan de amplitud y se representan en función del tiempo como en un acelerógrafo (aceleración máxima), un sismógrafo

(velocidad máxima) y desplazamiento máximo. Únicamente uno de estos parámetros es medido directamente, los otros pueden ser obtenidos por integración.

Aceleración máxima del terreno

La medida de amplitud más comúnmente usada para un movimiento sísmico del terreno determinado es la aceleración pico horizontal (APH), al menos para propósitos ingenieriles. Esta se obtiene por medio del acelerograma mediante la componente del movimiento representado por el mayor valor absoluto de la aceleración horizontal obtenido por medio del acelerograma que mida tal componente.

La importancia de este parámetro en la ingeniería radica en su relación natural con fuerzas inerciales donde es claro que las grandes fuerzas dinámicas inducidas en ciertos tipos de estructuras (p.ej. estructuras muy rígidas) están muy relacionadas con la APH. La APH también puede ser correlacionada con la intensidad sísmica según algunos autores (Kramer, 1996), aunque esta correlación es un tanto imprecisa, puede ser muy útil para estimar la APH cuando se dispone únicamente de información de intensidad.

La aceleración vertical recibe menor atención en la ingeniería sísmica comparado con la aceleración horizontal, esto debido a que el margen de seguridad que ofrece el diseño para fuerzas estáticas inducidas por gravedad en trabajos de construcción usualmente es suficiente comparado con las fuerzas inducidas por aceleraciones horizontales durante un sismo.

Es usual tener en los movimientos sísmicos del terreno aceleraciones pico altas, pero no siempre, estas son más destructivas que los movimientos con aceleraciones pico bajas. De esta forma movimientos con aceleraciones pico muy altas en los que predominan únicamente períodos de tiempo muy pequeños pueden causar pocos daños a muchos tipos de estructuras. Así se ha observado que sismos que producen aceleraciones pico superiores a 0.5g no causan daños significativos en las estructuras porque las aceleraciones pico ocurren a frecuencias muy altas y la duración del sismo no es larga. Aunque la aceleración pico es un parámetro muy útil, este no provee información respecto al contenido de frecuencias o duración del movimiento, consecuentemente este debe ser suplementado con información adicional para caracterizar con precisión y exactitud el movimiento sísmico del terreno.

Velocidad máxima del terreno

La velocidad pico horizontal (VPH) es otro parámetro útil para caracterizar la amplitud del movimiento sísmico del terreno. Puesto que la velocidad es menos sensible a componentes de alta frecuencia en el movimiento sísmico del terreno, la (VPH) es más óptima que la (APH) para caracterizar con mayor exactitud y precisión la amplitud del movimiento a frecuencias intermedias. La (VPH) también se puede correlacionar según algunos autores (Kramer, 1996) con la intensidad sísmica.

Desplazamiento máximo del terreno

Los desplazamientos pico se asocian generalmente con las componentes de baja frecuencia de un movimiento sísmico. Estos sin embargo resultan muchas veces difíciles de determinar con exactitud y precisión según algunos autores (Kramer, 1996), debido a los errores en el proceso de filtrado de la señal y en la integración de acelerogramas, y también al ruido de período largo.

Como resultado este parámetro es comúnmente menos usado en las mediciones del movimiento sísmico del terreno comparado con la aceleración pico y la velocidad pico.

Otros parámetros de amplitud

Si bien los parámetros de amplitud discutidos anteriormente pueden ser obtenidos fácilmente, ellos describen sólo las amplitudes pico para ciclos únicos dentro de la historia temporal del movimiento sísmico del terreno. En algunos casos los daños pueden estar muy relacionados con la amplitud pico, pero en otros estos pueden requerir algunos ciclos repetidos de amplitudes altas para desarrollarse. Autores como Newmark & Hall (1982; cit. en Kramer, 1996) describen el concepto de *aceleración efectiva* como la aceleración que está más cercanamente relacionada con la respuesta estructural y por lo tanto al daño potencial de un sismo. Esta es diferente y es menor que la aceleración pico del terreno en campo libre, y es función del área cargada, el contenido de frecuencias de la perturbación, que depende de la sacudida en la cercanía de la fuente del sismo, y del peso, empotramiento, características del amortiguamiento y firmeza de la estructura y su fundación.

Velocidad y aceleración máxima probada

Para este parámetro en Kramer (1996) se menciona una metodología que consiste en usar los picos inferiores del acelerograma para caracterizar la intensidad del movimiento sísmico del terreno, para los tres (o cinco) ciclos como el tercero (o quinto) valor absoluto mayor de aceleración en la historia del tiempo, y así definir la aceleración máxima probada. La velocidad máxima probada se define de forma similar.

Acercación efectiva para diseño

En este caso se propone que este parámetro es la aceleración pico que se obtiene del resultado de filtrar las aceleraciones fuera de las frecuencias entre 8-9 Hertz. Se propone también que esta es 25% mayor que el tercer valor absoluto mayor de aceleración pico obtenido a partir del filtrado de la historia del tiempo.

4.2.2 Parámetros de contenido de frecuencias

Los depósitos de suelos y algunas estructuras ingenieriles como edificios, puentes, etc., son muy sensibles al contenido de frecuencias de la señal sísmica excitadora. Un sismo produce complicadas cargas con componentes de movimiento que se extienden en un amplio rango de frecuencias. El contenido de frecuencias describe como la amplitud del movimiento del terreno

es distribuido a lo largo de diferentes frecuencias. Por lo tanto la caracterización del movimiento sísmico no puede ser completa sin la consideración del contenido de frecuencias.

4.2.2.1 Espectro del movimiento sísmico del terreno

Cualquier función periódica puede ser expresada usando análisis de Fourier como la suma de series de términos armónicos simples de diferente frecuencia, amplitud, y fase. Usando series de Fourier, una función periódica, $x(t)$, se puede escribir como:

$$x(t) = c_0 + \sum_{n=1}^{\infty} c_n \text{sen}(\omega_n t + \phi_n) \quad (4.2)$$

donde:

$$\begin{aligned} c_n &= \text{amplitud} \\ \phi_n &= \text{ángulo de fase} \\ \omega_n &= \text{frecuencia} \end{aligned}$$

de la n -ésima serie armónica de Fourier. Las series de Fourier proveen una descripción completa del movimiento del terreno ya que el movimiento puede ser completamente recobrado por la transformada inversa de Fourier.

Espectro de Fourier

Se conoce como espectro de amplitud de Fourier al gráfico de la amplitud de Fourier versus frecuencia (c_n versus ω_n). Se conoce como espectro de fase de Fourier al gráfico del ángulo de fase de Fourier versus frecuencia (ϕ_n versus ω_n).

El espectro de amplitud de Fourier muestra como la amplitud del movimiento sísmico es distribuido con respecto a la frecuencia (o período). Este expresa muy claramente el contenido de frecuencias de un movimiento sísmico. El espectro de amplitud de Fourier puede ser reducido o amplio. Un espectro reducido implica que el movimiento sísmico tiene una frecuencia dominante (o período), el cual produce un suavizamiento, casi una historia del tiempo sinusoidal. Un espectro amplio corresponde con un movimiento sísmico que contiene una variedad de frecuencias, que produce mayor cantidad de picos o puntos de quiebre (forma dentada) y por lo tanto una historia del tiempo irregular.

Cuando el espectro de amplitud de un movimiento sísmico es suavizado y ploteado en escala logarítmica, sus características de forma se pueden observar más fácilmente. Las amplitudes de aceleraciones de Fourier tienden a ser mayores sobre un rango intermedio de frecuencias limitadas por la **frecuencia de esquina** (f_c) en el lado inferior y la **frecuencia crítica** ($f_{m\acute{a}x}$) en el

lado superior. Se ha mostrado teóricamente que la (f_c) es inversamente proporcional a la raíz cúbica del momento sísmico. Este resultado indica que los sismos grandes producen mayor cantidad de movimientos de baja frecuencia que los sismos pequeños.

Espectro de potencia

El contenido de frecuencias de un movimiento sísmico del terreno es descrito también por un espectro de potencia o una función de densidad de potencia espectral. La densidad de potencia espectral, $G(\omega)$, es definida por:

$$G(\omega) = \frac{1}{\pi T_d} c_n^2 \quad (4.3)$$

donde:

T_d = duración del movimiento sísmico

La intensidad promedio, λ_0 (que es igual a la aceleración media cuadrática), se obtiene:

$$\lambda_0 = \int_0^{\omega_N} G(\omega) d\omega \quad (4.4)$$

donde:

$\omega_N = \pi / \Delta t$ es la frecuencia "Nyquist" (la frecuencia más alta en la serie de Fourier).

La función de densidad de potencia espectral es útil para caracterizar el sismo como un proceso aleatorio. Esta por sí misma describe un proceso aleatorio estacionario (p.ej., uno cuyo parámetro estadístico no varíe con el tiempo).

Espectro de respuesta

Este tipo de espectro es muy usado en la ingeniería sísmica. El espectro de respuesta describe la máxima respuesta de un sistema de un grado de libertad para un movimiento sísmico de entrada, como una función de la frecuencia natural (o período natural) para una razón de amortiguamiento dada.

Esta tipo de espectro puede plotarse individualmente a escala aritmética, o como un ploteo tripartita donde se representa la pseudovelocidad espectral en el eje vertical, la frecuencia natural

en el eje horizontal, y la pseudoaceleración y desplazamiento en los ejes inclinados. La forma de un espectro de respuesta típico indica que los valores pico de aceleración, velocidad y desplazamiento espectral están asociados con frecuencias diferentes (o períodos). A bajas frecuencias el desplazamiento promedio espectral es casi constante; a frecuencias altas la aceleración promedio espectral es constante. En medio se encuentra un rango de velocidad espectral casi constante. Debido a este comportamiento el espectro de respuesta es dividido muchas veces en tres partes: control de la aceleración para altas frecuencias; control de la velocidad para bajas frecuencias; y control de los desplazamientos para frecuencias intermedias.

El espectro de respuesta refleja indirectamente las características de la intensidad del movimiento sísmico del terreno, ya que este es filtrado por la respuesta de una estructura de un grado de libertad, sin embargo el espectro de respuesta es una importante y útil herramienta para caracterizar la intensidad del movimiento sísmico del terreno.

4.2.2.2 Parámetros espectrales

Los tres tipos de parámetros descritos anteriormente se usan para caracterizar la intensidad del movimiento sísmico del terreno. El espectro de amplitud de Fourier relacionado con la densidad de potencia espectral y combinado con el espectro de fase describen completamente el movimiento del terreno. El espectro de respuesta no describe el movimiento real del terreno, pero este provee información adicional muy importante de los efectos potenciales en las estructuras. Cada uno de estos espectros representan una función complicada, que junto con la historia del tiempo, se requieren muchos datos para describirlos completamente. Se han propuesto varios parámetros espectrales para extraer importantes piezas de información de cada espectro.

Período dominante

Se define como el período de vibración correspondiente con el máximo valor del espectro de amplitud de Fourier. También provee alguna información respecto al contenido de frecuencias.

Ancho de Banda

Este parámetro del espectro de amplitud de Fourier es el rango de frecuencia sobre el cual algún nivel de la amplitud de Fourier es excedida. Este provee información de la dispersión de la amplitud espectral cerca del período predominante.

Este parámetro se mide en el nivel donde el espectro de potencia es la mitad de su valor máximo; este corresponde con el nivel de $1/\sqrt{2}$ veces la máxima amplitud de Fourier.

Frecuencia central

La función de densidad de potencia espectral se usa para estimar propiedades estadísticas del movimiento sísmico del terreno. La frecuencia central es una medición de la frecuencia donde se

concentra la densidad de potencia espectral. Esta se puede usar junto con la intensidad promedio y la duración del evento para calcular la aceleración pico media teórica.

Factor de forma

Este parámetro indica la dispersión en la función de densidad de potencia espectral cerca de la frecuencia central. Toma un valor siempre entre 0 y 1. Un valor alto corresponde con ancho de banda amplio.

4.2.2.3 Razón $v_{m\acute{a}x} / a_{m\acute{a}x}$

Debido a que los valores pico de velocidad y aceleración se asocian normalmente con movimientos de frecuencia diferente, la razón $v_{m\acute{a}x}/a_{m\acute{a}x}$ a criterio de algunos autores (Newmark, 1973; Seed et al., 1976; McGuire, 1978; cit. en Kramer, 1996) se puede relacionar con el contenido de frecuencias del movimiento sísmico. Se sugiere que para un movimiento armónico simple de período "T", la razón $v_{m\acute{a}x}/a_{m\acute{a}x} = T/2\pi$. Para movimientos sísmicos que incluye muchas frecuencias, la cantidad $2\pi (v_{m\acute{a}x}/a_{m\acute{a}x}) = T$, es interpretada como el período de vibración de una onda armónica equivalente, también indica cuales períodos del movimiento sísmico del terreno son más significativos.

4.2.3 Duración

La duración de un evento sísmico es otro parámetro de importancia que tiene una significativa influencia en el daño sísmico de las estructuras. Muchas estructuras, sobre todo cuando han tenido degradación, son sensibles al número de cargas o reversión de esfuerzos que ocurren durante un sismo. Un movimiento de pequeña duración puede que no tenga efectos en las estructuras incluso si la amplitud del movimiento es alta. Un movimiento con moderada amplitud pero de larga duración puede producir daños considerables (p. ej. terremoto de México, 1985).

La duración de la intensidad de un movimiento sísmico del terreno está relacionado con el tiempo requerido para que se relaje la energía de deformación mediante la ruptura a lo largo de la falla. Si la longitud o el área de ruptura de la falla se incrementa, el tiempo requerido para la ruptura crece. Como resultado, la duración de la intensidad del movimiento sísmico crece con el incremento de la magnitud sísmica. Estudios recientes proveen un soporte teórico que indican que la duración de un evento sísmico puede ser proporcional a la raíz cúbica del momento sísmico. Por ejemplo, si tenemos una ruptura bilateral donde la ruptura se propaga en direcciones opuestas a partir del foco (como en el caso del sismo de Loma Prieta de 1989) la duración de la intensidad del movimiento sísmico puede ser considerablemente baja (Kramer, 1996).

Un acelerograma generalmente contiene todas las aceleraciones desde el tiempo del comienzo del sismo hasta el tiempo en que el movimiento retorna al nivel del ruido de fondo. Para propósitos ingenieriles, únicamente la porción del acelerograma que muestra el movimiento intenso es de interés.

Se han propuesto varios métodos para estimar la duración de un evento sísmico mediante el uso de los parámetros de aceleración, energía, frecuencia, aceleración (rms), la densidad de potencia espectral y la magnitud sísmica.

4.2.4 Discusión

Los anteriores parámetros no sólo permiten obtener las características del movimiento sísmico del terreno sino también los efectos de la perturbación del movimiento, que dependen a su vez de la frecuencia del movimiento. La caracterización del movimiento sísmico del terreno por un sólo parámetro es inapropiado, por lo que el uso de algunos de los parámetros anteriormente descritos son usualmente requeridos para describir adecuadamente las características particulares de un movimiento sísmico del terreno. Puesto que los diferentes problemas en ingeniería son influenciados por las diferentes características del movimiento sísmico del terreno, el significado de los diferentes parámetros dependen de los tipos de problemas para los cuales ellos son usados.

La influencia combinada de la amplitud de la aceleración del terreno, sus frecuencias y la duración de la perturbación del terreno en diferentes estructuras es representado por medio de un espectro de respuesta máxima inducida por el movimiento sísmico del terreno, en un oscilador con un grado de libertad y con diferentes períodos fundamentales de vibración y que tiene algún grado de amortiguamiento interno. Se dice entonces que la duración del movimiento sísmico del terreno en un lugar dado está caracterizado por el correspondiente espectro de respuesta. De esta forma la historia del movimiento o las diferencias en la duración del movimiento en diferentes sitios se pueden evaluar por comparación de sus espectros de respuesta. Más importante sin embargo, el espectro de respuesta provee un medio conveniente para evaluar las fuerzas laterales máximas desarrolladas en una estructura sujeta a un movimiento dado en la base (Seed & Idriss, 1982).

Se han realizado estudios que relacionan registros de los movimientos del terreno con la distancia epicentral y se ha mostrado que las frecuencias características de los movimientos sísmicos cambian con el incremento de la distancia del epicentro a la zona de liberación de energía. Como las ondas viajan hacia la superficie del terreno, los movimientos sísmicos de período corto tienden a ser filtrados hacia la superficie del terreno, resultando que la ordenada máxima del espectro de respuesta se mueva hacia períodos largos. Se debe tener en consideración que en sitios llanos generalizados a una área determinada, la frecuencia característica del movimiento sísmico del terreno, y por lo tanto la forma del espectro de respuesta, puede ser influenciado significativamente por las condiciones locales del suelo (Seed & Idriss, 1982).

4.3 Factores que afectan el movimiento sísmico del terreno

Las características del movimiento sísmico de un terreno en cualquier lugar están influenciadas principalmente por los siguientes factores:

1. Magnitud del sismo
2. Distancia del sitio a la fuente de liberación de energía
3. Características geológicas de las rocas a lo largo de la trayectoria de las ondas sísmicas desde la fuente hasta el sitio
4. Mecanismo de la fuente sísmica
5. Los efectos de la interferencia de ondas relacionado con la dirección y rapidez de la ruptura de la falla
6. Condiciones locales del suelo en el sitio

Como es de esperar la influencia de algunos de estos factores es mejor conocida que otras, y de hecho la influencia detallada de algún factor, como por ejemplo el mecanismo de la fuente y la trayectoria de transmisión geológica puede que no sea muy bien conocida, excepto por algún método general.

La intensidad es una medida de la fuerza del movimiento del terreno debido a un sismo y del grado en que la vibración es sentida y registrada en una determinada región. La intensidad es una variable que depende del sitio de observación, generalmente es mayor en el área epicentral y disminuye en función de la distancia a la fuente sísmica. La variación de la intensidad del movimiento del terreno con la distancia de la fuente de energía liberada (ploteado como curvas de atenuación) ha sido estudiado por muchos años. El ploteo de la aceleración pico como función de la distancia ha sido presentado en numerosos trabajos de sismología e ingeniería sísmica. Un ploteo de la variación en la aceleración pico contra distancia más cercana desde la fuente de liberación de energía se muestra en la fig.4.1, junto con los análisis de regresión para determinar la media y la media \pm una desviación estándar. Se puede observar que hay una considerable dispersión en los datos, pero se puede definir un patrón claramente reconocible, que indica una marcada nivelación de la pendiente de las curvas dentro de pocos kilómetros de la fuente. Es importante mencionar que virtualmente todas las estaciones de registros para este sismo están localizadas en depósitos de aluvión sobre algunos cientos de metros de profundidad (Seed & Idriss, 1982).

Una relación de atenuación similar basada en registros de aceleración pico registrado únicamente en roca es mostrado para un sismo de magnitud similar en la fig.4.2. Curvas de atenuación de este tipo para movimientos sísmicos en roca a diferentes magnitudes sísmicas se muestra en la fig.4.3. Este tipo de curvas pueden ser usadas para estimar la aceleración pico a diferentes distancias y magnitudes sísmicas, por ejemplo en la fig.4.3 se puede observar que a muy pequeñas distancias de la fuente, la aceleración pico es casi independiente de la magnitud sísmica para magnitudes mayores a $M_s = 6.5$. Este resultado es indicado por registros de datos del movimiento sísmico horizontal del terreno, y reflejan la opinión prevaleciente de la mayor parte de sismólogos e ingenieros concerniente a los movimientos cerca de la fuente.

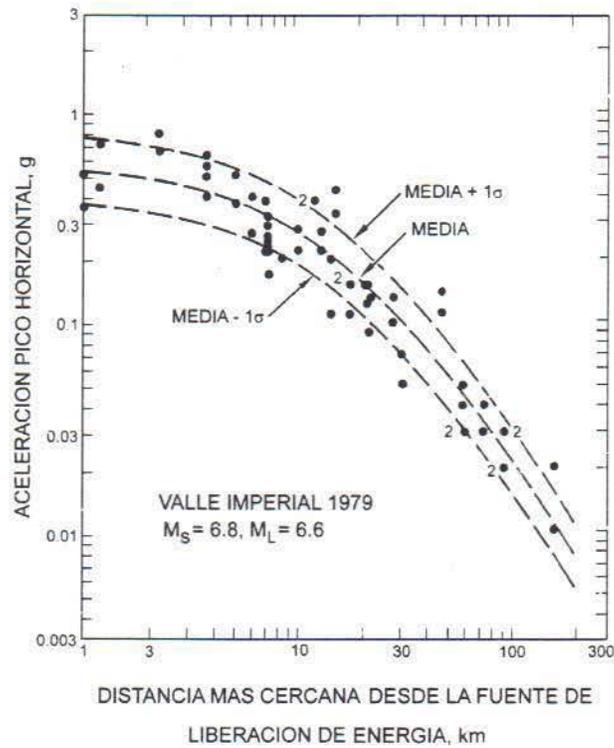


Figura 4.1: Análisis de regresión para aceleraciones pico registradas durante el sismo en el Valle Imperial del 15 de octubre, 1979 (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

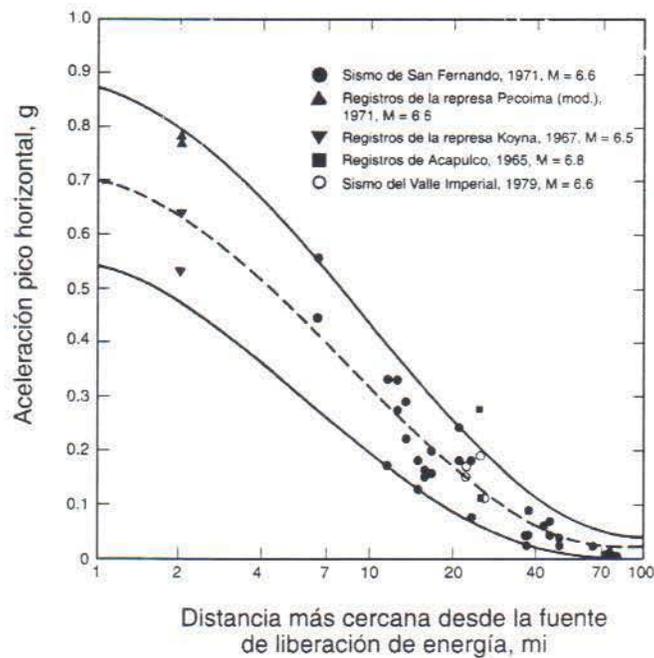


Figura 4.2: Aceleraciones máximas en roca para sismos con magnitud ≈ 6.6 (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

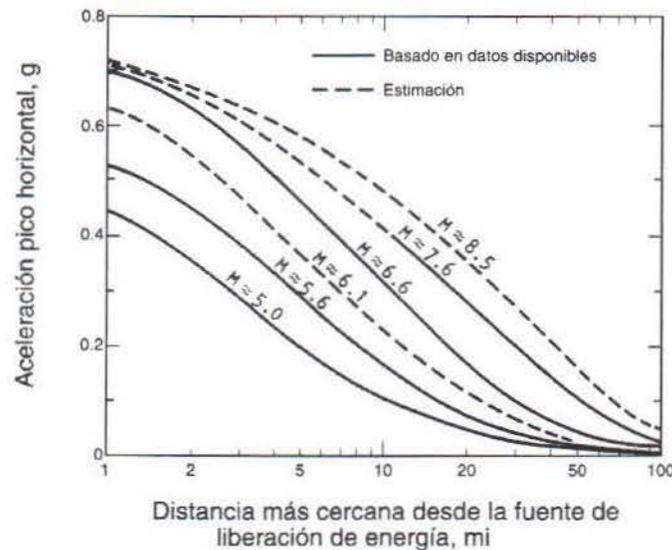


Figura 4.3: Valores promedio de aceleraciones máximas en roca (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

4.4 Influencia de las condiciones del suelo en las características del movimiento sísmico del terreno

Aceleración pico

La influencia de las condiciones del suelo en las aceleraciones del terreno pueden ser determinadas por comparación de las curvas de atenuación (aceleración pico media) para depósitos de suelo profundos (fig.4.1), con los registros de aceleraciones en sitios de roca (fig.4.2). Esta comparación (fig.4.4) indica que a una distancia comparable desde la fuente, el registro de aceleración pico en roca es un tanto alto respecto al registro en aluvión profundo. Estudios más detallados indican que otros registros sísmicos muestran este caso típico para aceleraciones mayores de 0.1g. A niveles inferiores de aceleración, las aceleraciones en depósitos de suelo profundo parecen ser superiores respecto aquellos en roca (Seed & Idriss, 1982).

La fig.4.5 muestra los resultados de los valores relativos de aceleraciones pico desarrollados en cuatro tipos diferentes de depósitos de suelo:

- Roca
- Suelo firme que involucra suelos no cohesivos (arenas) y arcillas firmes (60 metros de profundidad)
- Depósitos de suelos no cohesivos profundos (> 75 metros de profundidad)
- Depósitos de arenas y arcillas blandas a medianamente firmes

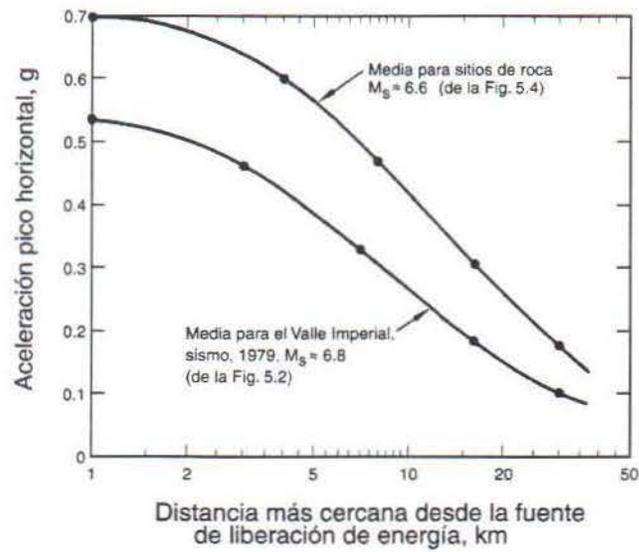


Figura 4.4: Comparación de curvas de atenuación para sitios de roca y el sismo del Valle Imperial (1979) (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

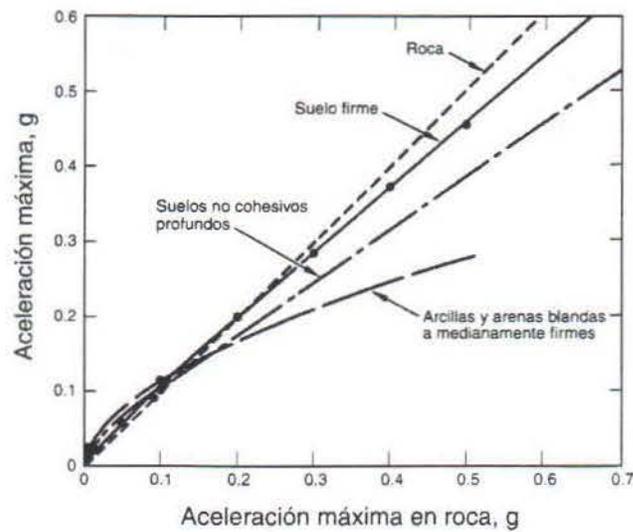


Figura 4.5: Relaciones aproximadas entre aceleraciones máximas en roca y otras condiciones locales (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

Se puede afirmar que aparte de los depósitos que involucran arcillas blandas a medianamente firmes, los valores de aceleración pico desarrollados en diferentes tipos de suelos no difieren apreciablemente, particularmente a niveles de aceleraciones inferiores entre 0.3 – 0.4g. Incluso para aceleraciones mayores, en roca por ejemplo, del orden de 0.7g, las aceleraciones para cualquier espesor que no involucra arcillas firmes y blandas son probablemente 25% menor que aquellas en roca. Variaciones de esta magnitud puede que no sean significativas en la ingeniería práctica y para propósitos prácticos se puede considerar que los valores de aceleraciones pico en roca y suelo firme de cualquier espesor son iguales.

Al parecer, según la fig.4.5 no hay una diferencia significativa al plotear los valores juntos entre los niveles de aceleraciones para roca y diferentes condiciones de sitios, a excepción de sitios formados por suelos de arcillas blandas y medianamente firmes. Esto parece indicar que no hay una influencia significativa de las condiciones del suelo en los valores de aceleraciones pico.

Actualmente existe una mejor concordancia entre las curvas de atenuación para aceleraciones propuestas por diferentes autores. La fig.4.6 muestra las aceleraciones medias pico en depósitos de suelo firme originadas por un sismo de magnitud $M_s = 7.5$. Los autores sugieren que es interesante comparar estas curvas de atenuación, las cuales son basadas principalmente con datos de sismos con focos someros y registros obtenidos en la parte oeste de los Estados Unidos, con las curvas de atenuación propuestas por Nutti & Hermann (1981; en Seed & Idriss, 1982.) para aceleraciones probables desarrolladas en la parte este de los Estados Unidos, donde los sismos tienen profundidades focales grandes y las razones de atenuación para movimientos del terreno son significativamente menores que en la parte oeste del país. Esta comparación se observa en la fig.4.7, donde se observa que las posiciones relativas de las curvas son completamente consistentes. Para eventos de foco más profundo se producen aceleraciones menores a distancias cercanas provocando aceleraciones mayores a distancias mayores, debido a la baja razón de atenuación que representa las condiciones geológicas del este de los Estados Unidos al paso de las ondas sísmicas.

Se puede decir que cada una de las curvas de atenuación mostradas en las figs.4.3, 4.4 y 4.6 muestran el valor medio de aceleración que en realidad representan una banda de datos a escala considerable, similar a los resultados mostrados en las figs.4.1 y 4.2. Para estructuras críticas esto es muchas veces conveniente para determinar valores de aceleración cerca del límite superior, es decir el 84.1% valor percentil, representado por la media más una desviación estándar como la curva en análisis estadísticos de puntos dispersos en los datos. De estudios como el sismo del Valle Imperial (1979) se obtiene que:

$$\frac{(a_{\text{máx}})_{\text{media} + 1}}{(a_{\text{máx}})_{\text{media}}} \approx 1.4 \text{ a } 1.5$$

Esta relación provee una medición simple de estimar la dispersión puntual de los datos en los dos lados de la curva media, y así asignar los niveles convenientes de aceleración pico para los cuales diferentes tipos de estructuras pueden ser diseñadas.

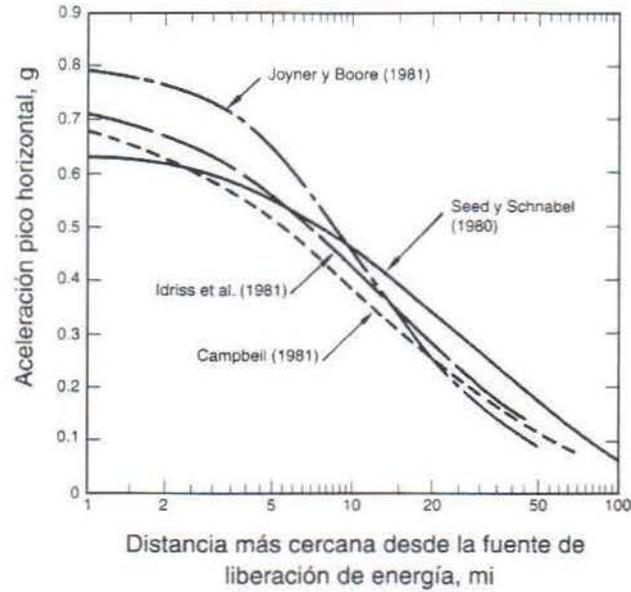


Figura 4.6: Curvas de aceleraciones pico en terrenos de suelo firme ($M_s = 7.5$) (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

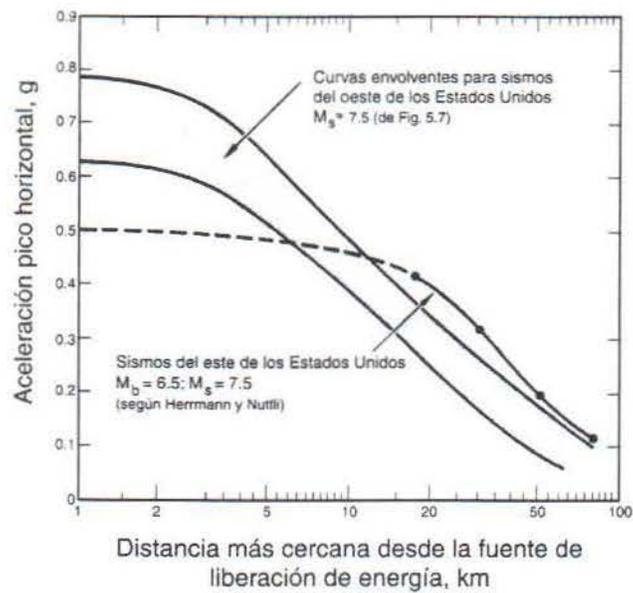


Figura 4.7: Comparación de curvas de atenuación para los sismos del oeste y este de los Estados Unidos (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

Velocidad máxima del terreno

Al igual que los datos de aceleración pico pueden ser ploteados para determinar las curvas de atenuación de aceleración, los valores de velocidad pico determinados a partir de registros acelerográficos pueden ser ploteados para determinar las curvas de atenuación de velocidad. Se ha observado que las condiciones locales del suelo pueden tener un efecto pronunciado en la velocidad pico desarrollada, con respecto a los valores de velocidad en depósitos de suelo típicos, estos son cerca de dos veces mayores que aquellos registrados en sitios de roca.

Por medio de valores medios de aceleración pico ($a_{m\acute{a}x}$) y velocidad máxima ($v_{m\acute{a}x}$) a distancias iguales a partir de curvas de atenuación apropiadas, es posible determinar valores representativos para la razón $v_{m\acute{a}x} / a_{m\acute{a}x}$ para diferentes sitios geológicos. Estudios que relacionan la distancia de la fuente muestran que a distancias menores de cerca de 50 km desde la zona de liberación de energía, los valores promedios de esta razón son aproximadamente:

Condición geológica	$v_{m\acute{a}x} / a_{m\acute{a}x}$
Roca	55 cm/s/g = 0.056 s
Suelo firme (< 60 m)	110 cm/s/g = 0.112 s
Suelo firme profundo (> 60 m)	135 cm/s/g = 0.138 s

Según lo explicado en el apartado 4.2.2.3 los períodos correspondientes a ondas armónicas equivalentes para roca, suelo firme y suelo firme profundo son 0.35s, 0.70s y 0.87s, respectivamente, los cuales indican un cambio hacia períodos largos (baja frecuencia) del movimiento sísmico del terreno en depósitos de suelo blando.

Espectro de respuesta

Los métodos espectrales se basan en el cálculo del “Espectro de Respuesta”. Existen varios aspectos que tienen influencia en las características del espectro, entre las cuales la magnitud, el mecanismo de ruptura y la distancia entre la estación y el epicentro, parecen ser los más importantes.

Los depósitos de suelos se comportan como un filtro que atenúa las diferentes frecuencias de las ondas que forman la señal base. Este proceso de filtrado o transformación del terreno y su importancia en el comportamiento de las estructuras se logra visualizar en forma más clara, cuando se utiliza el espectro de respuesta del registro obtenido de la superficie.

Dicho filtro es una función de tipo espectral (función que depende de la frecuencia o el período), que denominamos generalmente como espectro de amplificación del depósito de suelo en particular, o función de transferencia, que toma la señal base y la transforma a medida que esta viaja hacia la superficie. Como se dijo anteriormente la señal en suelo se amplifica para los períodos largos con respecto a la respuesta en roca.

De las varias características del movimiento sísmico del terreno, ninguna es tan influenciada por las condiciones locales del suelo como la forma del espectro de respuesta. Esta es la característica más significativa de un movimiento sísmico desde el punto de vista de la ingeniería sísmica, esto principalmente por la influencia que ejercen las condiciones locales del terreno en el movimiento sísmico del terreno y por lo tanto en el potencial destructivo de las edificaciones.

La forma espectral representativa de cualquier grupo de registros del movimiento sísmico del terreno es obtenido primero determinando el espectro de respuesta de aceleración normalizado para cada movimiento en el grupo del registro. Dicho espectro se obtiene expresando las ordenadas de un espectro convencional como una proporción de la máxima aceleración del terreno para el movimiento sísmico por el cual el espectro es derivado o el valor de la ordenada a período cero, como se muestra en la fig.4.8.

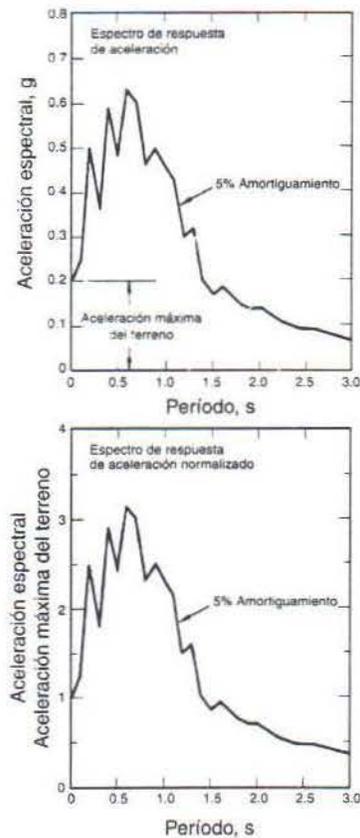


Figura 4.8: Determinación del espectro de respuesta aceleración normalizado (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

Para todo espectro normalizado la ordenada al período cero es por lo tanto la unidad, y la forma espectral de la media o la media más una desviación estándar puede ser fácilmente determinada.

Estudios de este tipo se han hecho para grupos de registros acelerográficos obtenidos para cuatro diferentes condiciones suelo:

- Roca
- Suelo firme (menor a 60 metros de profundidad)
- Suelos no cohesivos (mayor a 75 metros de profundidad)
- Sitios dominados por depósitos de arcillas blandas a medianamente firmes

Los resultados del estudio de la forma espectral de la media y el 84.1% valor percentil para un amortiguamiento de 5% y para los cuatro tipos de suelo anteriormente dichos se muestran en las figs.4.9 y 4.10 respectivamente. Tales espectros señalan que hay una amplia diferencia en la forma o modelo espectral dependiendo del tipo de suelo o la condición geológica, particularmente a períodos mayores a 0.5 segundos (figs 4.9 y 4.10). A partir de este valor la amplificación espectral es mucho mayor para depósitos de suelos no cohesivos profundos (arenas) y para depósitos de arcillas blandas a medianamente firmes que para condiciones de suelo firme o roca. Lo anterior se puede resumir diciendo que depósitos de suelos blandos y profundos introducen una proporción significativamente mayor de componentes de período largo en los movimientos de la superficie del terreno, los efectos aparentemente se incrementan con el aumento del espesor o blandura del suelo. La falla en considerar tales efectos para períodos mayores que 0.5 segundos puede llevar a mayores discrepancias en la evaluación de aceleraciones espectrales o en el establecimiento de criterios de diseño.

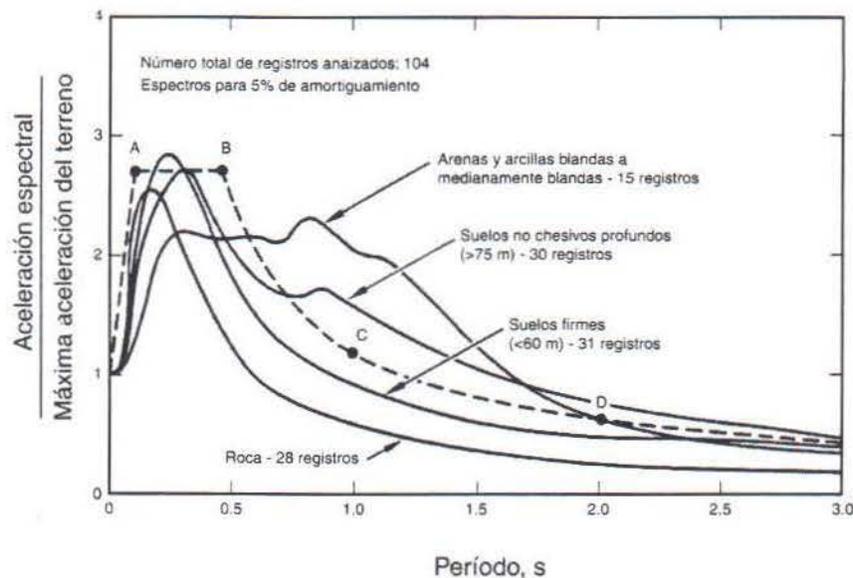


Figura 4.9: Espectros de aceleración promedio para diferentes condiciones locales (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

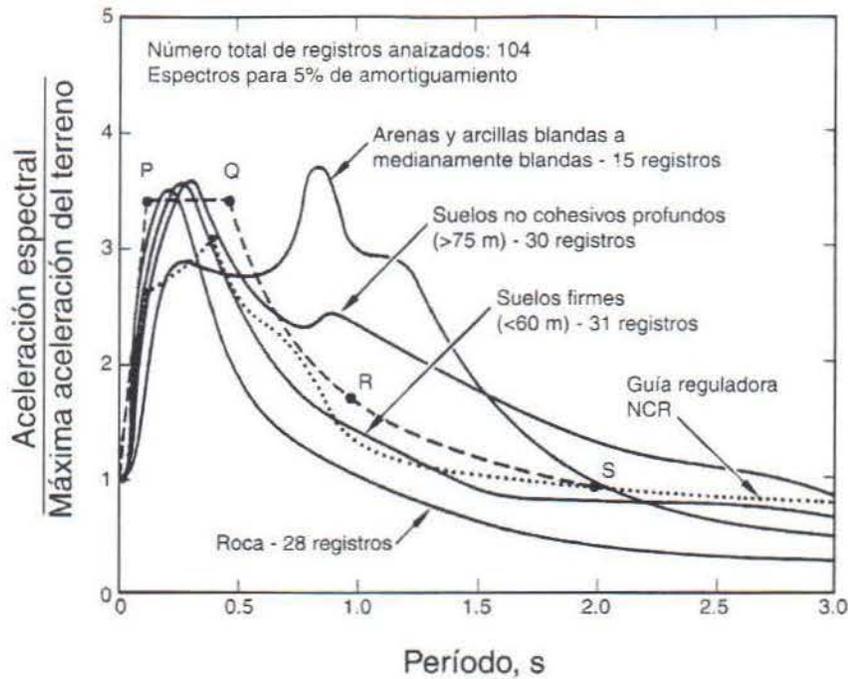


Figura 4.10: Espectros para el 84.1% valor percentil para diferentes condiciones locales (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

Para propósitos ingenieriles esto es muchas veces conveniente y conservador para simplificar el modelo espectral mostrado en las figs.4.9 y 4.10. Por ejemplo en sitios relacionados con suelo firme o roca es conservador pero adecuado representar la media del modelo espectral, mostrado en la fig.4.9 por la línea de trazo discontinuo definida por los puntos A, B, C, y D, y para un 5% de amortiguamiento. Las coordenadas de estos puntos son:

Punto	Período (s)	$(S_a) / a_{m\acute{a}x}$
A	0.1	2.7
B	0.5	2.7
C	1.0	1.2
D	2.0	0.6

El uso de un modelo espectral de este tipo puede proveer una representación conservadora del espectro real. Esto puede ser notado con la aceleración máxima espectral $(S_a)_{m\acute{a}x}$, que en este caso es 2.7 veces la aceleración máxima.

De la misma forma para sitios de suelo firme y roca es conservador pero adecuado representar la media más una desviación estándar del modelo espectral (fig.4.10) que se muestra con la línea de trazo discontinuo definida por los puntos P, Q, R, y S. Las coordenadas de estos puntos son:

Punto	Período (s)	$(S_a) / a_{m\acute{a}x}$
P	0.1	3.4
Q	0.5	3.4
R	1.0	1.7
S	2.0	0.85

De nuevo para un amortiguamiento de 5% una curva de este tipo puede proveer una representación conservadora del espectro real. Para tal caso la aceleración máxima espectral $(S_a)_{m\acute{a}x}$ es igual a 3.4 veces la aceleración máxima $a_{m\acute{a}x}$, para el movimiento del terreno.

Finalmente esto puede ser muy conveniente o deseable para propósitos de diseño para simplificar el modelo o la forma del espectro de respuesta. Así en la fig.4.9 se muestra para cuatro tipos diferentes de condiciones de suelo. En la fig.4.11 involucra únicamente tres tipos de categorías diferentes de suelos: roca y suelo firme; suelos no cohesivos profundos; y arenas y arcillas blandas a medianamente blandas. Las curvas se muestran en la fig.4.11 con valores representativos de aceleraciones pico del terreno para diferentes tipos de suelo y para un área donde la aceleración máxima del terreno en roca puede ser de 0.2 g o mayor, pudiendo llevar a curvas espectrales relativas como las mostradas en la fig.4.12.

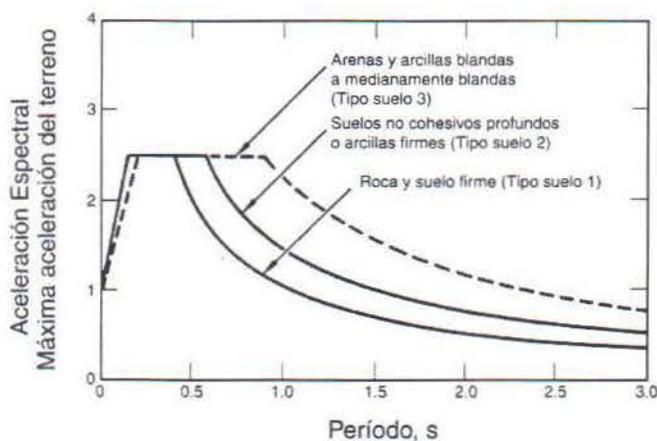


Figura 4.11: Curvas espectrales normalizadas recomendadas para usarse en código de construcción (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

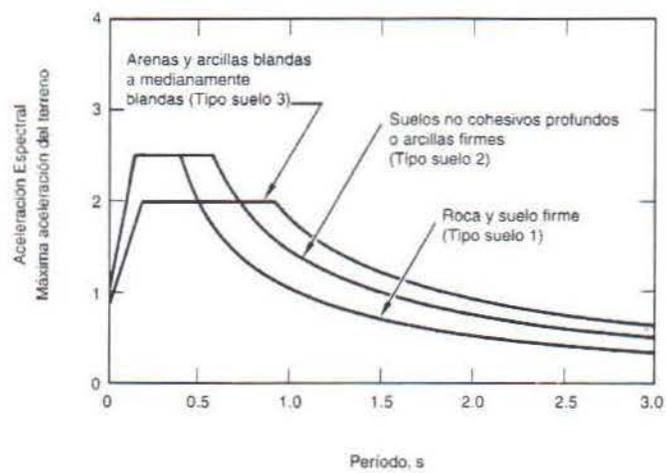


Figura 4.12: Curvas espectrales para usarse en código de construcción normalizado por la EPA para sitios de condiciones firmes (Tomado de Seed & Idriss, 1982).

Capítulo V

Programa de análisis de respuesta sísmica del terreno

Las condiciones de sitio local tienen mucha importancia en todas las características del movimiento fuerte del terreno, como lo son –amplitud, contenido de frecuencias, y duración–. La extensión de esta influencia depende de la geometría y propiedades del material del subsuelo, de la topografía del sitio, y de las características del movimiento de entrada. Actualmente los efectos de sitio local han sido evaluados por diferentes métodos: análisis teórico de respuesta del terreno; mediante instrumentación midiendo los movimientos del subsuelo en algún sitio determinado; o mediante mediciones del movimiento de la superficie del terreno en sitios con diferentes condiciones de subsuelo. La base para un estudio de amplificación puede ser ilustrado analíticamente usando un análisis teórico simplificado de respuesta sísmica del terreno como el que utiliza el programa SHAKE. Sin embargo el principio básico y el modelo matemático que utiliza este programa idealiza algunas de las condiciones reales que se han determinado en sitios de estudios. El modelo de suelo que propone el programa es una sucesión de capas horizontales semi-infinitas, sobre un semi-espacio elástico de profundidad infinita. La perturbación o excitación de las capas debido a un sismo se considera debido al efecto de la propagación de ondas cortantes que se propagan verticalmente desde la base rocosa del depósito hasta la superficie, pero sin considerar el efecto de las ondas superficiales Rayleigh y Love.

El algoritmo que utiliza el SHAKE es una solución iterativa de la ecuación de onda, adaptada para considerar movimientos transitorios, a través de la Transformada de Fourier.

5.1 Limitaciones que presenta el programa SHAKE (NORAD-CEPREDENAC, 1997)

- Considera solamente la variación de las propiedades del suelo con la profundidad (unidimensional), pues supone que los estratos son horizontales e infinitos.
- Pueden haber diferencias de las propiedades dinámicas del suelo para arenas y arcillas respecto al nivel de deformación para los suelos de Costa Rica en comparación con los que utiliza el programa para otros países.
- Mediante el programa no es posible considerar la modificación de la señal sísmica que producen las condiciones topográficas (bordes de valles, pendientes, cañones, etc) o estructuras geológicas como anticlinales, sinclinales, monoclinales, etc.
- El programa permite el análisis sólo para frecuencias bajas, pues para frecuencias de más de 10 Hz produce sobre-amortiguamiento.
- Los sismos de entrada no pueden tener valores muy altos de aceleración pues el programa no interpreta correctamente altos niveles de deformación. Son aceptables valores picos de aceleración cercanos a 20%g.
- Se pueden presentar problemas para perfiles de suelo en los que la rigidez no aumente con la profundidad, por ejemplo cuando hay capas o lentes de un suelo muy blando bajo uno muy rígido. En estos casos, el SHAKE puede dar valores de desamplificación incorrectos.

- El programa genera un movimiento de salida con la misma duración que el movimiento de entrada, pues no es capaz de modelar el incremento de la duración del evento producido por la respuesta dinámica del suelo (amplificación de la duración).
- El programa acepta acelerogramas de entrada de 4096 puntos o menos. Es posible que haya pérdida de valores máximos de aceleración cuando se aumente el intervalo de lectura de 0.005 a 0.01 o 0.02 segundos en sismos de muy larga duración.

5.2 Modelo matemático del SHAKE

Schnabel, Lysmer & Seed (1972) utilizan el método donde la señal sísmica superficial se debe a la propagación vertical de ondas cortantes de la base rocosa.

Supongamos un depósito de suelo de "N" capas, como se muestra en la fig. 5.1, cada una compuesta por un material visco-elástico lineal de propiedades conocidas, módulo cortante G , densidad ρ y amortiguamiento β .

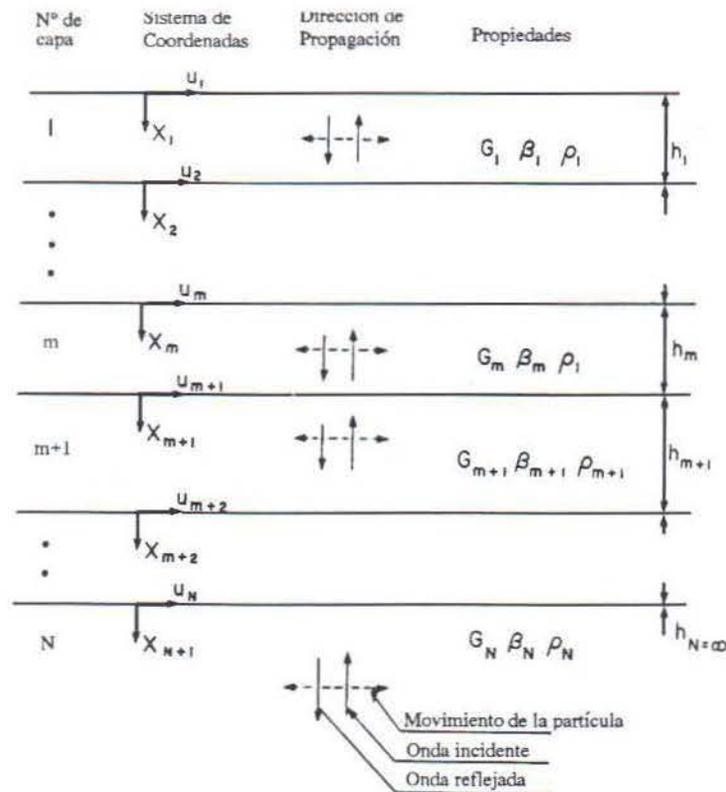


Fig 5.1: Esquema del Modelo Unidimensional de Propagación de Ondas Cortantes (Schnabel, Lysmer & Bolton, 1972).

La ecuación de movimiento de la onda se obtiene del equilibrio dinámico de un volumen unitario de suelo y se expresa como:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t}$$

donde $u(x,t)$: es el desplazamiento vertical

G : módulo cortante

η : coeficiente de viscosidad

Si la columna de suelo está sujeta a movimiento armónico simple de frecuencia angular, los desplazamientos $u(x,t)$ se expresan como:

$$U(x,t) = u(x)e^{i\omega t}$$

Derivando de esta última expresión y sustituyendo en la ecuación diferencial de movimiento, se obtiene:

$$(G + i\omega\eta) \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \rho\omega^2 U$$

La solución general es:

$$U(x) = Ee^{ikx} + Fe^{-ikx}$$

donde k es un número complejo de onda,

$$k^2 = \frac{\rho\omega^2}{G + i\omega\eta} = \frac{\rho\omega^2}{G^*}$$

donde G^* es igual al módulo complejo de cortante.

Clough & Penzien (1973) consideran un sistema de un grado de libertad, vibrando con una frecuencia natural ω_1 y expresan el coeficiente de amortiguamiento η como:

$$\begin{aligned}\eta &= 2m\omega_1\beta \\ \omega\eta &= 2m(\omega_1)^2\beta\end{aligned}$$

$$m\omega^2 = G \text{ (Módulo de Rigidez Cortante)}$$

En la solución del movimiento para desplazamientos armónicos, el término G^* , módulo complejo de cortante, se expresaría como:

$$\begin{aligned}G^* &= G + i\omega\eta \\ G^* &= G(1 + i2\beta)\end{aligned}$$

$$2\beta = \text{amortiguamiento histerético lineal}$$

incorporando la primera ecuación en la segunda, obtenemos:

$$u(x,t) = Ee^{i(kx - \omega t)} + Fe^{-i(kx + \omega t)}$$

El primer término representa la onda incidente viajando en la dirección negativa x (hacia arriba) y el segundo término la onda reflejada viajando en la dirección positiva x (hacia abajo)(fig.5.1)

Si aplicamos la ecuación anterior a cada una de las capas, estableciendo un sistema local de coordenadas (U_m, x_m) , los desplazamientos en la frontera superior de la capa ($x_m = 0$) y la frontera inferior ($x_m = h_m$) vendrían dados por:

$$u_m(x = 0) = (E_m + F_m)e^{i\omega t}$$

$$u_m(x = h_m) = (E_m e^{ik_m h_m} + F_m e^{-ik_m h_m})e^{i\omega t}$$

Equilibrando las fuerzas de corte y de inercia en la dirección u se obtiene:

$$\tau = G \frac{\partial u}{\partial x} + \eta \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial t}$$

Los esfuerzos cortantes en las fronteras superior e inferior de la capa "m" serían:

$$\tau_m(x=0) = ik_m G_m^* (E_m - F_m) e^{i\omega t}$$

$$\tau_m(x=h_m) = ik_m G_m^* (E_m e^{ik_m h_m} - F_m e^{-ik_m h_m}) e^{i\omega t}$$

Consideremos la continuidad de los esfuerzos y las deformaciones en cualquier frontera, tenemos que:

$$U_m(x=h_m) = U_{m+1}(x=0)$$

$$\tau_m(x=h_m) = \tau_{m+1}(x=0)$$

sustituyendo y ordenando términos, obtenemos:

$$E_{m+1} + F_{m+1} = E_m e^{ik_m h_m} + F_m e^{-ik_m h_m}$$

$$E_{m+1} - F_{m+1} = \frac{k_m G_m^*}{k_{m+1} G_{m+1}^*} (E_m e^{ik_m h_m} - F_m e^{-ik_m h_m})$$

Con fórmulas de regresión se obtiene:

$$E_{m+1} = \frac{1}{2} E_m (1 + \alpha_m) e^{ik_m h_m} + \frac{1}{2} F_m (1 - \alpha_m) e^{-ik_m h_m}$$

Donde α_m representa la Razón Compleja de Impedancia, independiente de la frecuencia;

$$\alpha_m = \frac{k_m G_m^*}{k_{m+1} G_{m+1}^*} = \left(\frac{\rho_m G_m^*}{\rho_{m+1} G_{m+1}^*} \right)^{\frac{1}{2}}$$

En la superficie del depósito, los esfuerzos cortantes serán iguales a cero,

$$\tau_1 \text{ y } X_1 = 0$$

Por consiguiente la amplitud de la onda incidente es igual a la amplitud de la onda reflejada en la superficie libre,

$$E_1 = F_1$$

Entonces podríamos expresar las amplitudes de la onda en cualquier capa "m", incidente y reflejada, en función de las amplitudes de la capa i, utilizando las fórmulas de recursión, estas se convertirán en Funciones de Transferencia, expresadas en términos de las amplitudes de la onda incidente y reflejada en cualquier capa "m":

$$E_m = e_m(\omega) E_1 \quad (i)$$

$$F_m = f_m(\omega) F_1 \quad (ii)$$

e_m y f_m son funciones de transferencia

Para desplazamientos en el nivel "n" y "m"

$$A_{n,m}(\omega) = U_m / U_n$$

Combinando i e ii se obtiene:

$$A_{(n,m)}(\omega) = \frac{e_m(\omega) + f_m(\omega)}{e_n(\omega) + f_n(\omega)}$$

La ecuación anterior permite conocer el movimiento en una capa específica, si se conoce el movimiento desarrollado en cualquier otra capa del depósito, por eso se le llama Función de Transferencia o Función de Amplificación, ésta es una función de tipo espectral dependiente de la frecuencia (ω) por lo que también se le llama Espectro de Amplificación.

Para conocer las aceleraciones y deformaciones en dicha capa:

$$u(x,t) = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = -\omega^2 (Ee^{i(kx+\omega t)} + Fe^{-i(kx-\omega t)})$$

$$\varepsilon = \frac{\partial u}{\partial x} = ik (Ee^{i(kx+\omega t)} - Fe^{-i(kx-\omega t)})$$

5.3 El efecto de las propiedades del semi-espacio elástico

En la fig 5.2a se muestra un depósito de suelo completo, mientras que en la fig 5.2b la capa m es la expuesta y en la fig 5.2c no hay capas por encima de ellas.

La amplitud de la onda incidente en el espacio elástico, es independiente de la presencia del depósito de suelo, debido a que la onda reflejada se absorbe totalmente en dicho semi-espacio, la onda reflejada no es la misma en los tres casos, así también los desplazamientos a esa interfase serán diferentes.

Para el caso 5.2c en una superficie los esfuerzos cortantes son iguales a cero y la amplitud de la onda reflejada $E_n = F_n$, por lo que la amplitud total de la superficie es $2E_n$.

En la fig 5.2a los desplazamientos en la superficie correspondiente dependen de la amplitud de la onda reflejada, ya que la incidente es igual a todos los depósitos de suelos mostrados. Como se indicó anteriormente la Función de Transferencia entre estos dos movimientos mostraría el efecto que tendría el depósito de suelo en el movimiento desarrollado en la base de la roca, al compararlo con el movimiento obtenido, si el lecho de roca se encontrase expuesto en la superficie.

Esta función esta dada por:

$$A_{N^1, N}(\omega) = \frac{U_N}{U_{N^1}} = \frac{e_N(\omega)f_N(\omega)}{2e_N(\omega)}$$

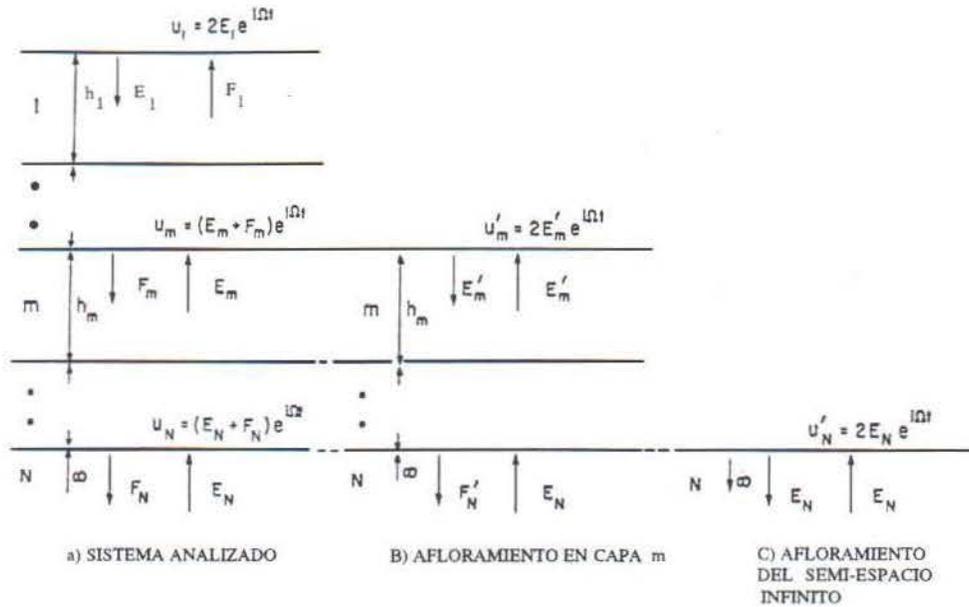


Fig. 5.2: Modelo Unidimensional con distintas condiciones de frontera (Schnabel, Lysmer & Bolton, 1972)

5.4 Transformada de Fourier

Para aplicar la transformada al registro de aceleraciones de un terremoto, tenemos que suponer que todo el registro es una función periódica igual a la duración total del registro.

La transformada de Fourier es una función dependiente del tiempo, $h(t)$, se escribe como:

$$H(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t) e^{-i\omega t} dt$$

El espectro de amplitud de Fourier se expresa como el módulo de $H(\omega)$:

$$|H(\omega)| = \sqrt{R(\omega)^2 + (\omega)^2}$$

Para pasar la función $H(\omega)$ al dominio del tiempo:

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega) e^{i\omega t} dt$$

La componente armónica $H(\omega)e^{i\omega t}$ en el estrato N es amplificada en la capa m por $A_{(m/n)}(\omega)$ y resulta:

$$H_m(\omega)e^{i\omega t} = A_{m/n}(\omega)H(\omega)e^{i\omega t}$$

Esta es la componente armónica del movimiento desarrollado en la capa m con la frecuencia ω .

Para determinar el nuevo acelerograma $h(t)$ en el techo de la capa m se superponen todos los componentes armónicos con respecto a todas las frecuencias.

$$h_m(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H_m(\omega)e^{i\omega t} d\omega$$

$$h_m(t) = \int_{-\infty}^{\infty} A_{m/n}(\omega)H(\omega)e^{i\omega t} d\omega$$

5.5 Comportamiento no lineal del suelo

La solución en el dominio de la frecuencia de la respuesta del suelo, lleva implícito el principio de superposición, válido si los materiales que forman el depósito de suelo son de tipo elástico lineal. Se ha comprobado que el comportamiento del suelo es no lineal, como se puede ver de las curvas de esfuerzo-deformación de estos materiales.

Los parámetros que determinan las principales características de propagación de las ondas en el terreno son el módulo de cortante G , relacionado con la velocidad de la onda cortante y el amortiguamiento con el mecanismo de atenuación que experimenta el suelo. Es por eso que el análisis no lineal requiere de las representaciones histeréticas de esfuerzo-deformación.

Para el problema de incorporar el comportamiento no lineal del suelo, se ha resuelto de dos maneras:

- Método Lineal Equivalente
- Solución "exacta" al problema

5.6 Método lineal equivalente

Este utiliza valores iniciales de propiedades como módulo cortante y la razón de amortiguamiento, originalmente asignada a cada una de las capas del suelo analizadas, se resuelve el sistema mediante análisis lineal, calculando las deformaciones cortantes máximas.

Estos desplazamientos máximos son reducidos a deformaciones efectivas, lo que permite calcular los nuevos valores de las propiedades de rigidez y amortiguamiento, compatibles con las curvas de variación de G y de la capa de suelo particular. El procedimiento se repite hasta que la diferencia entre los valores calculados sea menor que cierto porcentaje de error o exceda un número prefijado de iteraciones.

METODO LINEAL EQUIVALENTE

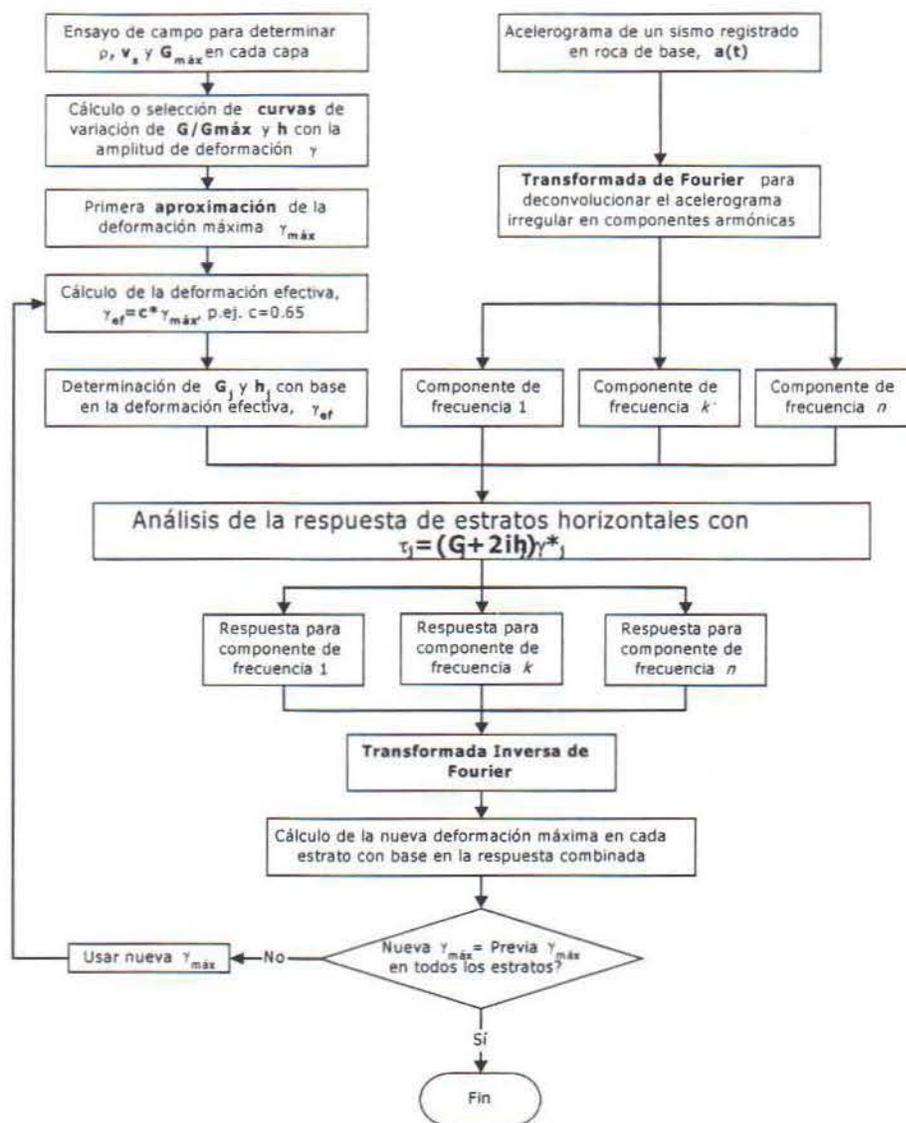


Figura 5.3: Diagrama de flujo del análisis lineal equivalente que utiliza el programa SHAKE

La figura 5.3 presenta un esquema de la metodología del análisis lineal equivalente. Este procedimiento lo ejecuta el programa SHAKE para la obtención de los resultados. Sin embargo como todo análisis teórico presenta las siguientes limitaciones:

1. Subestima las ordenadas del espectro en las zonas de períodos cortos.

2. Sobre-estima los valores espectrales de aceleración.
3. El método puede tener problemas de convergencia.

5.7 Método de solución exacta

La solución "exacta" del problema utiliza un modelo discretizado de suelo, donde a cada elemento se le ha asignado una ley constitutiva no lineal de esfuerzo-deformación. La solución se obtiene mediante la integración directa de las ecuaciones no lineales del movimiento.

Capítulo VI

Análisis de la información obtenida

6.1 Mapa geológico

La geología del área es muy diversa, caracterizada por rocas volcánicas e intrusivos de ambiente oceánico pertenecientes al Complejo de Nicoya. A estos materiales volcánicos están asociadas rocas sedimentarias depositadas en un ambiente marino profundo (pelágico) que transicionan a depósitos continentales (relleno aluvial). También se le asocian productos volcánicos piroclásticos de ambiente continental (Formaciones Bagaces y Liberia) (fig. 2.1).

La edad de toda esta amplia variedad geológica parece indicar que varía desde el Jurásico (Calloviano, unos 169 m.a.: En Tournon & Alvarado, 1995 y 1997) para el Complejo de Nicoya, hasta el Cuaternario (período actual) para los rellenos aluviales.

Diversos autores han trabajado en la diferenciación, origen y edad de las rocas que afloran en esta área, sin embargo la información geológica del área de estudio se obtuvo principalmente con los estudios geológicos realizados por Denyer y Arias (1992 y 1993) en la parte noroeste del área de estudio a escala 1/50000, y del estudio de la "Estructura Geológica Cuaternaria del Norte y Centro de la Península de Nicoya" realizado por Denyer, Arias y Hernández (1993). De este último trabajo se pudo obtener el límite entre la roca y el aluvión a escala 1/50000, muy importante para los propósitos del trabajo en lo que respecta al aluvión considerado como suelo blando. El resto de la geología se obtuvo de los Mapas Geológicos de las Hojas Nicoya y Liberia a escala 1/200000, y las tesis de grado de Arias (1998) y Funaioli & Rossi (1991).

Los rellenos aluviales (de amarillo en el Mapa de Tipos de Suelos, fig. 6.1) son de mucha importancia para el objetivo del trabajo, representa todo el material de las diferentes unidades geológicas que han sido erosionados y depositado en las depresiones.

La delimitación de estos rellenos aluviales y la roca (isopaca cero) tiene un grado de confiabilidad mayor, ya que se obtuvo a partir de los mapas de isopacas a escala 1/50000 (Denyer, Arias & Hernández, 1993) citado anteriormente. Esto tiene mucha importancia para los propósitos del trabajo. A continuación se resume las variaciones del espesor de la capa de aluvión en cada una de las Hojas Cartográficas estudiadas a escala 1/ 50000 en dicho trabajo:

- Carrillo Norte: se encuentran espesores de hasta 80 metros en la parte central. Cerca de la costa no sobrepasan los 20 metros (Coco y Panamá)
- Matapalo y Punta Gorda: los depósitos de aluvión son relativamente bajos, no sobrepasan los 30 metros, y siendo generalmente no mayores a los 20 metros
- Belén: se localiza el aluvión en la parte oriental de la Hoja, a lo largo del río Tempisque. Se alcanzan espesores de hasta 60 metros. Al sureste los aluviones no sobrepasan los 30 metros de espesor.
- Tempisque: en la parte occidental, y alcanzan espesores de hasta 70 metros

- Diríá: se encuentran cercanos a la población de Santa Cruz, alcanzando espesores entre 30 - 50 metros. Al sureste, 1 km de Santa Cruz están los mayores espesores con 60 metros
- Villarreal: en el río Andamojo se tienen los mayores espesores, con un promedio de 20 metros
- Talolinga: cubre extensas áreas , pero con espesores generalmente muy pequeños, alrededor de los 10 metros. En zonas aisladas hay espesores de 20 metros. En la población de San Atonio los espesores son de 10 - 20 metros. Un kilómetro al norte se han obtenido rellenos fluviolacustres mayores a los 30 metros.

Los mayores espesores de aluvión alcanzan los 80 metros, asociados a los viejos cauces del Río Tempisque.

6.2 Mapa Tipos de suelos

Las formaciones superficiales son unidades diferenciales de materiales con naturaleza física diferente, se exponen en superficie y llegan a alcanzar espesores importantes. Constituyendo la base de apoyo de las obras civiles, por lo cual el conocimiento de su naturaleza, características y fenómenos a que están sometidos son básicos en la planeación de las obras civiles (Hermelin, 1992).

De acuerdo con lo anterior es de mucha importancia tener presente el grado de meteorización de cada unidad geológica, que van a originar suelos con características físicas y mecánicas diferentes.

En los estudios de microzonificación sísmica se deben considerar las siguientes características de los suelos (Ramírez, 1995)

- Espesores de los estratos
- Propiedades físico-mecánicas de los suelos
- Velocidades sísmicas del subsuelo

Según los criterios de la ATC (Applied Technology Council, 1995), utilizados en códigos sísmicos mundiales, los que se derivan de la experiencia de terremotos como México (1985), Armenia (1988) y otros, los suelos se clasifican en cuatro grupos :

- S₁: Roca
- S₂: Suelo Firme
- S₃: Suelo Blando
- S₄: Suelo Muy Blando

Para este estudio se definieron de manera general e interpretativa cuatro tipos de suelos, basándose principalmente en el tipo de roca madre presente de acuerdo con el Mapa Geológico (criterios litológicos), y los valores de velocidad de onda cortante (V_s) y resistividad, registrados en informes técnicos del SENARA para esta área (fig. 6.2).

Con lo anterior y según los criterios de la FEMA (Federal Emergency Management Agency, 1994), los suelos del área estudiada se clasifican en B, C, D y E (fig. 6.1).

Tipo B (roca): corresponde con las rocas meteorizadas del Complejo de Nicoya: basaltos, intrusivos (gabros, dioritas, plagiogranitos) y radiolaritas.

Según los datos reportados en informes técnicos, las velocidades de onda cortante en el basamento oscilan entre los 1500 - 2800 m/s. Tomando en cuenta el grado de meteorización del basamento, en superficie éstos se interpretan que tienen velocidades mayores a los 760 m/s para una clasificación Tipo B según la FEMA (1994). De acuerdo con la ATC (1995), clasifica como tipo S_1 : Roca.

Los valores de resistividad varían entre los 50 - 250 ohmio-metro dependiendo del grado de fracturación, presencia de agua y sales minerales en la matriz, y el grado de meteorización de la roca.

Tipo C (suelo muy denso y roca blanda): corresponde con los suelos originados de las rocas sedimentarias aflorantes en el área: calcilitas y radiolaritas de origen pelágico, calizas, lutitas calcáreas y silíceas, areniscas, calizas arrecifales y tobas. También se incluyen en esta clasificación los suelos originados por las rocas piroclásticas de las Formaciones Bagaces y Liberia: tobas, ignimbritas y sedimentos lacustres. No se reportan espesores de suelo.

Los valores en las velocidades de onda cortante se infieren que son superiores a los 360 m/s, por lo que se le clasifica como Tipo C, según la FEMA (1994), y como S_2 : Suelo Firme, según la ATC (1995).

Los valores de resistividad por lo general son mayores a los 40 ohmio-metro para rocas meteorizadas.

Tipo D (suelo blando): corresponde con los suelos sedimentarios o transportados formados en el área de relleno aluvial (de color amarillo en el mapa de tipos de suelo, fig. 6.1).

Los espesores de suelo en éstos depósitos de relleno varían entre los 0.5 metros hasta los 20 metros como promedio. Por lo general se mencionan espesores de tres metros (Anexo 1), aunque a veces se reportan espesores de hasta 40 metros, según los datos de pozos del SENARA.

Los valores de velocidad de onda cortante registrados en las capas de aluvión o suelo blando, oscilan entre los 100 - 400 m/s, de lo cual se infiere que los suelos originados pueden tener

valores inferiores a los 360 m/s, clasificando como Tipo D según la FEMA (1994) y como S₃: Suelo Blando según la ATC (1995).

Los valores de resistividad varían entre los 5 - 40 ohmio-metro, dependiendo de las proporciones de grava-arena-limo-arcilla de los depósitos inconsolidados, del grado de saturación y las sales minerales en la matriz.

Tipo E (suelo con $V_s < 180$ m/s): en esta clasificación entran los manglares (Qa) o llanuras de inundación, también puede corresponder con suelos muy sueltos ya sean suelos transportados o por meteorización, cuya clasificación según la ATC (1995) es como S₄: Suelo Muy Blando.

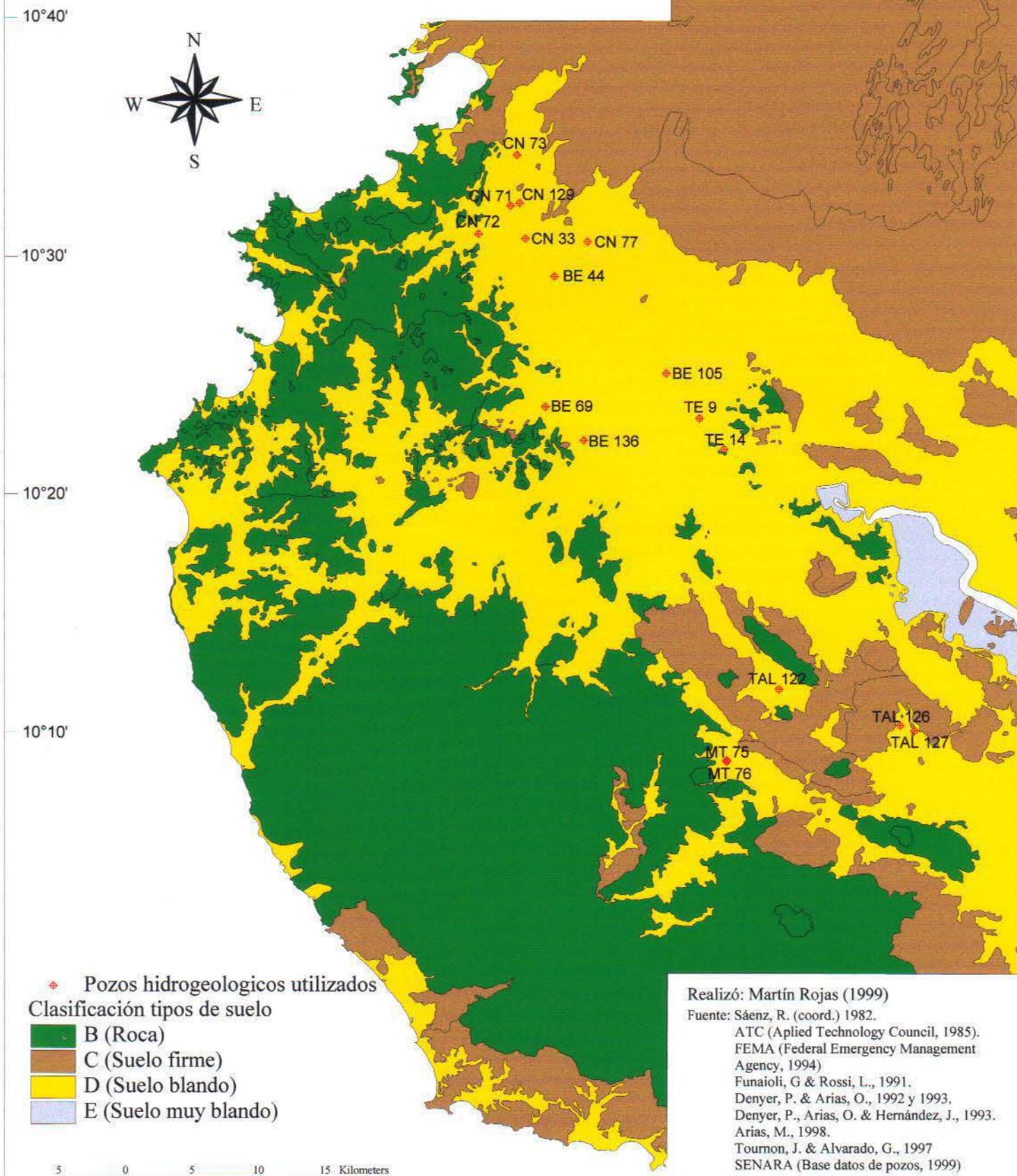
Es importante mencionar que la clasificación anterior que se muestra en la fig. 6.1 se hizo correlacionando criterios litológicos y de propiedades físicas (velocidad de onda cortante, resistividad eléctrica), que en algunos casos se infieren o son generalizados debido a la escala de trabajo. A esto se suma el hecho de que no se hizo geofísica de campo (p.ej. pruebas de refracción sísmica y resistividad) y pruebas de laboratorio.

6.3 Mapa Geológico y Sondeos Geofísicos

En el Mapa Geológico y Sondeos Geofísicos (fig. 6.2) se muestra la información de prospección geofísica que se obtuvo a partir de informes técnicos del SENARA. En total suman 28 perfiles de resistividad eléctrica y 9 perfiles de refracción sísmica. El propósito de la geofísica de campo es determinar espesores y características de los rellenos aluviales respecto a la roca de fondo, para aplicaciones hidrogeológicas. Por lo anterior se puede observar en este mapa, que dichos perfiles se ubican en las áreas de relleno aluvial clasificado como Tipo D (fig. 6.1) y Qal en el Mapa Geológico y Sondeos Geofísicos (fig. 6.2). Los parámetros físicos reportados de éstos sondeos geofísicos se utilizaron para obtener los rangos de velocidad de onda cortante tanto en la capa de aluvión como en la roca o basamento (fig. 6.3). Así mismo se obtuvieron los valores de resistividad (fig. 6.4). Ambos parámetros se utilizaron como complemento para definir los parámetros geotécnicos del suelo blando y el mapa de tipos de suelo.

En el Mapa Tipos de Suelos (fig. 6.1) se muestran los 17 pozos seleccionados en el área de estudio. El detalle de la geología de cada pozo y las características de cada perfil de suelo se muestran en el Anexo 2. La información litológica obtenida de éstos pozos con sus respectivos registros de resistividad eléctrica se utilizaron para correlacionar y definir los espesores de aluvión y de suelo. También se les utilizó como base para el análisis de amplificación sísmica en el programa SHAKE.

Figura 6.1: MAPA TIPOS DE SUELOS



◆ Pozos hidrogeológicos utilizados

Clasificación tipos de suelo

- B (Roca)
- C (Suelo firme)
- D (Suelo blando)
- E (Suelo muy blando)

Realizó: Martín Rojas (1999)

Fuente: Sáenz, R. (coord.) 1982.
 ATC (Applied Technology Council, 1985).
 FEMA (Federal Emergency Management Agency, 1994)
 Funaioli, G & Rossi, L., 1991.
 Denyer, P. & Arias, O., 1992 y 1993.
 Denyer, P., Arias, O. & Hernández, J., 1993.
 Arias, M., 1998.
 Tourmon, J. & Alvarado, G., 1997
 SENARA (Base datos de pozos, 1999)

Figura 6.2: MAPA GEOLOGICO Y SONDEOS GEOFISICOS

85°45'

85°30'

85°15'

10°40'

10°30'

10°20'



Fallas (Denyer & Arias, 1992)
 Fallas (Dengo, 1962)
 Leyenda estratigrafía

- Qal
- Qa
- Qv(b)
- Qv (b y lb)
- To(ma)
- Tep(b)
- Teb(bh)
- K(sg) o K(r)
- Ki
- K(vr)
- Kvs

Realizó: Martín Rojas (1999)

- Fuente:
- Jewell, F., 1970.
 - Jewell, F., 1972.
 - Leandro, G., 1975.
 - Protti, R., 1980.
 - Protti, R., 1981.
 - Sáenz, R. (coord.), 1982.
 - Vásquez, C., 1985.
 - Rodríguez & Pérez., 1989.
 - Funaioli, G & Rossi, L., 1991.
 - Denyer, P. & Arias, O., 1992 y 1993.
 - Denyer, P., Arias, O. & Hernández, J., 1993.
 - Arias, M., 1998.
 - Tournon, J. & Alvarado, G., 1997.

5 0 5 10 15 Kilometers

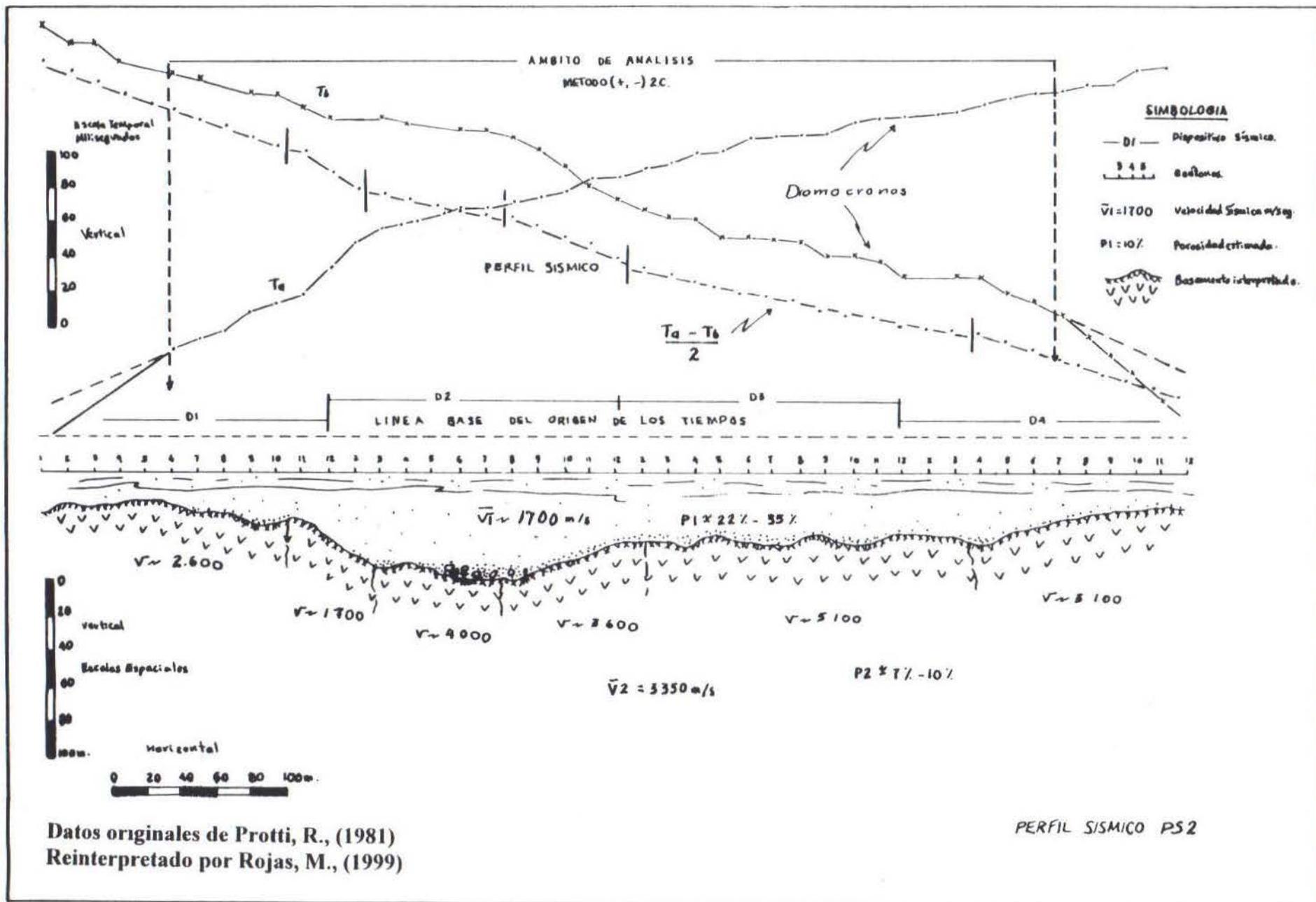


Figura 6.3: PERFIL SÍSMICO GENERALIZADO

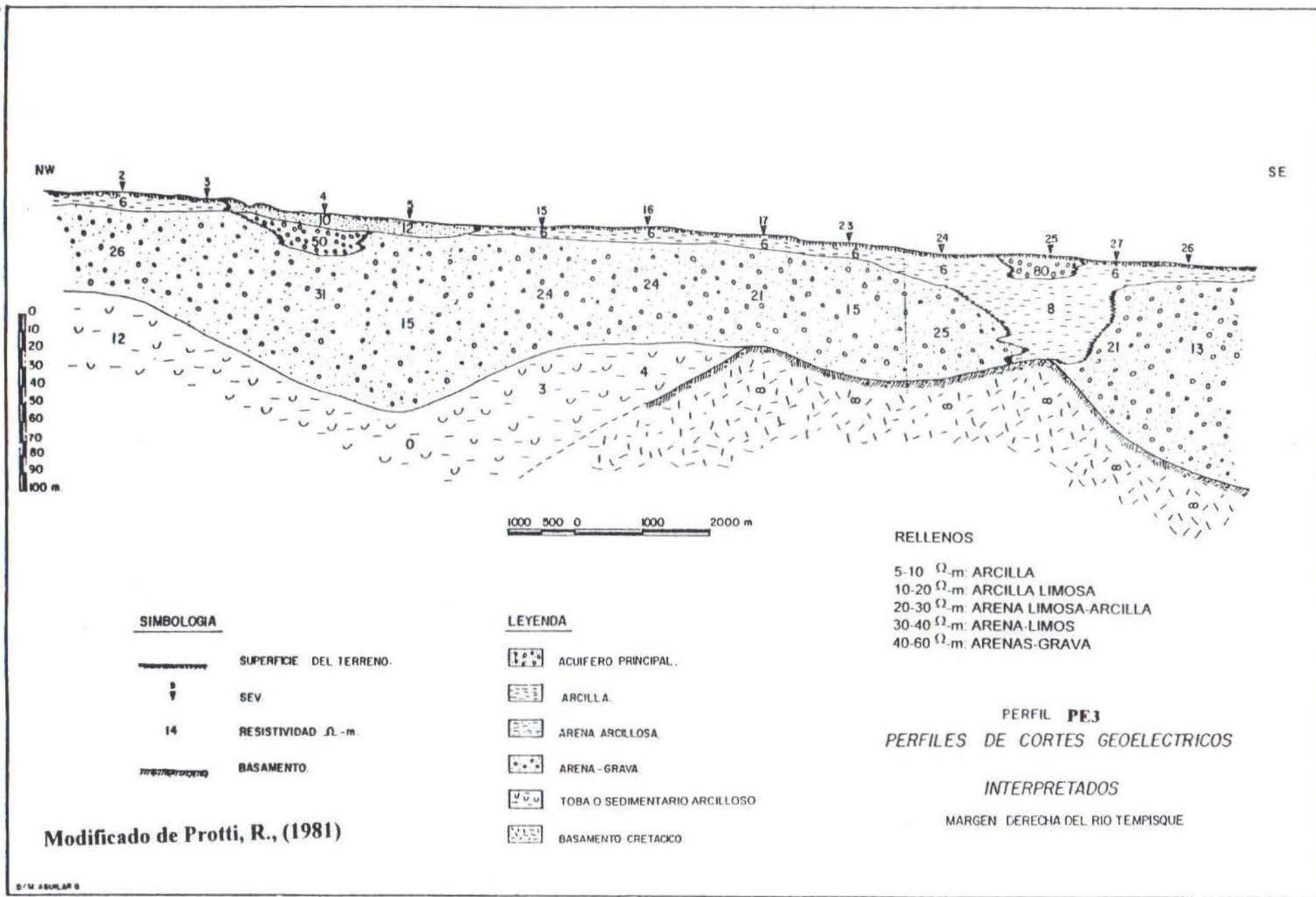


Figura 6.4: PERFIL GEOELÉCTRICO GENERALIZADO

6.4 Determinación de los parámetros geofísicos del suelo y roca a utilizar en el análisis

Se consideraron tres aspectos fundamentales para obtener los parámetros físicos de los perfiles de suelo y roca:

1. El tipo de litología presente (espesor y profundidad)
2. Consideraciones sobre los niveles freáticos (medio saturado o no saturado)
3. La variación de la velocidad de onda cortante con la profundidad.

La litología de cada perfil geológico se definió con base en los datos estratigráficos de los pozos y correlacionado con los registros de resistividad eléctrica de cada pozo. Los sondeos de resistividad eléctrica permitieron definir la profundidad del nivel freático en cada pozo de estudio y a la vez correlacionarse con características litológicas para definir la presencia de capas de arcilla, limos, arena o grava, lo cual implica variaciones en los valores de velocidades de las ondas sísmicas compresiva y cortante, y también en los valores de densidad.

La consideración del nivel freático tiene importancia para considerar la variación significativa que tiene la velocidad de la onda compresiva en un medio saturado y no saturado. La onda compresiva a diferencia que la onda cortante puede propagarse en el agua, esta generalmente aumenta su valor en medio saturado, debido a que los espacios o vacíos de los depósitos sedimentarios inconsolidados son ocupados por el agua. Esto también tiene implicaciones indirectas en los valores de la velocidad de la onda cortante en tanto se modifique la estructura o empaquetamiento del esqueleto del sedimento, o bien considerando el factor de la profundidad. Las velocidades de las ondas sísmicas compresiva y cortante generalmente aumentan con la profundidad debido a la compactación y rigidez del medio debido a los esfuerzos litostáticos e hidrostáticos, aún a profundidades someras donde generalmente se ubican los depósitos inconsolidados.

Se obtuvieron cuatro relaciones sobre la variación de las velocidades sísmicas de las ondas P (V_p) y S (V_s) con la profundidad en medio saturado y no saturado aplicado a depósitos inconsolidados, utilizando para ello diversas fuentes (entre las más importantes "Bulletin Seismological Society of America" para el período (1994-1998). Todos los datos corresponden a diferentes métodos de medición. Estos son exploración sísmica de refracción, método de sonda suspendida (suspension logging test), sondeo de exploración sísmica Cross-Hole, ensayo de sísmica Down-Hole, métodos usando análisis espectrales de ondas superficiales (dispersión, explosiones, etc), registros acelerográficos y análisis de regresión, entre otros. A todas ellas se les aplicó la regresión que mejor se ajustara a la dispersión de los datos, y de esta forma poder obtener un valor medio de V_p o V_s a cada profundidad, o dado el caso de tener el valor de velocidad de la onda P (V_p) obtener por relación el valor de velocidad de la onda cortante S (V_s).

En el área de estudio se registran valores de velocidad de la onda P (V_p) a partir de los resultados de refracción sísmica obtenidos mediante los estudios de geofísica de los informes técnicos del SENARA (figs. 6.2 y 6.3). Se registran valores entre el rango de 700 - 1700 m/s (V_p). La figura 6.2 muestra los perfiles de refracción sísmica (PS) y de resistividad eléctrica (PE) que se han

realizado en el área de estudio. Las figuras 6.5, 6.6, 6.7, 6.8 muestran las correlaciones hechas con las diversas fuentes de datos. De esta forma se desarrolló una metodología de trabajo para asignar valores de velocidad de onda cortante (V_s) en función de la profundidad en medio saturado y no saturado.

Es importante sin embargo mencionar que dichas correlaciones se generalizaron a depósitos inconsolidados sin tomar en cuenta específicamente si son arcillas, arenas o grava. Lo anterior al considerar cuatro factores de importancia que son los siguientes:

1. La escala de trabajo (se cubre un área de estudio de 14 Hojas Cartográficas a escala 1/50000)
2. La información de las fuentes (diversidad de terminologías referidas a materiales inconsolidados, estudios generalizados, falta de información detallada a depósitos de suelos, etc)
3. El área de estudio con características de cuenca fluvial se espera depositación heterogénea o mezclada de arcillas, arenas y grava en mayor o menor proporción
4. No se hizo exploración de geofísica de campo y pruebas de laboratorio

Sin embargo se recopilaron datos suficientes y se desarrolló una metodología de trabajo que permitió asignar valores razonables de acuerdo con las condiciones del medio.

La Figura 6.5 muestra la variación de la velocidad de la onda P (V_p) con la profundidad. En este gráfico se muestran de color los datos registrados en el área de estudio, específicamente en los depósitos aluviales al norte del área de estudio (Hojas Belén y Carrillo Norte), y al suroeste (Hojas Diríá y Villarreal). Es importante observar que los datos presentan el mismo patrón de dispersión que las otras fuentes e inclusive algunos valores están dentro de la curva de regresión. Como observación en esta curva se incluyen valores tanto en medio saturado como no saturado. Como regla general los valores en medio saturado se ubican a la derecha de la curva de regresión, por tanto los valores correspondientes al medio no saturado a la izquierda de la curva de regresión.

Por lo tanto no es erróneo aplicar estas correlaciones al área de estudio, tomando en cuenta de que la gran mayoría de los datos no son representativos del área de estudio. Sin embargo se puede decir que los valores dados al lado derecho de la curva de regresión en los primeros 50 metros de profundidad pueden ser representativos de los aluviones saturados del Tempisque en el área de estudio y los valores ubicados al lado izquierdo de la curva de regresión pueden ser representativos de aluviones no saturados en el área de estudio. Otro aspecto importante que se observa es la mayor variación que se presenta en los valores para los primeros 50-70 metros. Sin embargo dicha curva empieza a ser funcional a partir de los 5 metros de profundidad, debido a que existe desviación en los valores a profundidades menores.

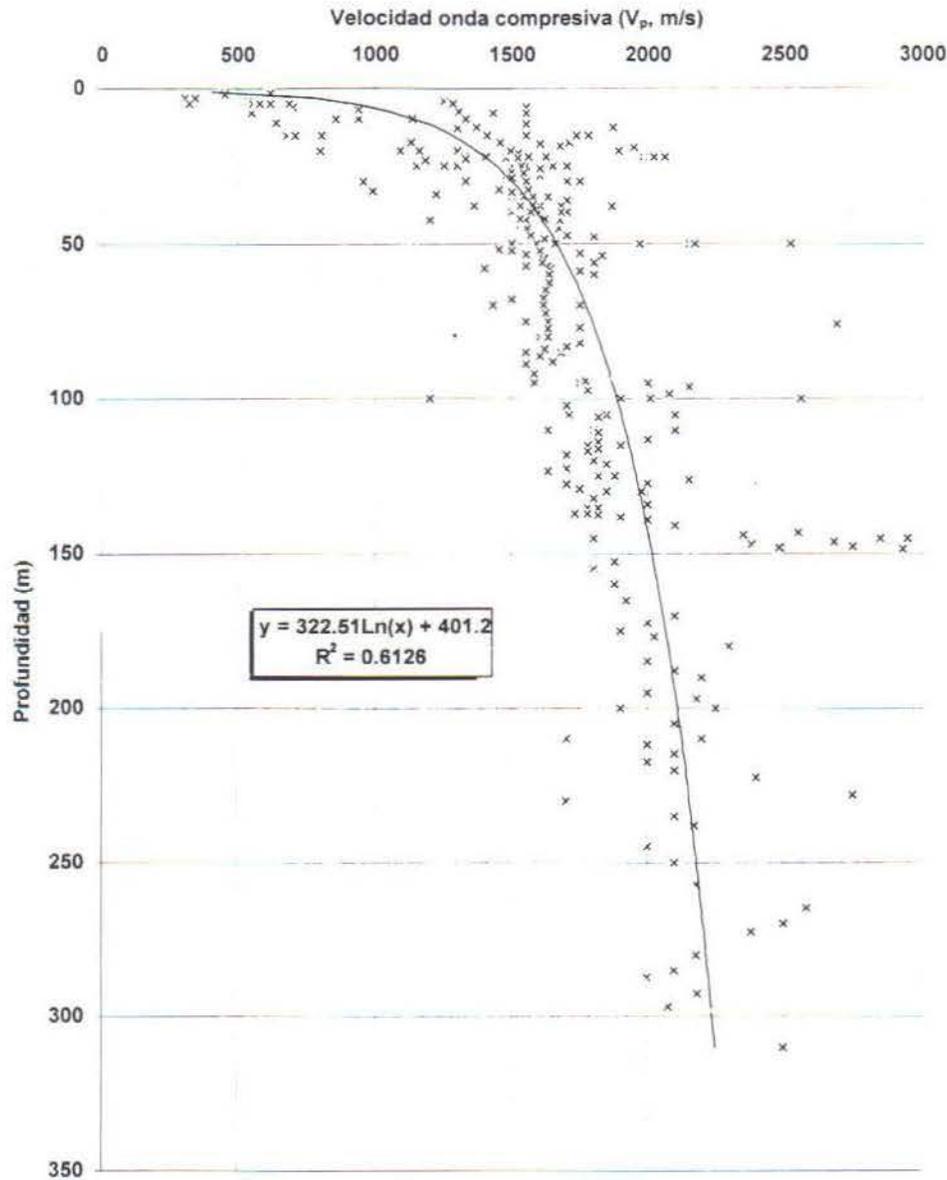


Figura 6.5: Variación promedio de la velocidad de onda compresiva (V_p) con la profundidad en depósitos inconsolidados (Fuente bibliográfica: 1,6,19,37,54,68,69,70,71,73,79,90,91,105,113,120,125).

La Figura 6.6 muestra la variación de la velocidad de la onda cortante (V_s) con la profundidad en medio saturado. Se determinó que esta curva es funcional en depósitos de granulometría gruesa (arenas y gravas), sin embargo puede ser práctica en depósitos de granulometría fina a profundidades más superficiales (0.2-2 metros) .

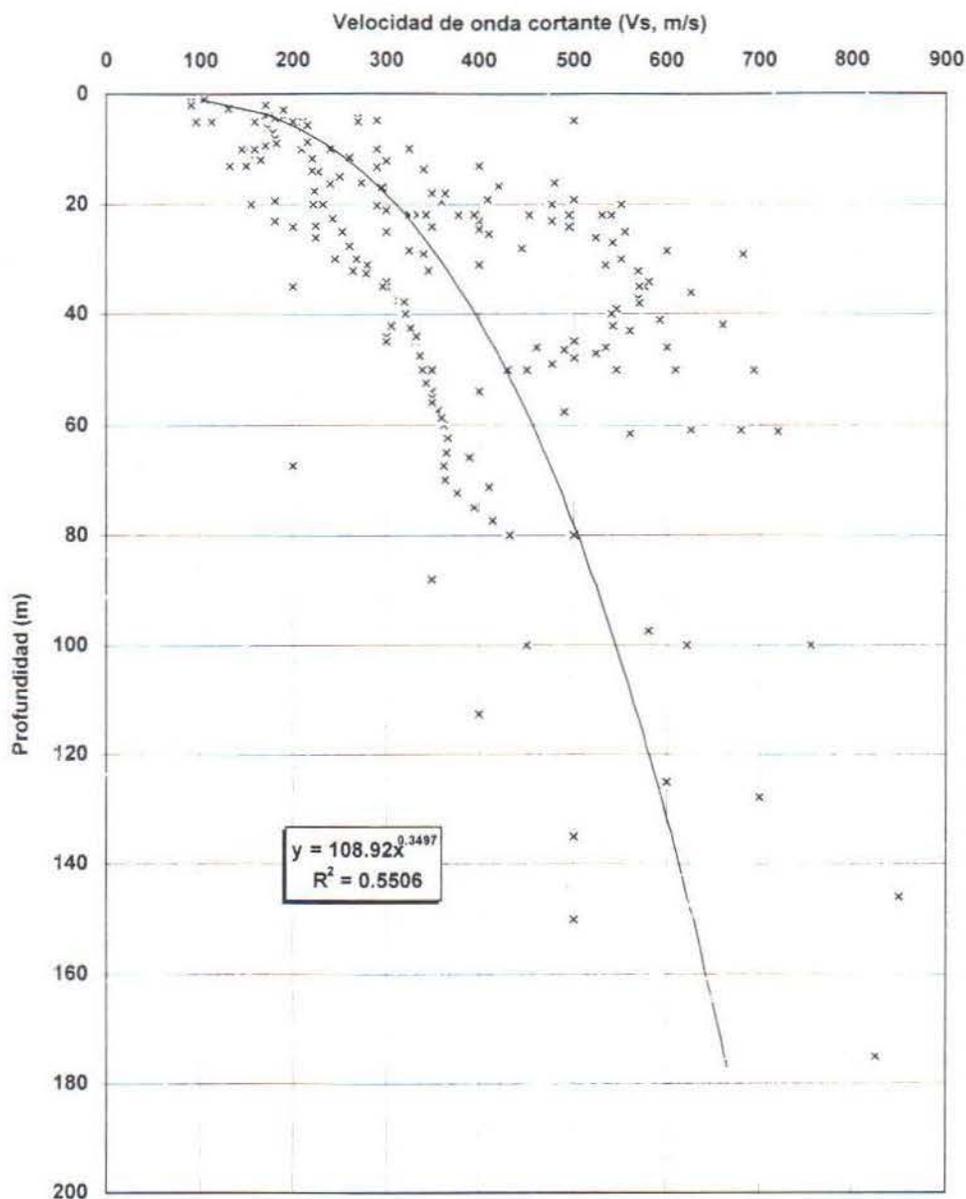


Figura 6.6: Variación promedio de la velocidad de onda cortante (V_s) con la profundidad en depósitos inconsolidados saturados (Fuente bibliográfica: 1, 20, 54, 65, 68, 69, 91, 104, 113, 122).

La Figura 6.7 muestra la relación entre las velocidades de las ondas P y S (V_p - V_s) en medio saturado y no saturado. La regresión de la recta en medio saturado se determinó que es aplicable en depósitos de granulometría fina y para valores de velocidad de la onda P (V_p) entre el rango (1300-2400 m/s). La regresión de la recta en medio no saturado se determinó que es funcional en depósitos de granulometría gruesa (arenas y gravas) o en sedimentos consolidados. Sin embargo parece que tiende a sobrestimar los valores de velocidad de la onda cortante (V_s). En los datos de la recta en medio saturado se reporta de color un dato del área de estudio, el cual es representativo de aluviones saturados en los alrededores de Nicoya.

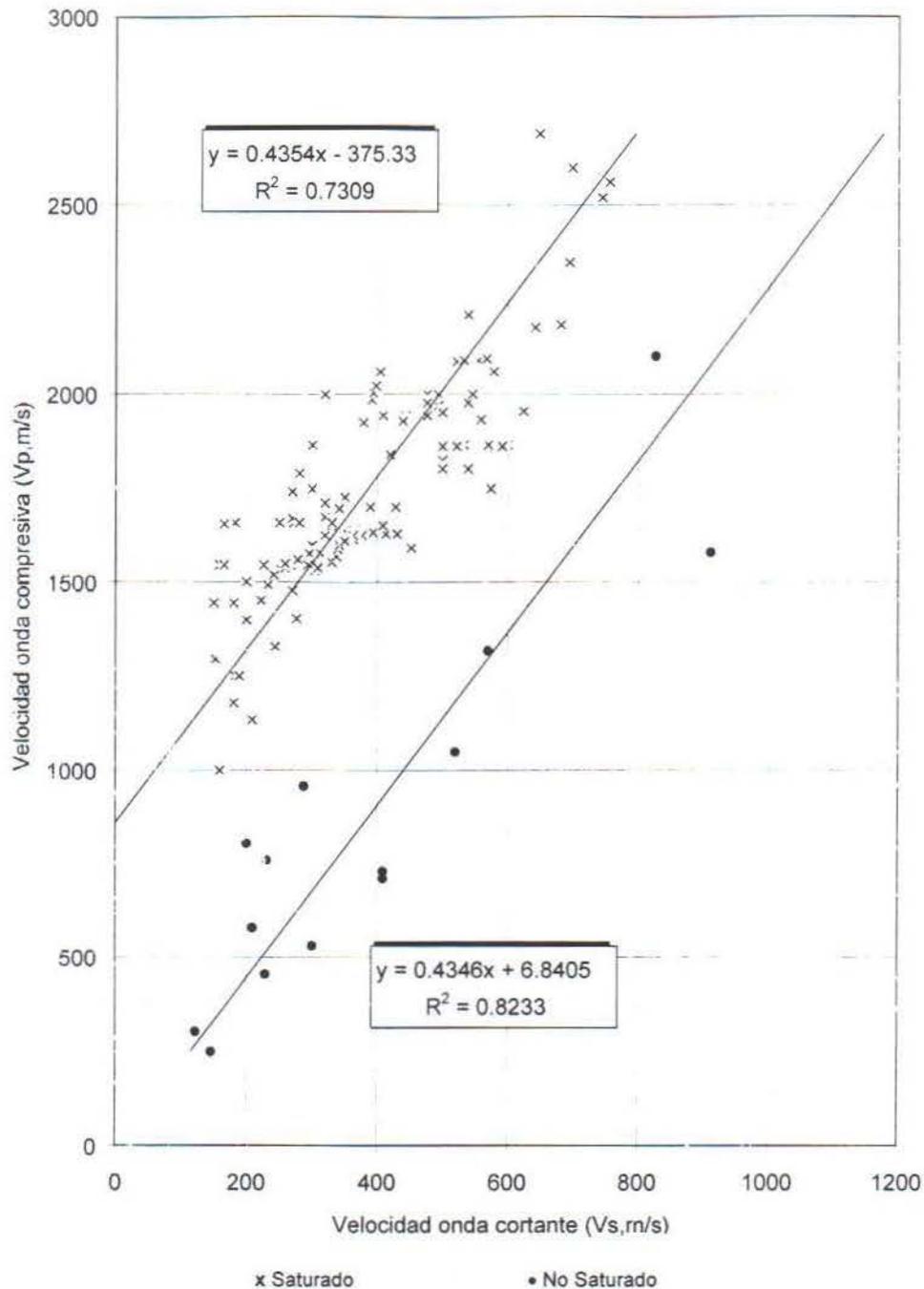


Figura 6.7. Relación promedio entre las velocidades de onda cortante (V_s) y compresiva (V_p) en depósitos Inconsolidados saturados y no saturados (Fuente bibliográfica: 1, 15, 19, 51, 54, 58, 65, 68, 69, 71, 73, 79, 91, 113, 120, 122).

La Figura 6.8 muestra la variación de la razón de Poisson con la profundidad en medio saturado. Esta relación se utilizó en algunos casos como un parámetro de corrección por profundidad. Su importancia práctica está dada a profundidades mayores de 10 metros en el caso de depósitos de granulometría fina y mayor a 20 metros para el caso de sedimentos de granulometría gruesa.

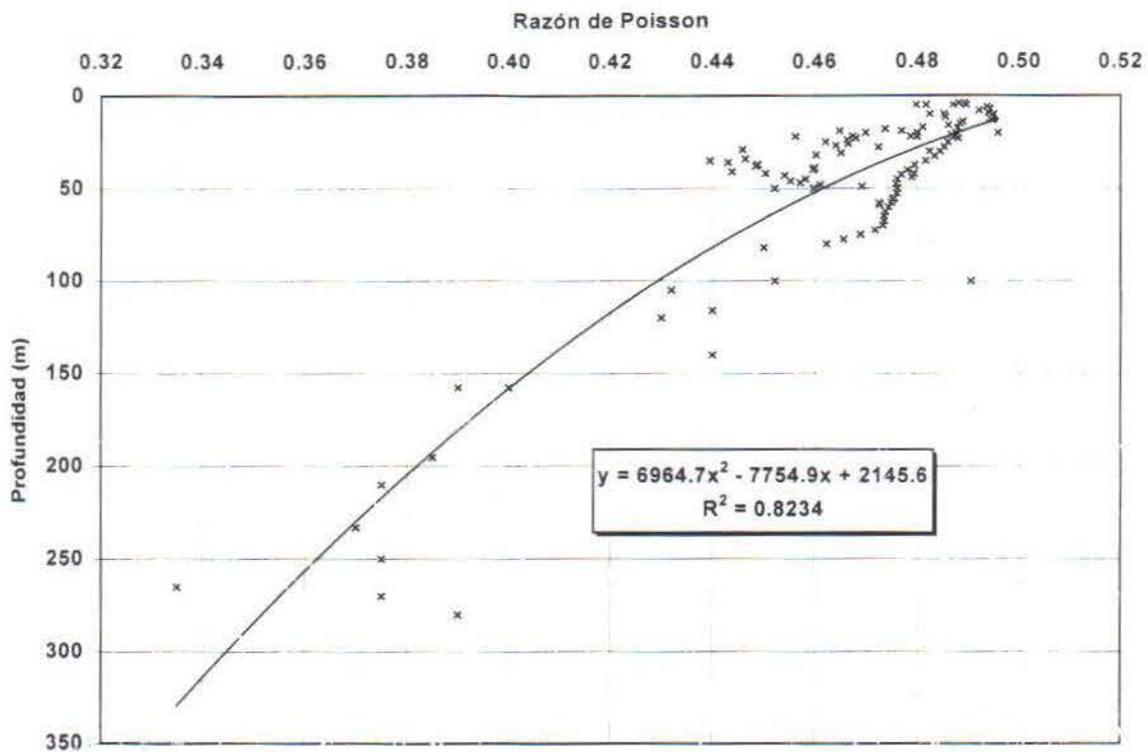


Figura 6.8: Variación promedio de la razón de Poisson con la profundidad en depósitos inconsolidados saturados (Fuente bibliográfica: 1, 54, 68, 69, 71, 113, 122).

La razón de poisson relaciona ambas velocidades según la relación:

$$\nu = \frac{1}{2} \left[\frac{1 - 2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2}{1 - \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2} \right] \quad (6.1)$$

La ecuación anterior se obtiene a partir de la teoría de la elasticidad y se usa para rocas o cuerpos elásticos, sin embargo esta ecuación permite obtener la razón de poisson a cada profundidad teniendo los valores de velocidad a cada profundidad. En algunos casos se tenían los valores de la razón de poisson con la profundidad, en otros se calculó según las diferentes fuentes, y se procedió a plotear los valores de poisson con la profundidad en un gráfico a escala aritmética. Sin embargo se utilizó otra ecuación para obtener el valor de la onda S (V_s), conociendo de antemano el valor de la velocidad de onda P ($V_p > 2.5$ km/s) y la razón de poisson:

$$V_s = V_p \sqrt{\frac{2\nu - 1}{2\nu - 2}} \quad (6.2)$$

La ecuación anterior puede ser válida para valores de velocidad de onda P (V_p) mayores a 2.5 km/s.

Las correlaciones anteriores se utilizaron tomando en cuenta el rango de variación en la velocidad de onda P en gravas, arenas y arcillas. De esta forma se obtuvo un valor promedio a cada profundidad según la regresión aplicada y luego se procedió a definir un valor razonable trasladándose a uno u otro lado de la curva según el rango de variación para cada tipo de sedimento (granulometría, espesor y grado de saturación).

Una vez que se obtiene la velocidad de la onda cortante (V_s) con la metodología anterior se procedió a obtener la densidad según la variación en los valores de la velocidad de la onda S (V_s) a cada profundidad. Tomando en cuenta que la velocidad de la onda S (V_s) varía con la rigidez del medio y el grado de saturación, se elaboraron dos curvas que relacionan la velocidad de la onda S (V_s) con la densidad en medio saturado y no saturado. Ambas regresiones permitieron obtener el valor de la densidad a cada profundidad según el valor de velocidad asignado (Figuras 6.9 y 6.10).

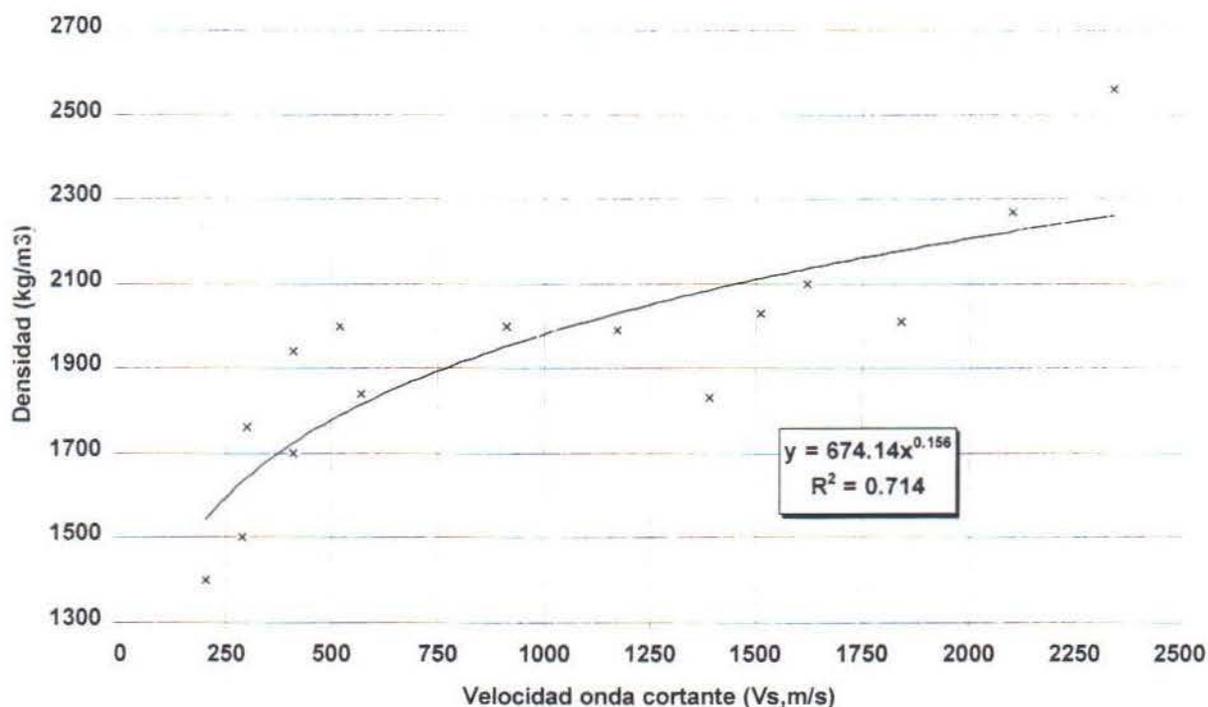


Figura 6.9: Variación promedio de la densidad con la velocidad de onda cortante en depósitos inconsolidados no saturados (Fuente bibliográfica: 19, 54, 73).

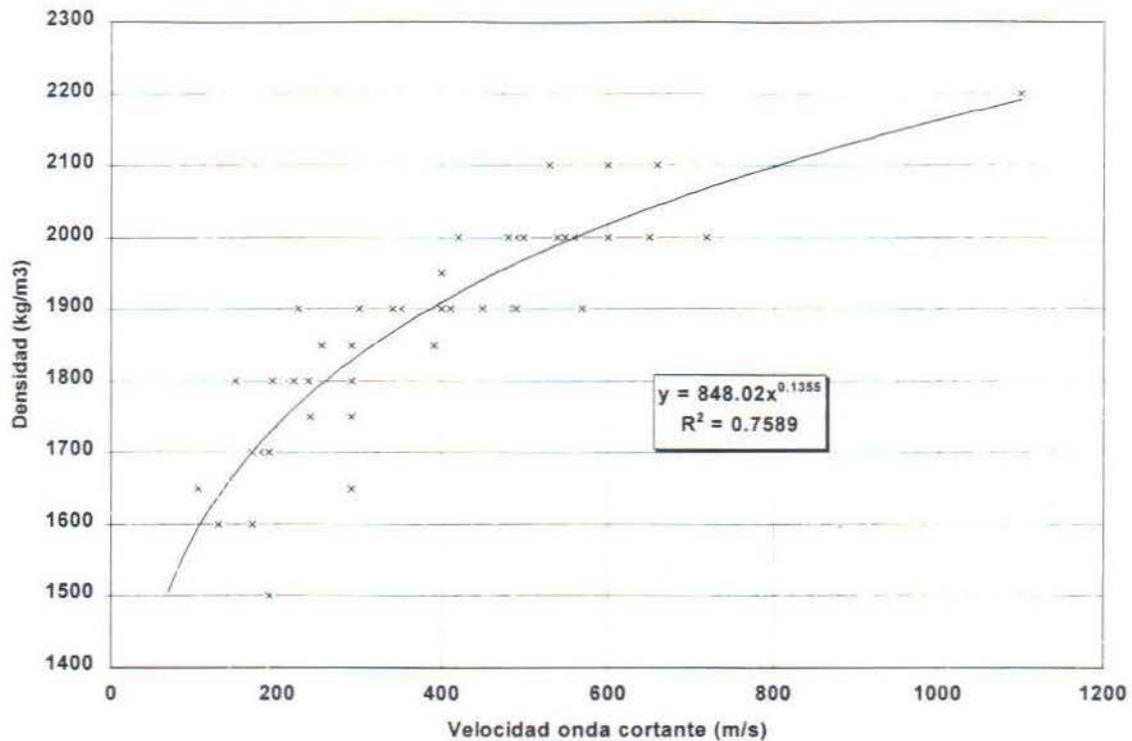


Figura 6.10: Variación promedio de la densidad con la velocidad de onda cortante en depósitos inconsolidados saturados (Fuente bibliográfica: 1, 54, 59, 113).

Al comparar ambas curvas para una velocidad de onda cortante dada, se puede observar que la curva correspondiente al medio no saturado presenta valores de densidad menor comparado con la curva en medio saturado en la cual aumenta significativamente (aproximadamente en un 10%) los valores de densidad debido a la presencia de agua en los poros. El agua no presenta resistencia al cortante, cuyo efecto es el de la onda S o cortante, por tanto es de esperar que la velocidad de la onda cortante no tenga una variación significativa si comparamos los valores en medio saturado y no saturado, a menos que la presencia de agua o saturación en los sedimentos inconsolidados modifiquen significativamente la estructura o empaquetamiento del suelo como se mencionó anteriormente.

Una vez que se tiene la velocidad de onda cortante y la densidad (también dado en peso unitario, kN/m^3), se calcula el módulo dinámico de corte (G) en MPa, según la relación:

$$G_{\text{máx}} = \rho \cdot V_s^2 \quad (6.3)$$

donde:

ρ : es la densidad en kg/m^3

V_s : es la velocidad de la onda cortante en m/s

Los estudios de refracción sísmica en el área de estudio descritos al comienzo establecen varios rangos en la velocidad de la onda P (V_p) para roca. Estas velocidades corresponden a las rocas del Complejo de Nicoya, que se consideran como el basamento de la región. Dichas rocas son generalmente basaltos o intrusivos básicos, y en algunos casos rocas silíceas sedimentarias. Se reportan valores entre el rango 2700-5800 m/s en la cuenca del río Andamojo (Protti, 1980) al suroeste del área; 3030-4860 m/s en la margen derecha del río Tempisque, al sur de Filadelfia y oeste de Belén, San Blas y Sardinal (Protti, 1981); 2700-3560 m/s al suroeste de Filadelfia (Vásquez, 1985). Teniendo en consideración estos rangos de velocidad de onda P (V_p), se procedió a tomar un valor promedio en cada caso y asignar el valor correspondiente en cada pozo según su cercanía al lugar donde se reportan los datos de velocidad en los estudios de refracción sísmica. Para tomar el valor correspondiente de velocidad de la onda S (V_s), se utilizó la siguiente relación que generalmente se aplica en sismología para roca:

$$V_p = \sqrt{3} V_s \quad (6.4)$$

También se utilizó una curva de correlación entre las velocidades sísmicas V_p y V_s con el fin de tener otra fuente de referencia para asignar el valor correspondiente de velocidad de onda cortante en cada pozo (Fuentes: 49, 57, 58, 113, 115). La densidad en roca se obtuvo de la misma forma que se hizo con los depósitos inconsolidados, relacionando la velocidad de la onda S (V_s) con la densidad y obteniendo una curva de regresión, sin embargo se usaron otras fuentes disponibles en los laboratorios de Geología y Geotecnia del ICE.

Capítulo VII

Resultados del programa de análisis de respuesta sísmica del terreno

7.1 Movimientos sísmicos de entrada y su influencia en la amplificación sísmica

Como se mencionó en el Capítulo IV los principales factores que influyen en el movimiento sísmico del terreno son:

1. Magnitud del sismo
2. Distancia del sitio a la fuente de liberación de energía
3. Características geológicas de las rocas a lo largo de la trayectoria de las ondas sísmicas desde la fuente hasta el sitio
4. Mecanismo de la fuente sísmica
5. Los efectos de la interferencia de ondas relacionado con la dirección y rapidez de la ruptura de la falla
6. Condiciones locales del suelo en el sitio

La importancia del nivel energético de un sismo en los niveles de deformación de las capas del suelo o roca se traduce en las diferencias observadas en los resultados obtenidos. Sismos de características diferentes pueden producir diferentes niveles de deformación en las capas del suelo o roca y las propiedades de estos dependen del nivel de deformación. Por ejemplo si en un estudio de análisis teórico de respuesta del terreno como el análisis lineal equivalente se utilizan sismos con diferente aceleración máxima es posible que hayan cambios en los resultados de las funciones de transferencia. La tabla 7.1 y las figuras 7.1 y 7.2 muestran los valores espectrales de aceleración y velocidad para los sismos de Limón y Loma Prieta. El sismo de Limón cuyo epicentro tuvo lugar cerca de la costa atlántica de Costa Rica y mecanismo de ruptura inverso difiere del sismo de Loma Prieta en que este ocurrió a lo largo del segmento este de la Falla San Andrés y sur de Santa Cruz, California, el cual está asociado a un mecanismo de ruptura de desplazamiento de rumbo. Debe de esperarse que el patrón de radiación de la energía sea diferentes en ambos casos. Para efectos del estudio se supone que lo mejor es utilizar un sismo de subducción registrado en roca en la Península de Nicoya a una distancia promedio de 115 km desde la fuente sísmica al sitio de evaluación que puede presentar amenaza de amplificación sísmica. Sin embargo por razones de disponibilidad el sismo de Limón registrado en roca en la estación Cachí se consideró como buena opción para la evaluación de la amplificación sísmica en la Península de Nicoya, y comparar los resultados con el sismo de Loma Prieta cuyo escenario geológico es diferente al de Costa Rica. El sismo de Limón registrado en la estación Cachí presenta la ventaja de contener un rango de frecuencias bajas parecido al de un sismo de subducción, debido a que fue registrado a una distancia de 80 km. Al parecer los sismos de subducción registrados a largas distancias tienden a filtrar las altas frecuencias debido a la trayectoria de las ondas. El Anexo 1 muestra las principales características de ambos movimientos de entrada. Se puede observar que los niveles energéticos son diferentes al evaluar la intensidad de Arias y los espectros de potencia de la aceleración; el contenido de frecuencias al evaluar los espectros de aceleración de Fourier y la respuesta espectral en los espectros de respuesta para ambos sismos.

Tabla 7.1: Valores espectrales de los movimientos sísmico de entrada utilizados

	N° Valores	Sismo de Limón					Sismo de Loma Prieta				
		T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	Estación	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	Estación
Aceleración espectral	1	0.55	1.82	0.38		Cachi	0.65	1.54	0.21		Y.B.
	2	0.85	1.18	0.28		Cachi	0.32	3.13	0.15		Y.B.
	3	0.24	4.17	0.29		Cachi	0.46	2.17	0.16		Y.B.
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		37.60	Cachi	0.65	1.54		21.70	Y.B.
	2	0.55	1.82		32.60	Cachi	1.44	0.69		19.50	Y.B.
	3	1.38	0.72		25.30	Cachi	2.13	0.47		19.60	Y.B.

Fig 7.1: ESPECTRO DE RESPUESTA DE LAS ACELERACIONES
"SISMO DE LIMÓN"
(5% amortiguamiento)

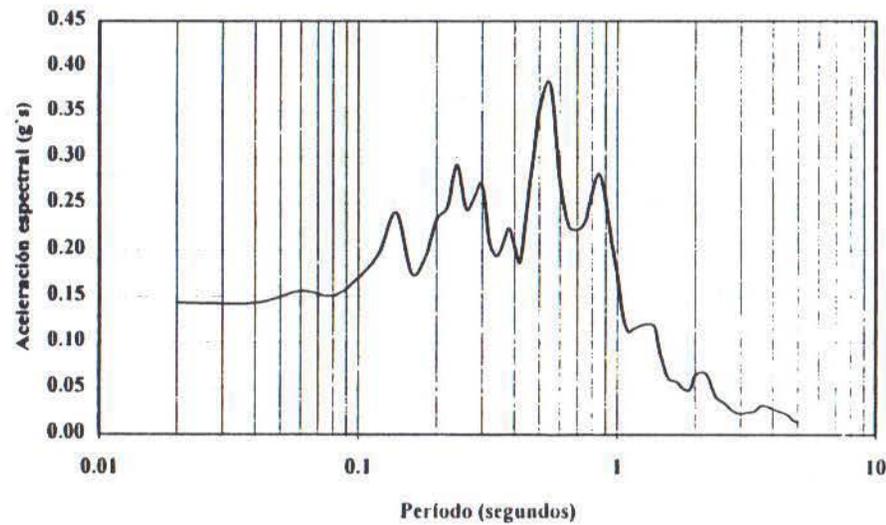
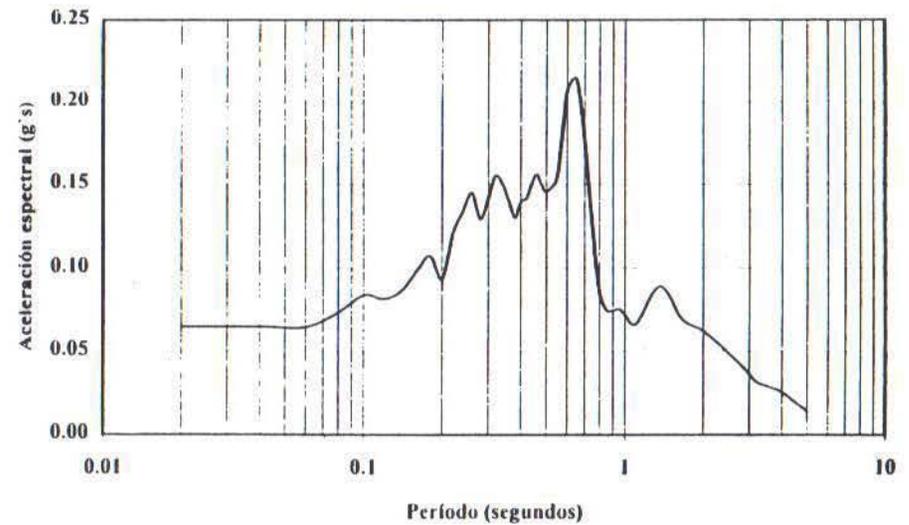


Fig 7.2: ESPECTRO DE RESPUESTA DE LAS ACELERACIONES
"SISMO DE LOMA PRIETA"
(5% amortiguamiento)



7.2 Resultados generales del programa

El programa presenta un ploteo de los resultados de cada pozo analizado agrupados en seis parámetros principales, a partir de los cuales se pueden correlacionar los resultados. Los presenta para cada una de las capas del modelo geológico de capas utilizado. Para este estudio se consideraron los resultados de la última capa.

1. Parámetros del movimiento del terreno: presenta los registros sintéticos de aceleración, velocidad y desplazamiento; las amplitudes de Fourier de las aceleraciones, velocidades y desplazamientos; los espectros de potencia de las aceleraciones, velocidades y desplazamientos;
2. Parámetros de esfuerzo y deformación: presenta la variación temporal de las deformaciones y esfuerzos de cizalla; las amplitudes de Fourier para las deformaciones y esfuerzos de cizalla; los espectros de potencia para las deformaciones y esfuerzos de cizalla;
3. Parámetros espectrales: se presentan los espectros de respuesta para un amortiguamiento dado de las aceleraciones, velocidades y desplazamientos;
4. Parámetros variables con la profundidad para cada capa del modelo de capas geológicas utilizado: aceleración pico; velocidad pico; desplazamiento pico; esfuerzo de cizalla pico; deformación por cizalla pico; deformación por cizalla efectiva; módulo de cizalla; razón de amortiguamiento; razón de esfuerzo cíclico;
5. Otros parámetros de interés en la ingeniería sísmica: se incluyen para cada capa del modelo de capas la aceleración pico, velocidad pico, desplazamiento pico, aceleración RMS, intensidad de Arias, intensidad de respuesta espectral, período predominante y duración Bracketed;
6. Funciones de Transferencia que incluye amplitud, ángulo de fase, parte real y parte imaginaria.

Todos estos parámetros de interés en la ingeniería sísmica se presentan como ejemplo para un solo pozo en el Anexo 2 (primer grupo de estudio pozo CN-73). También se presenta el perfil geológico de cada pozo y una tabla con las principales características de cada perfil. Para propósitos de esta investigación se consideraron solamente los parámetros espectrales y las funciones de transferencia de la primer capa geológica dada en el modelo de capas geológicas de cada pozo analizado en cada grupo de estudio. Sin embargo observando los resultados de cada capa del perfil geológico, principalmente para aquellos parámetros que varían con el tiempo, se nota una fuerte influencia de las características de la fuente sísmica que representa en este caso el movimiento de entrada (acelerograma) con los resultados obtenidos en cada capa del modelo de capas geológicas.

En el apartado 7.4 se analizan los resultados espectrales y las funciones de transferencia obtenidos de los pozos analizados en el área de estudio. Con esto se correlacionan los principales factores involucrados en la amplificación sísmica para los dos movimientos sísmicos utilizados.

7.3 Métodos espectrales y funciones de transferencia

Los métodos espectrales se basan en el cálculo del “Espectro de Respuesta”. Existen varios aspectos que tienen influencia en las características del espectro de respuesta, como la magnitud, el mecanismo de ruptura de la falla y la distancia entre la estación y el epicentro, parecen ser los más importantes.

Los depósitos de suelos se comportan como un filtro que atenúa las diferentes frecuencias de las ondas que forman la señal base. Este proceso de filtrado o transformación del terreno y su importancia en el comportamiento de las estructuras se logra visualizar en forma más clara, cuando se utiliza el espectro de respuesta del registro obtenido de la superficie.

Dicho filtro es una función de tipo espectral (función que depende de la frecuencia o el período), que denominamos generalmente como espectro de amplificación del depósito de suelo en particular, o función de transferencia, que toma la señal base y la transforma a medida que está viajando hacia la superficie. Obsérvese también que la señal en suelo se amplifica para los períodos largos con respecto a la respuesta en roca (fig 4.10, Cap IV).

La función de transferencia se define como la razón entre la amplitud del movimiento del suelo en la superficie respecto a la amplitud en roca aflorante, y se supone que es característica de cada sitio. Permite determinar a cuáles frecuencias o períodos se producen las mayores amplificaciones en el terreno. Los factores de amplificación obtenidos de dichas funciones se aplican a los parámetros de aceleración, velocidad y desplazamiento espectral.

Los espectros de respuesta describen la respuesta máxima de un sistema de un grado de libertad ante una excitación sísmica o historia de aceleraciones dada, como una función de la frecuencia natural y amortiguamiento propios del sistema. Por tanto las formas de los espectros de respuesta indican que los valores máximos de aceleración, velocidad y desplazamiento están asociados a rangos de frecuencia diferentes. Por eso generalmente estos se dividen en tres zonas: zona de dominio de la aceleración (frecuencias altas); zona de dominio de la velocidad (frecuencias intermedias); y zona de dominio del desplazamiento (frecuencias bajas). Dado que el espectro representa el movimiento en una componente, lo usual es evaluar este en una región determinada a partir de un registro de aceleración del terreno, tomando la componente horizontal de mayor amplitud que representa el movimiento de estrada en el programa. Como es sabido las velocidades y desplazamientos se obtienen por integración y por lo tanto pueden tener errores implícitos en el proceso de integración. Los resultados que se presentan a continuación están divididos en tres grupos de estudio y presentados principalmente en términos de los espectros de respuesta de las aceleraciones como ploteos espectrales. Sin embargo en las tablas se presentan los valores de aceleraciones y velocidades espectrales para cada grupo de estudio y sus respectivas funciones de transferencia. Con esto se pueden correlacionar los tres parámetros y obtener resultados generales del área de estudio. La importancia de las funciones de transferencia trasciende en el hecho de que constituyen una forma de corroborar los datos espectrales, dado que en principio los resultados de estas dependen más de las características del perfil geológico que del movimiento de entrada.

7.4 Espectros de respuesta propuestos y funciones de transferencia

Partiendo del conocimiento geológico y geotectónico del área, la metodología de trabajo permitió distribuir el estudio de amplificación en tres regiones a lo largo de lo que se considera el eje sinclinal de la cuenca del Tempisque (ver Mapa de Pozos, fig 6.1). De esta forma los resultados se exponen en tres grupos. En el estudio se analizó solamente la litología considerada como suelo blando, clasificado como aluvión (Qal) de amarillo en el Mapa Geológico y Tipo D en el Mapa Tipos de Suelos (fig 6.1), o bien considerados como depósitos inconsolidados.

El primer grupo se ubica en la parte noroeste de la región, comprendiendo aquellos depósitos inconsolidados ubicados en las Hojas Carrillo Norte y Belén (tabla 7.2 y fig 6.1), cuyo espesor de suelo blando varía entre los 33 y 60 metros (Anexo 2). La tabla 7.2 muestra los resultados de aceleración y velocidad espectral para los siete pozos que forman este primer grupo. También se muestran los resultados de las funciones de transferencia que integran este primer grupo. Los resultados muestran la respuesta de la última capa del modelo de capas geológicas para los dos movimientos de entrada (Sismo de Limón, 1991; Sismo de Loma Prieta, 1989). Se muestran los espectros de respuesta de las aceleraciones para 5% de amortiguamiento (figs 7.3 y 7.4), de los cuales se obtuvo el espectro de respuesta promedio (media aritmética) que se observa en la fig 7.5.

Fig 7.3: ESPECTROS DE RESPUESTA DE LAS ACCELERACIONES PARA EL PRIMER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LIMÓN" (5% amortiguamiento)

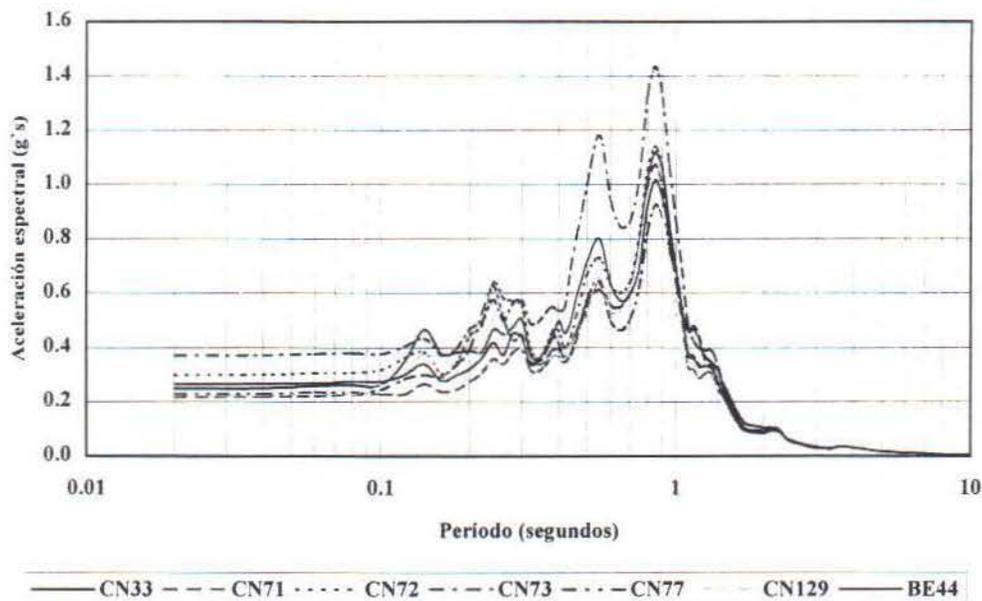


Fig 7.4: ESPECTROS DE RESPUESTA DE LAS ACELERACIONES PARA EL PRIMER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LOMA PRIETA" (5% amortiguamiento)

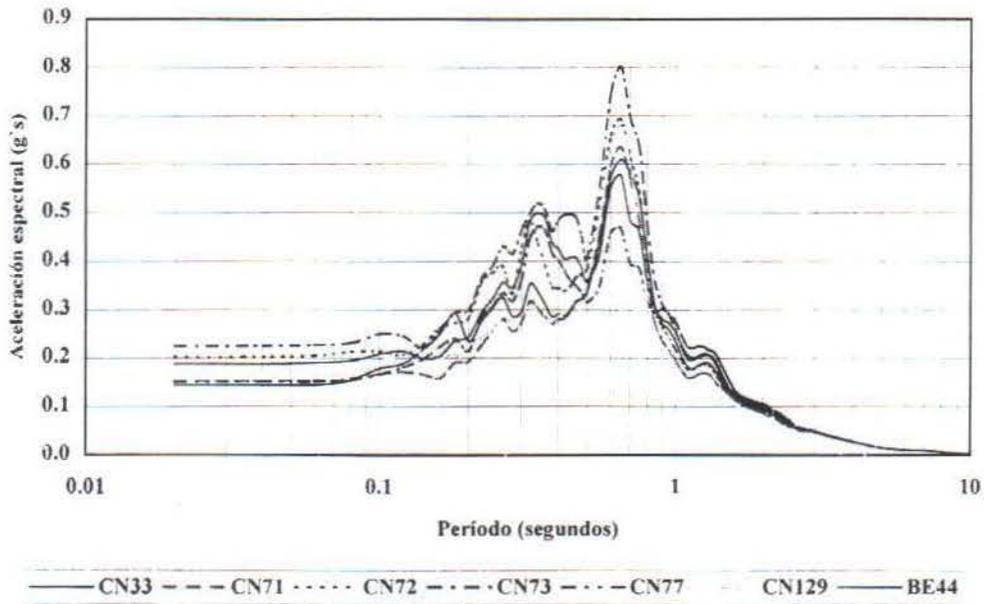
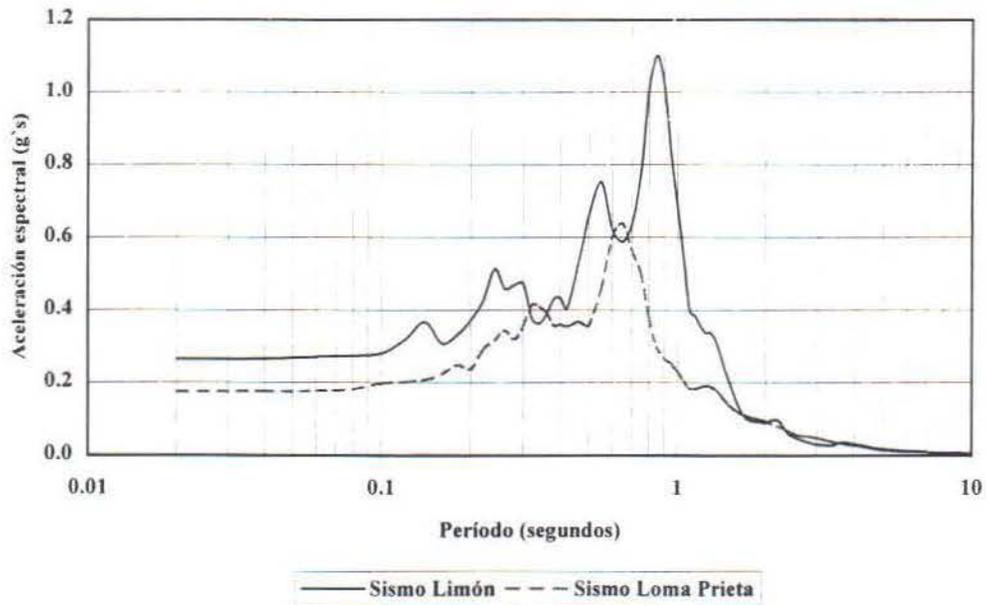


Fig 7.5: ESPECTROS DE RESPUESTA PROMEDIO DE LAS ACELERACIONES PARA EL PRIMER GRUPO DE ESTUDIO (5% amortiguamiento)



**Tabla 7.2: Primer Grupo de estudio (7 pozos ubicados en las Hojas Carrillo Norte y Belén)
(33-60 metros de profundidad)**

Ubicación: 277.4N-361.1E Nº de capas:15	POZO CN-33										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.85	1.18	1.13			0.65	1.54			
	2										
	3										
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		148.20		0.71	1.41		63.80	
	2	1.32	0.76		70.00		1.32	0.76		39.30	
	3										
Función de Transferencia	1	0.92	1.09			5.22	0.77	1.30			8.14
	2	0.31	3.18			2.61	0.28	3.59			4.39
	3	0.18	5.45			2.69	0.17	5.88			4.48

Ubicación: 279.9N-359.9E Nº de capas:6	POZO CN-71										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.84	1.19	1.08			0.65	1.54	0.64		
	2	0.55	1.82	0.64							
	3	1.29	0.78	0.31							
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		142.80		0.65	1.54		64.90	
	2	1.30	0.88		64.00						
	3	2.20	0.45		32.10						
Función de Transferencia	1	0.90	1.11			4.58	0.75	1.33			6.13
	2	0.33	3.07			1.47	0.28	3.63			2.10
	3										

Ubicación: 277.7N-357.4E Nº de capas:7	POZO CN-72										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.84	1.19	1.15			0.65	1.54	0.70		
	2	0.55	1.82	0.72			0.32	3.13	0.49		
	3	0.24	4.16	0.65							
Velocidad espectral	1	0.86	1.16		152.00		0.66	1.52		70.20	
	2	1.32	0.76		68.00		1.31	0.76		37.50	
	3	2.20	0.45		33.40						
Función de Transferencia	1	0.90	1.11			5.14	0.76	1.31			7.36
	2	0.34	2.90			3.53	0.30	3.38			5.00
	3						0.21	4.68			2.89

Ubicación: 282.8N-360.4E Nº de capas:15	POZO CN-73										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.85	1.18	1.44			0.65	1.54	0.81		
	2	0.56	1.79	1.18			0.34	2.94	0.53		
	3										
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		191.50		0.65	1.54		82.40	
	2	0.55	1.82		101.40		1.32	0.76		42.90	
	3	1.32	0.76		80.70						
Función de Transferencia	1	0.90	1.11			6.55	0.76	1.31			9.52
	2	0.46	2.17			3.28	0.36	2.81			4.91
	3	0.28	3.62			1.55	0.23	4.41			2.72

Ubicación: 277.1N-365.9E Nº de capas:8	POZO CN-77										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.84	1.19	0.92			0.63	1.59	0.47		
	2	0.56	1.79	0.65			0.34	2.94	0.47		
	3	0.24	4.16	0.63							
Velocidad espectral	1	0.90	1.11		123.60		0.65	1.54		47.60	
	2	2.18	0.46		35.70		1.36	0.73		45.10	
	3						0.97	1.03		43.10	
Función de Transferencia	1	0.99	1.01			5.69	0.90	1.11			8.66
	2	0.38	2.63			3.28	0.35	2.84			4.61
	3	0.26	4.26			2.15	0.21	4.69			3.14

Ubicación: 280.1N-360.6E N° de capas:6		POZO CN-129										
		N° Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1		0.85	1.18	1.02			0.65	1.54	0.69		
	2		0.56	1.79	0.66							
	3		0.24	4.16	0.50							
Velocidad espectral	1		0.85	1.18		134.60		0.65	1.54		69.30	
	2		1.30	0.77		57.30		1.37	0.73		31.00	
	3		2.20	0.45		29.60						
Función de Transferencia	1		0.84	1.19			4.16	0.71	1.40			5.30
	2		0.24	4.11			1.58	0.22	4.57			2.48
	3		0.15	6.76			1.66	0.14	7.21			2.35

Ubicación: 274.4N-363.3E N° de capas:8		POZO BE-44										
		N° Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1		0.85	1.18	1.02			0.65	1.54	0.57		
	2		0.55	1.82	0.80			0.34	2.94	0.50		
	3											
Velocidad espectral	1		0.85	1.18		134.60		0.65	1.54		58.60	
	2		2.20	0.45		35.40		1.34	0.75		42.50	
	3											
Función de Transferencia	1		0.99	1.01			5.64	0.83	1.21			8.19
	2		0.42	2.40			3.66	0.35	2.84			4.79
	3		0.16	6.12			0.82	0.24	4.21			2.11

De lo anterior se puede observar que la máxima amplitud ocurre a un período fundamental de vibración de 0.85 segundos, y 0.55 y 0.24 segundos de menor amplitud para el caso estudiado con el sismo de Limón. Para el caso del sismo de Loma Prieta se presenta en un período de 0.65 segundos fundamentalmente. Es interesante observar para el caso del sismo de Limón que la máxima amplificación en el modelo de capas geológicas ocurre en aquel período donde se da el tercer valor de amplitud máxima en el espectro de respuesta del sismo de Limón (Tabla 7.1 y figs 7.1 y 7.5). Esto permite concluir que este período puede representar el período fundamental de vibración del suelo. Esto no sucede con el sismo de Loma Prieta. Las funciones de transferencia (figs 7.6, 7.7 y 7.8) reafirman los resultados de la respuesta espectral al considerar los períodos de máxima amplificación de 0.91 y 0.77 segundos para los sismos de Limón y Loma Prieta respectivamente. Obsérvese que ambos valores tienden a ser mayores que los valores espectrales, sin embargo ambos tienen buena aproximación al período fundamental del suelo dado por los espectros de respuesta. Esto demuestra que las funciones de transferencia al menos para este caso dependen más de las características del perfil de suelo que del movimiento de entrada. Lo anterior se puede observar en la figura 7.8 con la buena correlación que existe entre ambas funciones de transferencia al especificar la amplitud máxima mejor que la observada en los espectros de respuesta. Otro aspecto importante es que en ambos sismos las funciones de transferencia correlacionan mejor los períodos en los siguientes segundos y terceros valores de amplificación (0.38 y 0.36 segundos para los sismos de Limón y Loma Prieta respectivamente, fig 7.8 y tabla 7.2).

Fig 7.6: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PARA EL PRIMER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LIMON"

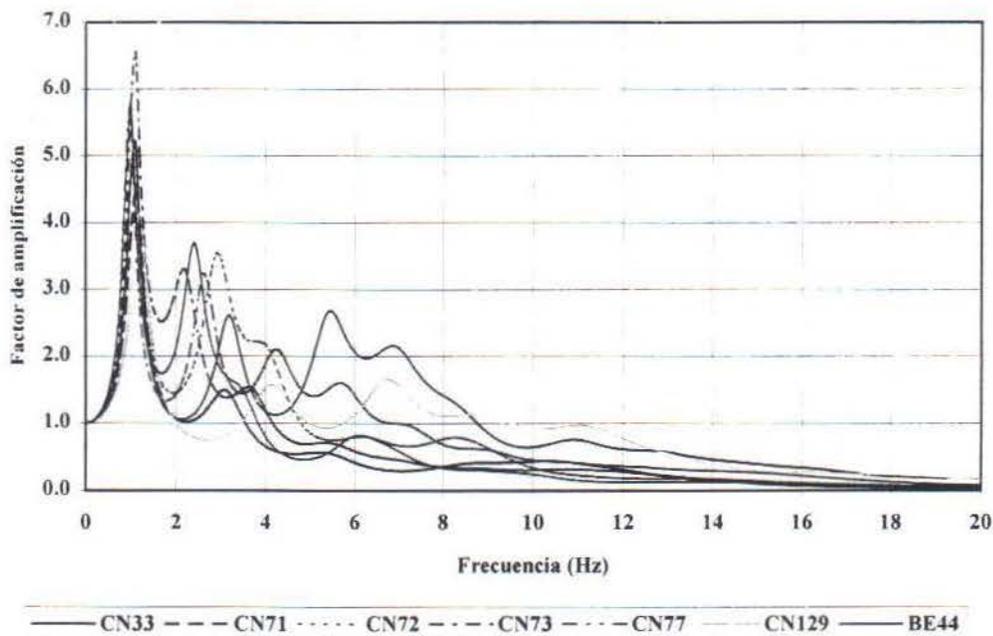


Fig 7.7: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PARA EL PRIMER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LOMA PRIETA"

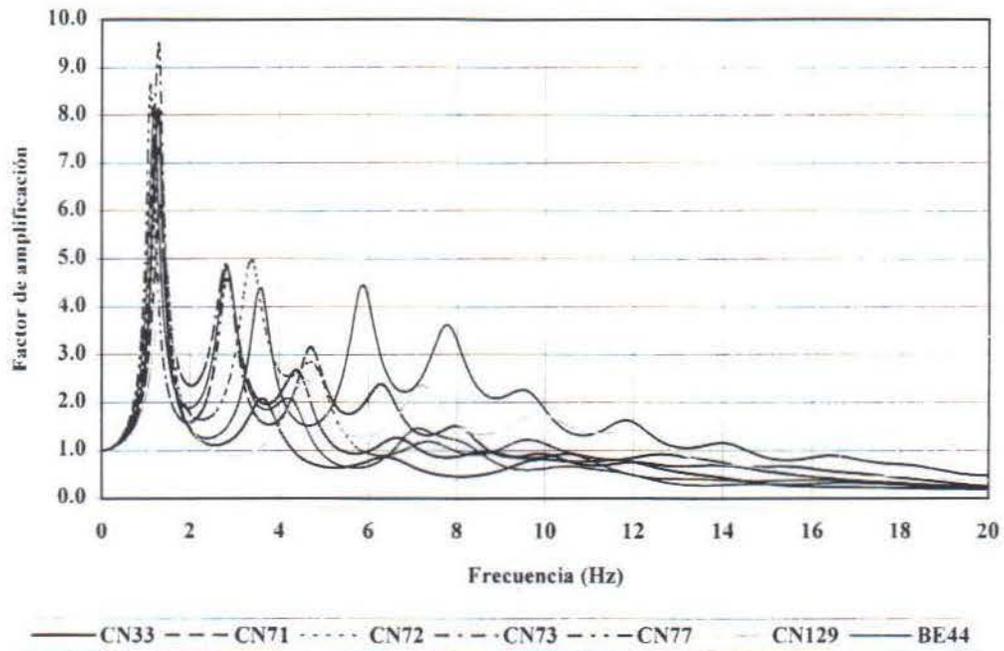
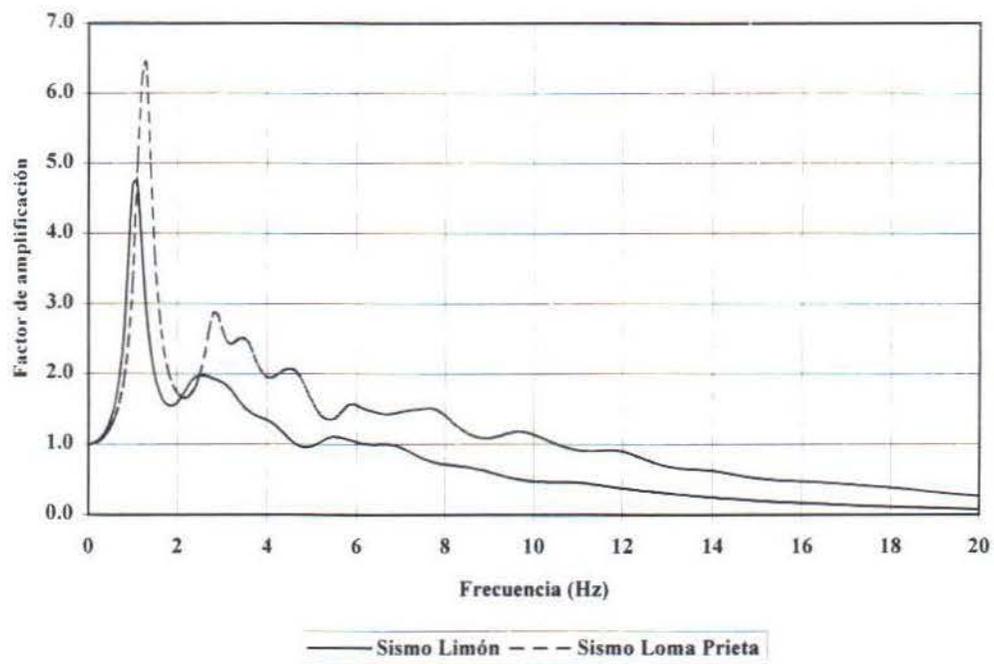


Fig 7.8: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PROMEDIO



La metodología permite obtener una aproximación del período fundamental del suelo en el cual se da la mayor amplificación más que la magnitud de esta misma. Sin embargo la amplitud máxima de la aceleración que se obtiene del espectro de respuesta promedio es de 1.1g para el caso del sismo de Limón (fig 7.5) y 0.64g para el caso del sismo de Loma Prieta (fig 7.5). Si consideramos el factor de amplificación promedio de 4.74 (fig 7.8) multiplicado por el valor de la aceleración espectral a 0.91 segundos (0.253g) del espectro de respuesta del sismo de Limón (fig 7.1) obtenemos un valor de 1.18g, un valor muy cercano al obtenido con el espectro de respuesta promedio. Para el caso de Loma Prieta se obtiene para el factor de amplificación un valor de 6.43 (fig 7.8), de la misma forma si multiplicamos este por el valor de aceleración espectral a 0.77 segundos (0.125g) del espectro de respuesta del sismo de Loma Prieta (fig 7.2) obtenemos un valor de 0.8g. Podemos observar que el resultado para el caso de Loma Prieta difiere mas que para el caso del sismo de Limón. Lo anterior reafirma nuevamente el concepto de que la función de transferencia para el caso del sismo de Loma Prieta tiende a presentar la mayor amplificación a períodos mayores que los del movimiento mismo, y de esta forma se acercan mas a los resultados dados para el caso del sismo de Limón. Lo anterior se puede interpretar como una tendencia del período fundamental del suelo a valores cercanos a los obtenidos con el sismo de Limón al menos en el dominio de las aceleraciones y en esta área específica en que se ubica este primer grupo de estudio.

Para el caso de las velocidades espectrales estas se correlacionan muy bien en los períodos con las aceleraciones espectrales para los valores máximos de amplitud. Sin embargo para los valores de menor amplitud estas tienden a amplificar a períodos mayores cercanos a 1.54 segundos como promedio para el caso del sismo de Limón y 1.33 segundos para el caso del sismo de Loma Prieta (tabla 7.2). Una cosa que se puede observar claramente es que los valores de velocidad espectral se correlacionan mucho mejor en ambos movimientos de entrada que los valores de aceleración espectral, esto reafirma la teoría de que las velocidades tienden a amplificar a períodos mayores en relación al dominio de las aceleraciones.

El segundo grupo de estudio se ubica en la parte sureste de la Hoja Belén (tabla 7.3 y fig 6.1), cuyo espesor de suelo blando varía entre los 32-50 metros (Anexo 2). La tabla 7.3 muestra los resultados de aceleración y velocidad espectral para los tres pozos que forman este segundo grupo. También se muestran los resultados de las funciones de transferencia que integran este segundo grupo. Los resultados muestran la respuesta de la última capa del modelo de capas geológicas para los dos movimientos de entrada. Se muestran los espectros de respuesta de las aceleraciones para 5% de amortiguamiento (figs 7.9 y 7.10), de los cuales se obtuvo el espectro de respuesta promedio (media aritmética) que se observa en la fig 7.11.

En este segundo grupo de estudio se pueden observar algunos aspectos importantes. En este caso la máxima amplitud ocurre a un período fundamental de vibración en 0.55 segundos, y 0.85 y 0.24 segundos de menor amplitud para el caso del sismo de Limón. Para el caso del sismo de Loma Prieta ocurre en 0.46 y 0.60 segundos en amplitudes muy similares. La condición de roca sedimentaria en el basamento del suelo blando y la disminución del espesor del suelo blando parecen afectar los resultados, así también como las condiciones locales de sitio pueden representar un cambio en los resultados.

**Tabla 7.3: Segundo grupo de estudio (3 pozos ubicados en la Hoja Belén)
(32-50 metros de profundidad)**

Ubicación: 264.3N-362.6E Nº de capas:11 (10")	POZO BE-69										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.55	1.82	1.58			0.46	2.17	1.10		
	2	0.24	4.17	0.76			0.18	5.56	0.43		
	3										
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		135.30		0.46	2.17		79.80	
	2	1.32	0.76		82.40						
	3										
Función de Transferencia	1	0.92	1.09			5.64	0.45	2.20			9.48
	2	0.31	3.18			2.76	0.19	5.31			4.31
	3	0.18	5.45			1.30	0.11	8.74			2.59

Ubicación: 266.9N-372.0E Nº de capas:10	POZO BE-105										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.85	1.18	0.77			0.64	1.56	0.39		
	2	0.55	1.82	0.46			0.32	3.13	0.28		
	3	0.24	4.17	0.45							
Velocidad espectral	1	0.90	1.11		103.60		0.76	1.32		40.70	
	2	2.18	0.46		34.20		1.32	0.76		40.00	
	3										
Función de Transferencia	1	0.98	1.02			4.69	0.92	1.09			6.27
	2	0.31	3.18			2.21	0.28	3.51			3.24
	3	0.22	4.47			1.38	0.19	5.30			1.90

Ubicación: 261.7N-365.6E Nº de capas:11	POZO BE-136										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.85	1.18	1.26			0.65	1.54	0.80		
	2	0.55	1.82	0.88			0.32	3.13	0.47		
	3										
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		168.30		0.65	1.54		82.40	
	2	1.30	0.88		68.60		1.29	0.78		34.30	
	3										
Función de Transferencia	1	0.86	1.16			5.03	0.72	1.38			6.82
	2	0.37	2.71			2.31	0.31	3.26			3.24
	3	0.22	4.54			1.27	0.19	5.36			2.14

Fig 7.9: ESPECTROS DE RESPUESTA DE LAS ACCELERACIONES PARA EL SEGUNDO GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LIMÓN" (5% amortiguamiento)

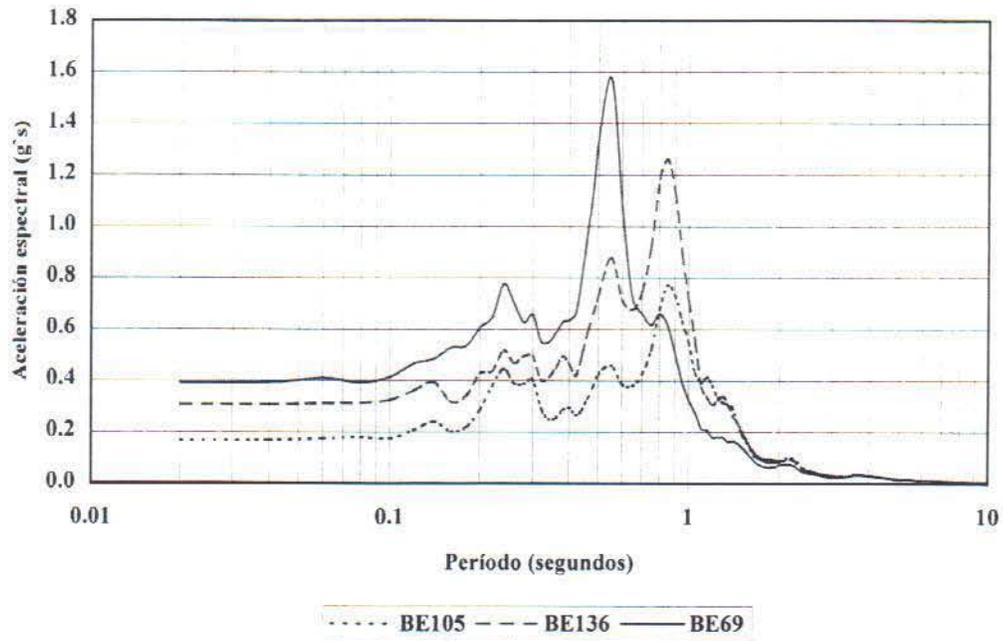


Fig 7.10: ESPECTROS DE RESPUESTA DE LAS ACCELERACIONES PARA EL SEGUNDO GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LOMA PRIETA" (5% amortiguamiento)

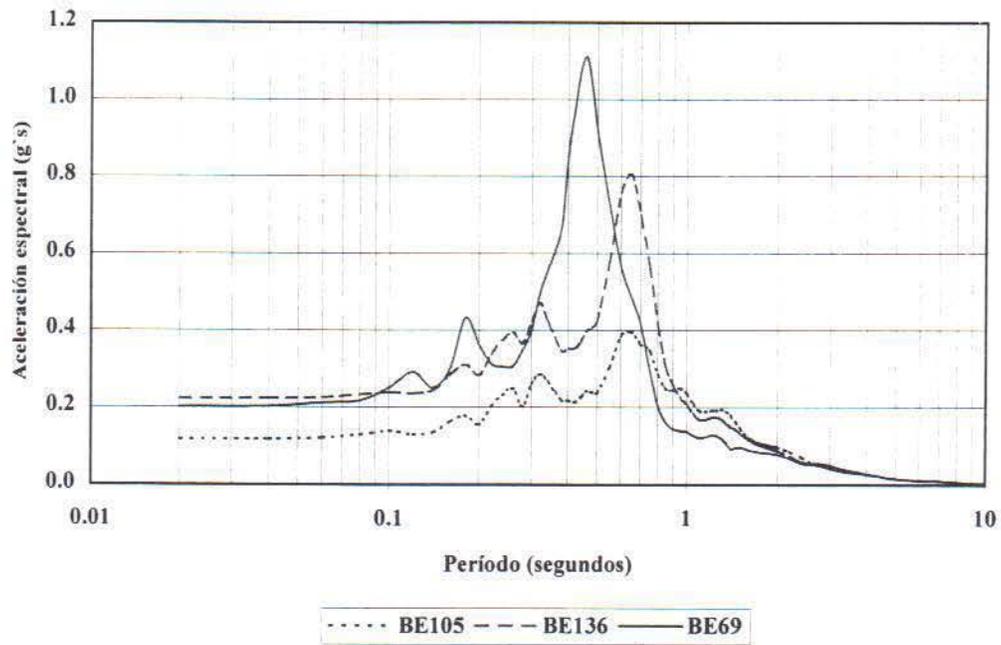
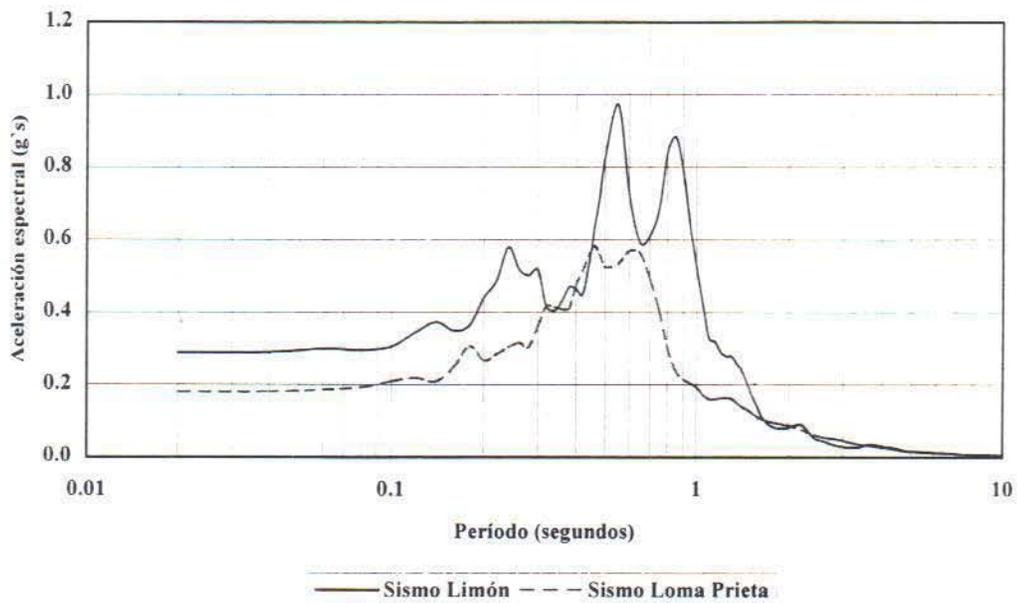


Fig 7.11: ESPECTROS DE RESPUESTA PROMEDIO DE LAS ACCELERACIONES
PARA EL SEGUNDO GRUPO DE ESTUDIO
(5% amortiguamiento)



Las funciones de transferencia de este segundo grupo presentan diferencias respecto a las del primer grupo. Si observamos las funciones de transferencia promedio de los tres pozos estudiados en este grupo (fig 7.14), podemos notar la presencia de otros períodos de amplificación importantes:

Tabla 7.4: Períodos y factores de amplificación de las amplitudes máximas obtenidos de las funciones de transferencia promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (fig 7.14)

SISMO DE LIMÓN			SISMO LOMA PRIETA		
Nº Valores	Período (seg)	F.A.	Nº Valores	Período (seg)	F.A.
1	0.91 (1.10Hz)	3.38	1	0.83 (1.20Hz)	4.08
2	0.59 (1.69Hz)	2.82	2	0.43 (2.33Hz)	4.10
3	0.33 (3.03Hz)	1.84	3	0.29 (3.45Hz)	2.62
4	0.23 (4.35Hz)	1.78	4	0.19 (5.26Hz)	2.77
5	0.15 (6.67Hz)	0.98	5	0.11 (9.09Hz)	1.64

F.A: factor de amplificación

También podemos observar que existe una mejor correlación en los períodos de amplificación de las funciones de transferencia en ambos sismos en comparación con los del primer grupo (figs 7.12, 7.13 y 7.14).

Fig 7.12: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PARA EL SEGUNDO GRUPO DE ESTUDIO "SISMO LIMÓN"

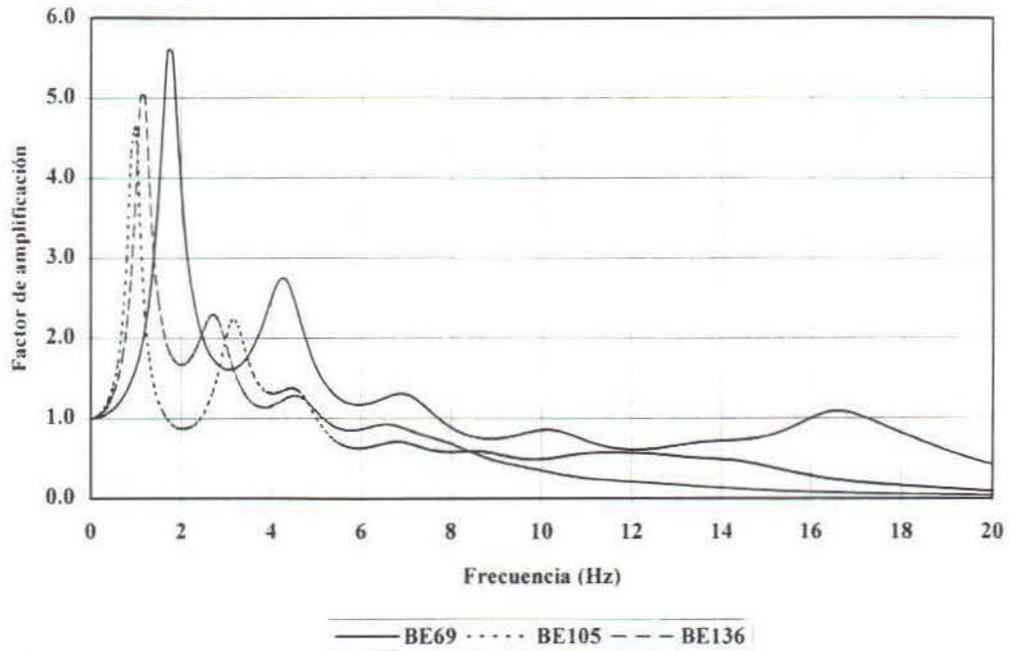


Fig 7.13: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PARA EL SEGUNDO GRUPO DE ESTUDIO "SISMO LOMA PRIETA"

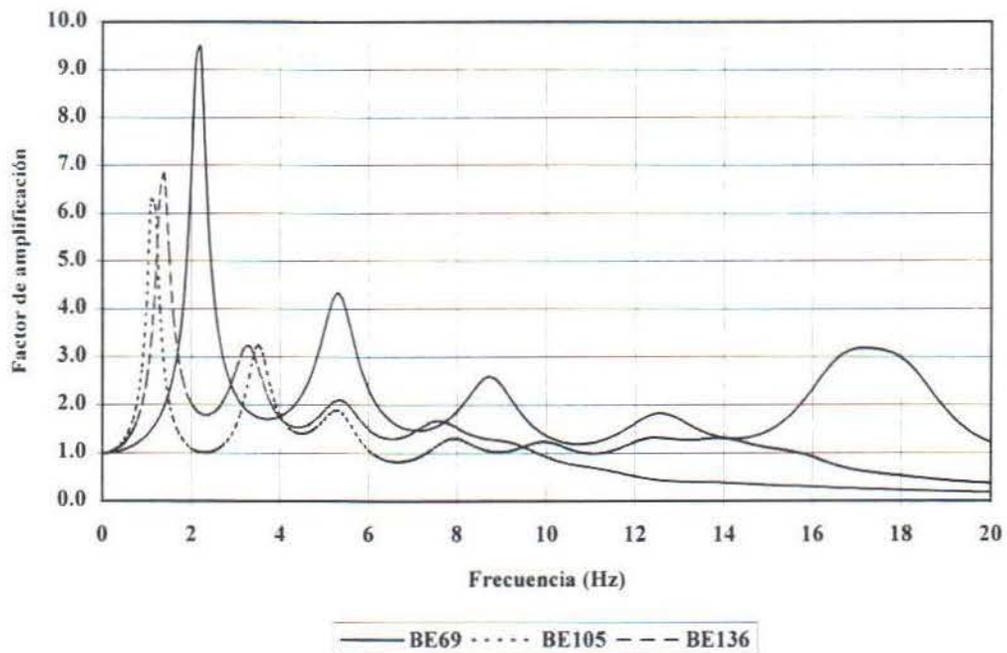
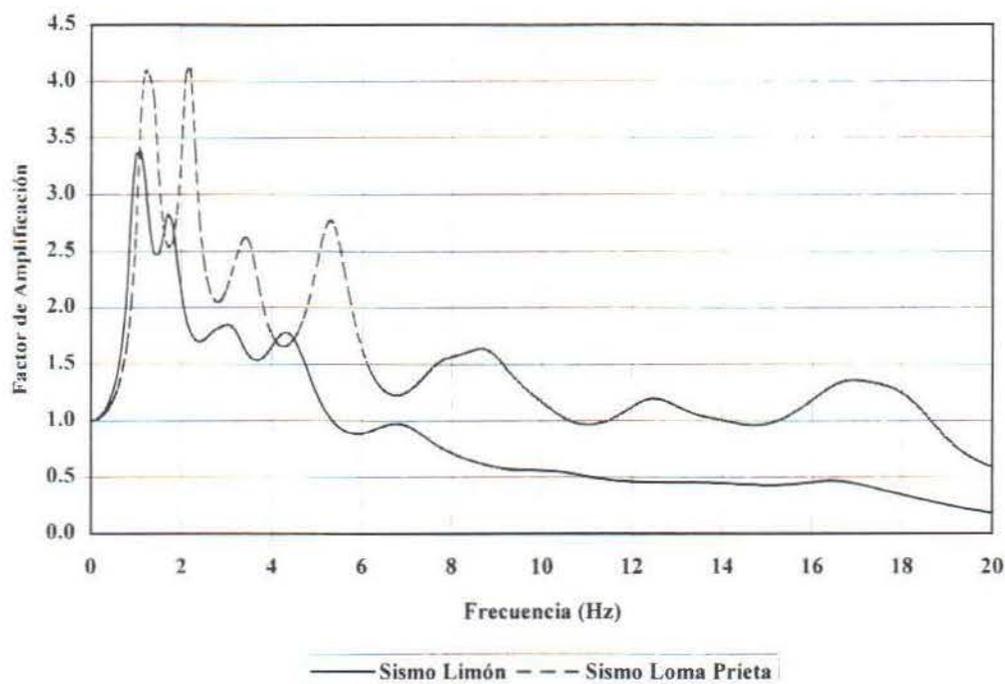


Fig 7.14: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PROMEDIO



Las amplitudes máximas de la aceleración que se obtienen del espectro de respuesta promedio es 0.97g y 0.88g en 0.55 y 0.85 segundos respectivamente para el caso del sismo de Limón y 0.58g y 0.57g en 0.46 y 0.60 segundos respectivamente para el caso del sismo de Loma Prieta. Nuevamente si tomamos los factores de amplificación promedio para las dos primeras amplitudes máximas en ambos sismos (tabla 7.4 y fig 7.14), obtenemos valores de 0.86g y 0.79g en los períodos de 0.91 y 0.59 segundos respectivamente para el caso del espectro de respuesta del sismo de Limón. Para el caso del espectro de respuesta del sismo de Loma Prieta obtenemos valores de 0.33g y 0.62g en los períodos de 0.83 y 0.43 segundos respectivamente. Lo primero en observar es que los valores de amplificación obtenidos son menores que los del primer grupo de estudio. También otro resultado que se puede observar es que los valores de amplificación obtenidos con las funciones de transferencia tienden a ser menores que aquellos obtenidos con los espectros de respuesta en comparación con los del primer grupo que tienden a ser mayores. Por el momento solo podemos decir que las diferencias en los resultados obtenidos en ambos grupos de estudio pueden ser debidas al cambio del espesor de los materiales, a la condición al menos en parte de roca sedimentaria en el basamento del suelo blando, o bien en posibles cambios geofísicos del suelo blando.

En cuanto a las velocidades espectrales se observa el mismo patrón que se presenta en el primer grupo de estudio, los períodos de amplitud máxima se correlacionan muy bien con los de las

aceleraciones, sin embargo los de menor amplitud tienden a amplificar a períodos mayores similar al primer grupo.

El tercer y último grupo de estudio considerado se ubica en la parte central y sur de lo que se considera como el eje sinclinal de la cuenca del Tempisque, comprendiendo parte de las Hojas Tempisque, Talolinga y Matambú en la parte central y sureste del área de estudio (tabla 7.5 y fig 6.1), y cuyo espesor de suelo blando varía entre los 10-30 metros (Anexo 2). La tabla 7.5 muestra los resultados de aceleración y velocidad espectral para los siete pozos que forman este tercer grupo de estudio y también se muestran los resultados de las funciones de transferencia que integran este tercer grupo. Las figuras 7.15 y 7.16 muestran los espectros de respuesta de los siete pozos para un amortiguamiento de 5% y para ambos sismos. Los resultados muestran la respuesta de la última capa del modelo de capas geológicas para los dos movimientos de entrada.

**Fig 7.15: ESPECTROS DE RESPUESTA DE LAS ACELERACIONES DEL
TERCER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LIMÓN"
(5% amortiguamiento)**

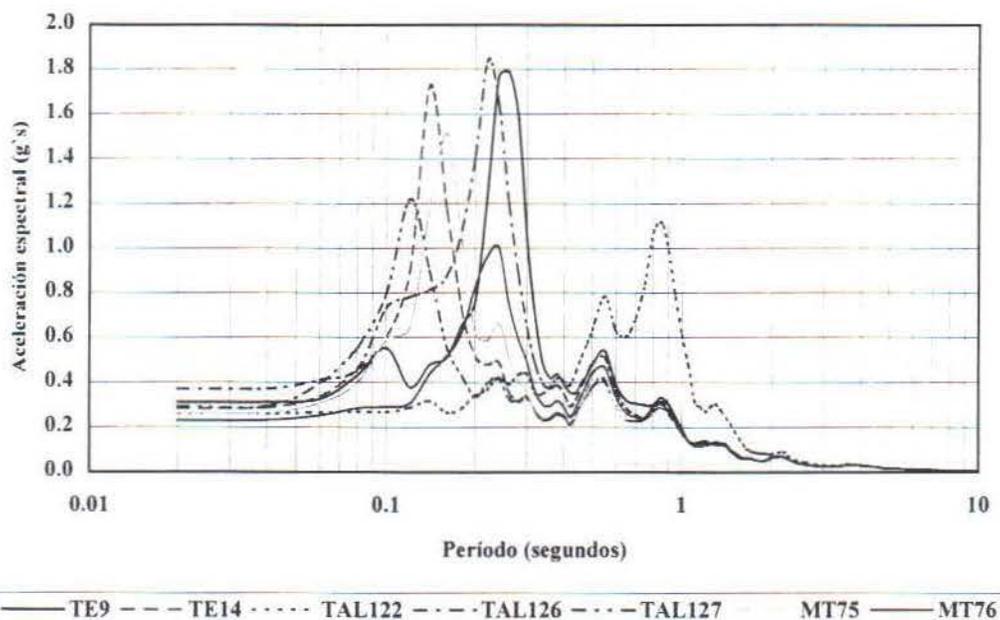
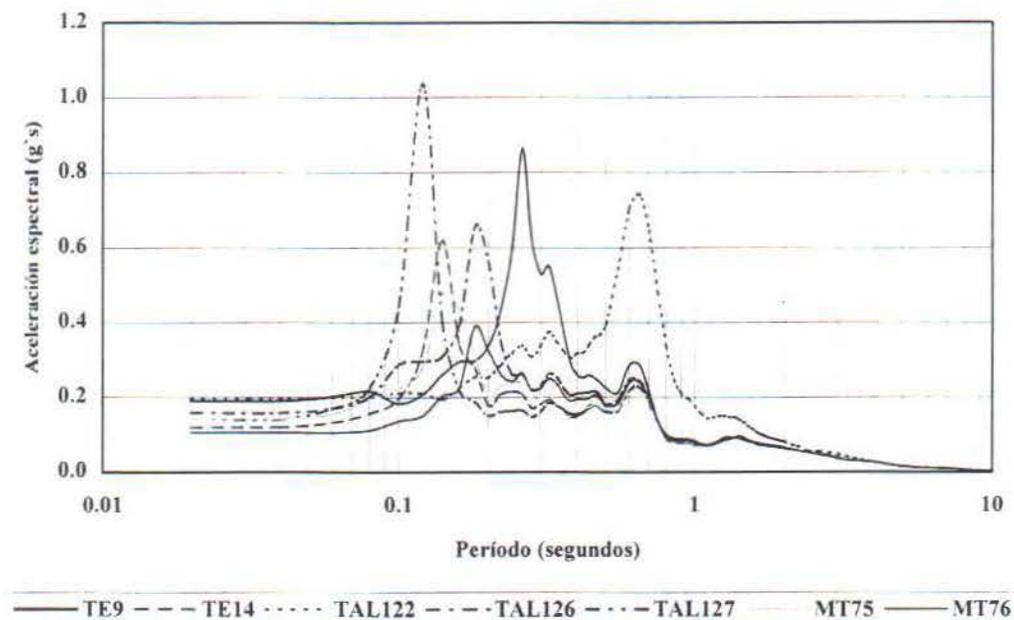


Fig 7.16: ESPECTROS DE RESPUESTA DE LAS ACELERACIONES DEL
TERCER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LOMA PRIETA"
(5% amortiguamiento)



Las figuras 7.15 y 7.16 muestran claramente la predominancia de dos períodos fundamentales principalmente para el caso analizado con el sismo de Limón, que pueden ser separados en dos grupos de estudio. El primer grupo (Grupo A, en la tabla 7.5) está formado por los pozos TE9-TAL126-MT76 de los cuales se obtuvo el espectro de respuesta promedio (media aritmética) para un amortiguamiento de 5% (fig 7.17). El segundo grupo (Grupo B, en la tabla 7.5) está formado por los pozos TE14-TAL127-MT75 de los cuales se obtuvo el espectro de respuesta promedio (media aritmética) para un amortiguamiento de 5% (fig 7.18).

El grupo A (fig 7.17) muestra claramente la predominancia de un período fundamental de amplificación en 0.24 segundos principalmente para el caso analizado con el sismo de Limón. Se destacan otros dos períodos de menor amplitud en 0.55 y 0.85 segundos. El caso analizado con el sismo de Loma Prieta presenta una situación un tanto diferente dado que no refleja una marcada diferencia en los valores máximos de amplitud. Sin embargo presenta dos amplitudes máximas similares en 0.18 y 0.26 segundos y un tercer valor en 0.65 segundos (fig 7.17). El grupo B (fig 7.18) muestra también claramente la predominancia de un período fundamental de amplificación en 0.14 y 0.12 segundos para los sismos de Limón y Loma Prieta respectivamente. En este grupo se nota mucho mejor la predominancia de un período de mayor amplificación para el caso analizado con el sismo de Loma Prieta. Se presentan también otros períodos de menor amplificación en 0.55 y 0.85 segundos para el caso del sismo de Limón y 0.65 segundos para el caso del sismo de Loma Prieta (fig 7.18).

**Tabla 7.5: Tercer grupo de estudio (7 pozos de estudio ubicados en las Hojas Tempisque, Talolinga y Matambú)
(10-30 metros de profundidad)**

Ubicación: 242.4N-380.8E N° de capas:6 (5*)	POZO TAL-122										
	N° Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.85	1.18	1.13			0.65	1.54	0.73		
	2	0.55	1.82	0.78							
	3										
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		148.20		0.65	1.54		75.30	
	2	1.30	0.77		61.20		1.39	0.72		30.90	
	3										
Función de Transferencia	1	0.84	1.19			4.55	0.71	1.40			5.66
	2	0.33	3.01			1.68	0.28	3.61			2.17
	3						0.16	6.15			0.98

Grupo A: TE9-TAL126-MT76

Ubicación: 263.4N-374.6E Nº de capas:5 (3*)		POZO TE-9									
		Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)
Aceleración espectral	1	0.26	3.85	1.79			0.26	3.85	0.86		
	2	0.55	1.82	0.54			0.63	1.59	0.28		
	3										
Velocidad espectral	1	0.26	3.85		72.50		0.26	3.85		35.30	
	2	0.55	1.82		46.70		0.65	1.54		29.60	
	3	0.85	1.18		44.30						
Función de Transferencia	1	0.26	3.78			14.83	0.26	3.88			18.18
	2	0.09	11.19			5.94	0.09	11.44			7.67
	3	0.06	18.19			4.57	0.05	18.54			6.12

Ubicación: 239.6N-390.2E Nº de capas:6 (4*)		POZO TAL-126									
		Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)
Aceleración espectral	1	0.22	4.55	1.84			0.18	5.56	0.64		
	2	0.55	1.82	0.51			0.62	1.61	0.25		
	3	0.84	1.19	0.32							
Velocidad espectral	1	0.22	4.55		63.50		0.65	1.54		25.10	
	2	0.55	1.82		44.00		1.42	0.70		19.90	
	3	0.85	1.19		42.20		0.18	5.56		18.60	
Función de Transferencia	1	0.21	4.74			16.03	0.19	0.20			25.35
	2	0.11	9.20			8.52	0.10	10.27			11.63
	3	0.06	16.43			4.01	0.06	18.09			6.21

Ubicación: 236.9N-376.7E Nº de capas:14(3*)		POZO MT-76									
		Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)
Aceleración espectral	1	0.24	4.17	1.00			0.18	5.56	0.39		
	2	0.55	1.82	0.48			0.63	1.59	0.24		
	3	0.85	1.18	0.31							
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		40.80		0.65	1.54		24.70	
	2	0.55	1.82		40.60		1.46	0.68		19.70	
	3	0.24	4.17		37.80		2.06	0.49		19.70	
Función de Transferencia	1	0.21	4.85			6.85	0.20	5.10			9.39
	2	0.07	13.83			3.28	0.07	14.39			4.91
	3										

Grupo B: TE14-TAL127-MT75

Ubicación: 261.0N-376.5E Nº de capas:5 (4*)	POZO TE-14										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.14	7.14	1.72			0.14	7.14	0.62		
	2	0.54	1.85	0.41			0.65	1.54	0.23		
	3	0.84	1.19	0.29							
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		38.50		0.65	1.54		23.40	
	2	0.15	6.67		37.90		1.46	0.68		19.60	
	3	0.55	1.82		35.90		0.14	7.14		13.70	
Función de Transferencia	1	0.15	6.81			18.48	0.14	7.01			27.79
	2	0.05	20.00			7.88	0.05	20.00			7.88
	3										

Ubicación: 239.2N-391.3E Nº de capas:6 (3*)	POZO TAL-127										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.12	8.33	1.22			0.12	8.33	1.04		
	2	0.55	1.82	0.41			0.65	1.54	0.23		
	3	0.85	1.18	0.30							
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		38.80		0.65	1.54		23.20	
	2	0.55	1.82		34.90		0.12	8.33		19.80	
	3	1.38	0.72		25.60		1.43	0.70		19.60	
Función de Transferencia	1	0.12	8.21			23.26	0.12	8.49			35.15
	2	0.06	18.19			11.20	0.05	18.77			16.88
	3										

Ubicación: 236.8N-376.7E Nº de capas:8(3*)	POZO MT-75										
	Nº Valores	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.	T (seg)	f (Hz)	a (g's)	v (cm/s)	f.a.
Aceleración espectral	1	0.16	6.25	1.52			0.14	7.14	0.49		
	2	0.55	1.82	0.44			0.65	1.54	0.23		
	3	0.85	1.18	0.29							
Velocidad espectral	1	0.85	1.18		39.30		0.64	1.56		23.70	
	2	0.16	6.25		38.00		0.15	6.67		10.70	
	3	0.55	1.82		37.60		1.47	0.68		19.60	
Función de Transferencia	1	0.16	6.20			17.78	0.15	6.60			24.24
	2	0.07	13.48			7.76	0.07	14.52			10.67
	3										

Fig 7.17: ESPECTROS DE RESPUESTA PROMEDIO DE LAS ACELERACIONES
PARA EL TERCER GRUPO DE ESTUDIO
(Grupo A)
(5% amortiguamiento)

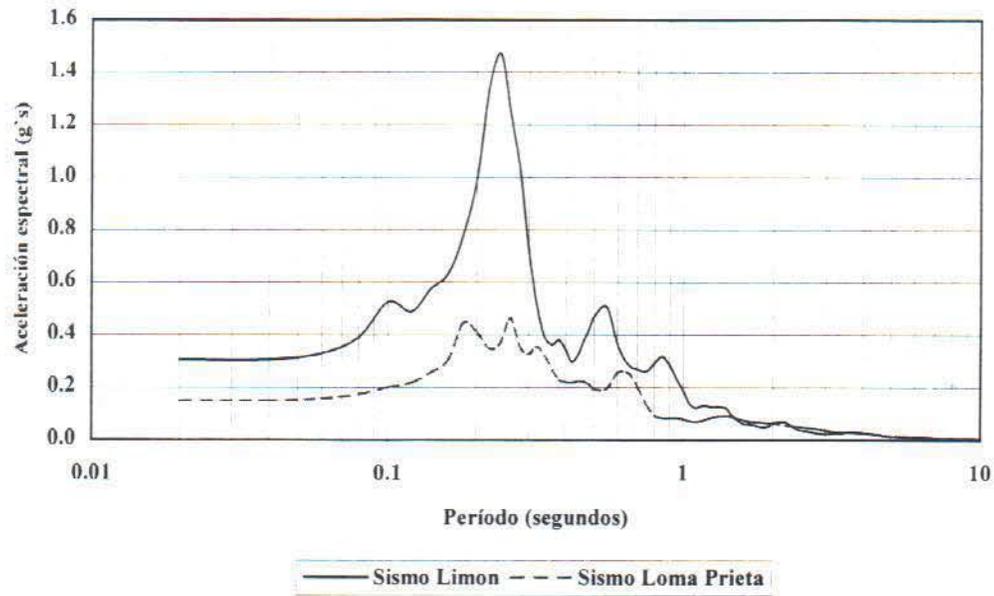
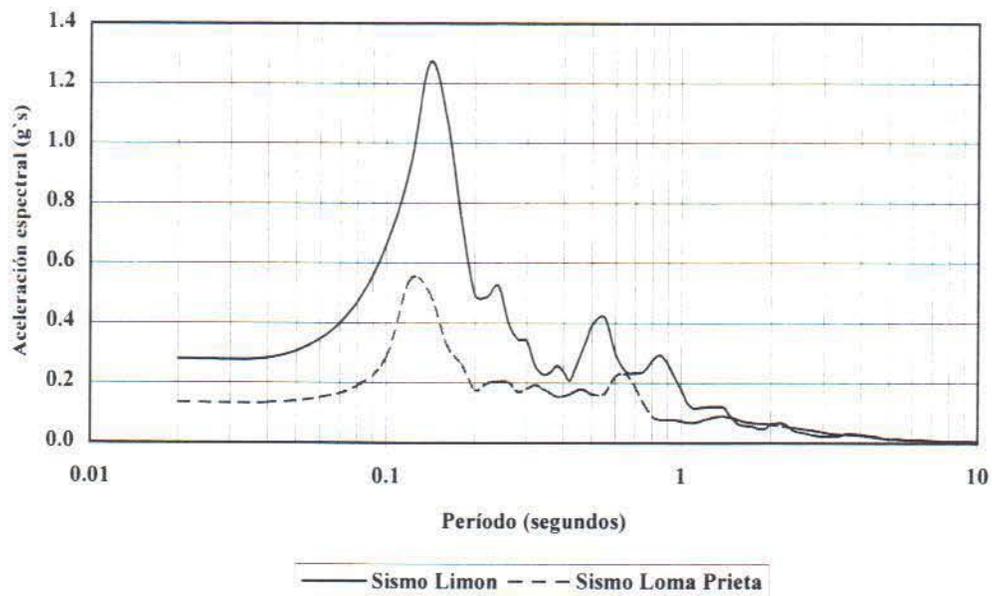


Fig 7.18: ESPECTROS DE RESPUESTA PROMEDIO DE LAS ACELERACIONES
PARA EL TERCER GRUPO DE ESTUDIO
(Grupo B)
(5% amortiguamiento)



Esta situación manifiesta dos cosas importantes: primero la predominancia de períodos menores de mayor amplificación y segundo la tendencia de tener la mayor amplificación en aquellos períodos de menor amplificación o inclusive no predominantes en ambos espectros de respuesta de los sismos de Limón y Loma Prieta (tabla 7.1 y figs 7.1 y 7.2). Otra característica es que se presenta muy buena correlación en los períodos de mayor amplificación para el caso de las aceleraciones espectrales en ambos sismos utilizados en relación a los dos grupos anteriores de estudio (tabla 7.5).

Las funciones de transferencia reafirman claramente los resultados espectrales al considerar varios períodos de amplificación importantes obtenidos de los valores promedio:

Tabla 7.6: Períodos y factores de amplificación de las amplitudes máximas obtenidos de las funciones de transferencia promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (figs 7.19 y 7.20)

Grupo A (TE9-TAL126-MT76)

SISMO DE LIMÓN			SISMO LOMA PRIETA		
Nº Valores	Período (seg)	F.A.	Nº Valores	Período (seg)	F.A.
1	0.21 (4.70Hz)	8.45	1	0.19 (5.20Hz)	12.10
2	0.26 (3.80Hz)	7.13	2	0.26 (3.90Hz)	7.94
3	0.11 (9.20Hz)	3.69	3	0.10 (10.30Hz)	5.10
4	0.09 (11.20Hz)	3.15	4	0.09 (11.40Hz)	4.35
5	-----	-----	5	0.05 (18.30Hz)	4.21

F.A: factor de amplificación

Tabla 7.7: Períodos y factores de amplificación de las amplitudes máximas obtenidos de las funciones de transferencia promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (figs 7.21 y 7.22)

Grupo B(TE14-TAL127-MT76)

SISMO DE LIMÓN			SISMO LOMA PRIETA		
Nº Valores	Período (seg)	F.A.	Nº Valores	Período (seg)	F.A.
1	0.15 (6.80Hz)	10.25	1	0.14 (6.90Hz)	14.82
2	0.12 (8.20Hz)	9.82	2	0.12 (8.50Hz)	13.74
3	0.16 (6.30Hz)	9.55	3	0.07 (14.50Hz)	4.73
4	0.07 (13.50Hz)	3.69	4	0.05 (18.80Hz)	7.06
5	0.05 (18.80Hz)	4.96	5	-----	-----

F.A: factor de amplificación

Fig 7.19: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PARA EL TERCER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LIMON" (Grupo A)

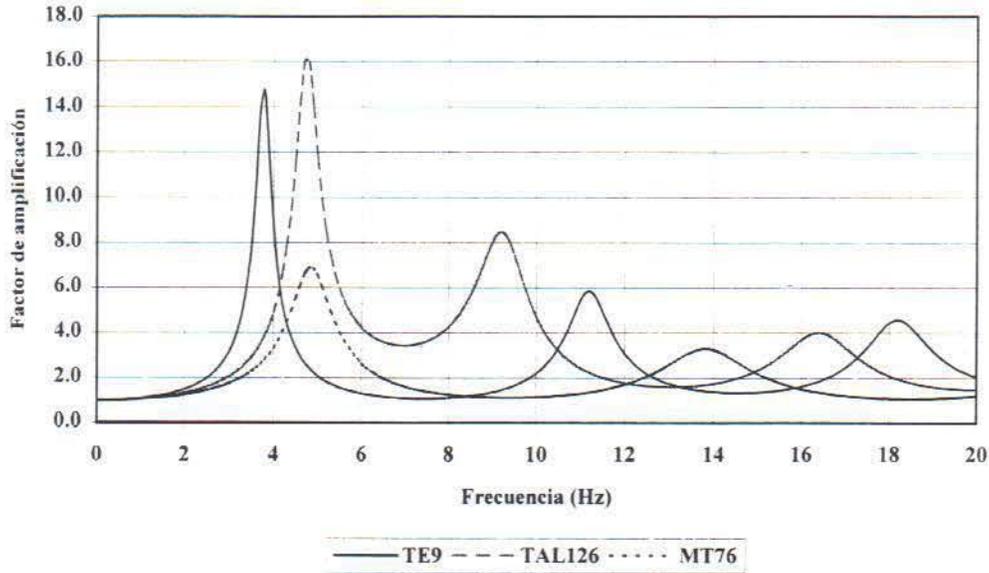


Fig 7.20: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PROMEDIO (Grupo A)

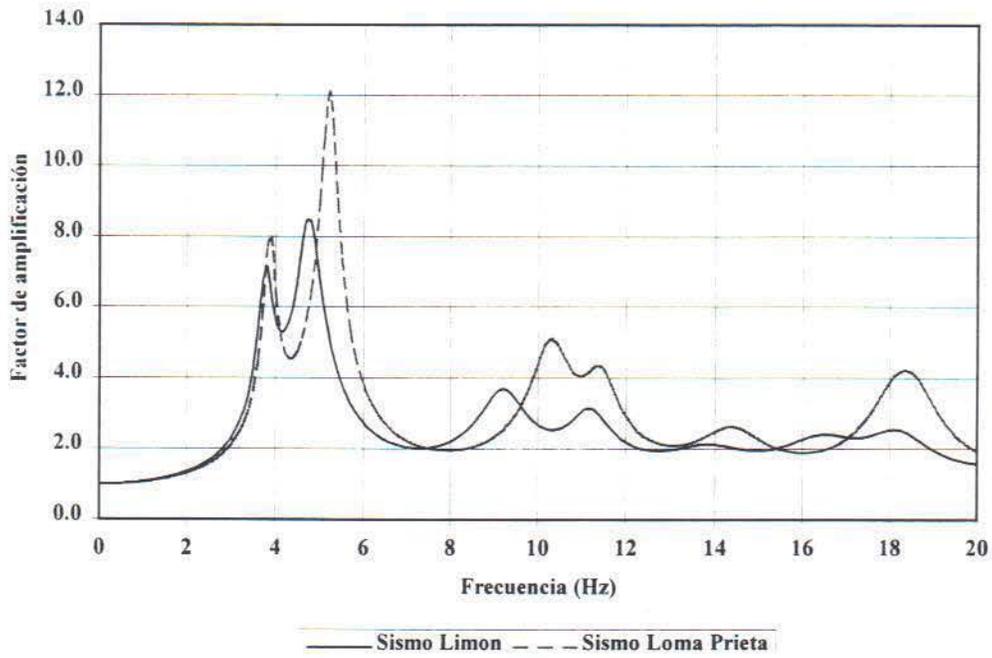


Fig 7.21: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PARA EL TERCER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LIMON" (Grupo B)

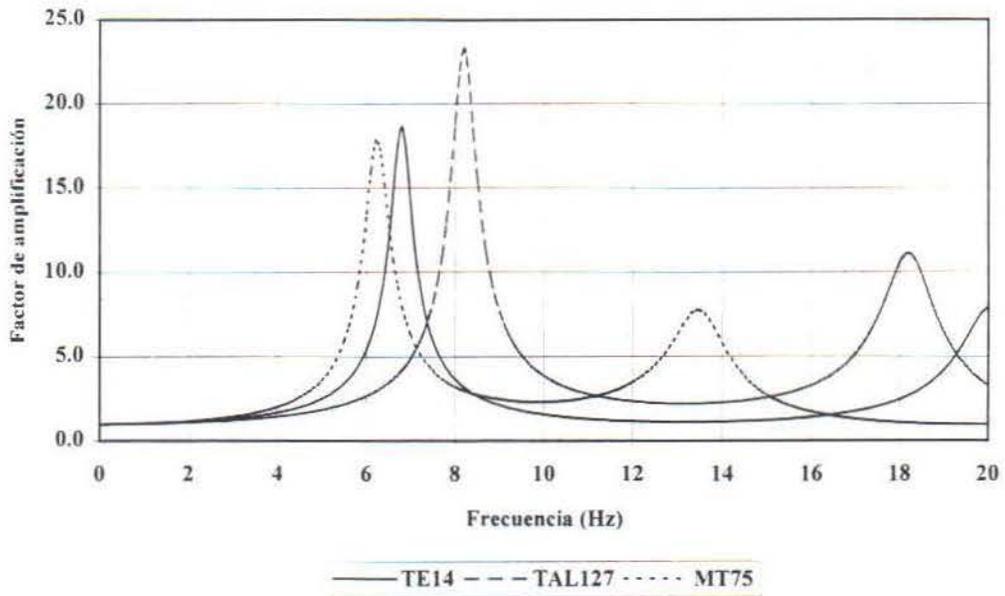
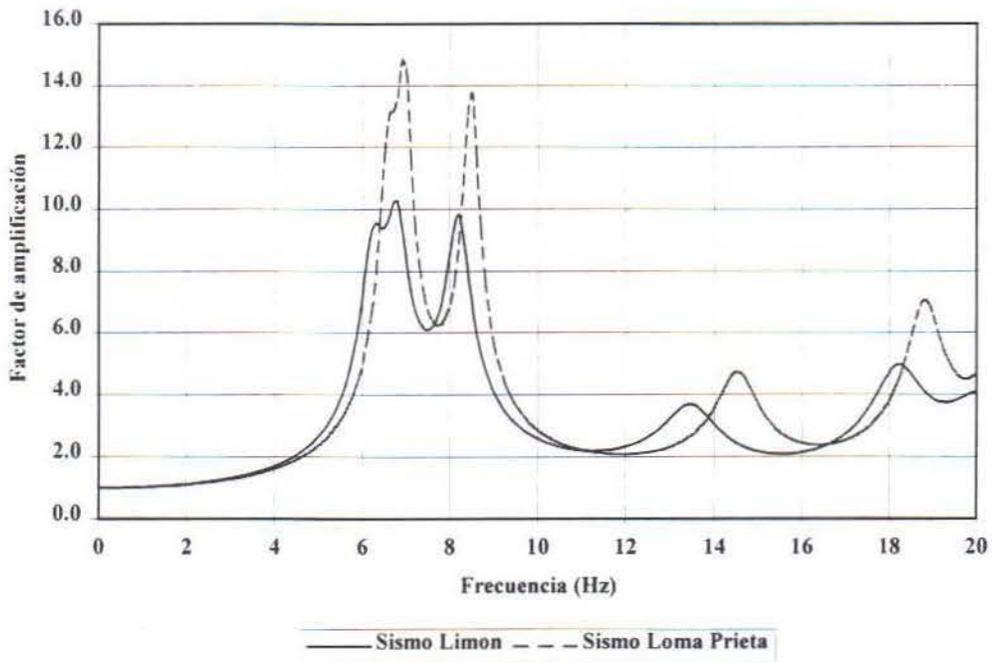


Fig 7.22: FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PROMEDIO (Grupo B)



Nuevamente se puede notar nuevos períodos de amplificación importantes en relación al primer grupo de estudio, así mismo los valores de períodos de amplificación se correlacionan mejor aún en ambos sismos que en el caso del segundo grupo de estudio. Estos nuevos resultados permiten interpretar que las diferencias dadas con los valores del primer y segundo grupo de estudio se pueden explicar en principio por los cambios en el espesor del suelo blando (disminuye), o bien por la condición predominante de roca sedimentaria en la base del suelo blando, representado por rocas sedimentarias silíceas de la Formación Sabana Grande del Cretácico o bien por areniscas calcáreas de la Formación Rivas del Cretácico o calizas de la Formación Barra Honda del Paleoceno. También esta la posibilidad de cambios en las propiedades geofísicas de los materiales quizás por la génesis de los sedimentos y el proceso de diagénesis que puede variar entre las diferentes áreas dónde se localizan los tres grupos de estudio. La tendencia de la disminución del período fundamental del suelo blando con la disminución del espesor de suelo blando parecer ser un resultado claro al correlacionar los tres grupos de estudio, sobre todo con los valores obtenidos en el pozo TAL-122 (tabla 7.5) incluido en este grupo pero cuyo resultado difiere mucho de los demás pozos que forman este tercer grupo de estudio, esto se puede observar muy bien en las figuras 7.15 y 7.16. Los resultados de este pozo mas bien son muy similares a los obtenidos en el primer y segundo grupo de estudio. Este pozo es una excepción de todos los demás pozos incluidos en este tercer grupo de estudio debido a que este es el único que presenta una profundidad de suelo blando mayor a 30 metros en relación a los otros cuya profundidad de suelo blando es inferior a los 20 metros. Sin embargo este concepto no puede generalizarse como un resultado aplicable en cualquier región de estudio y de condiciones de sitio diferentes.

En cuanto a las amplitudes máximas de la aceleración que se obtienen del espectro de respuesta promedio tenemos:

Tabla 7.8: Períodos y aceleraciones espectrales de las amplitudes máximas obtenidos de los espectros de respuesta promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (fig 7.17)

Grupo A (TE9-TAL126-MT76)

SISMO DE LIMON			SISMO LOMA PRIETA		
Nº Valores	Período (seg)	g`s	Nº Valores	Período (seg)	g`s
1	0.24 (4.17Hz)	1.47	1	0.26 (3.85Hz)	0.46
2	0.55 (1.82Hz)	0.51	2	0.18 (5.56Hz)	0.45
3	0.85 (1.18Hz)	0.32	3	0.65 (1.54Hz)	0.26

g`s: dado en porcentaje del valor de la gravedad

Tabla 7.9: Períodos y aceleraciones espectrales de las amplitudes máximas obtenidos de los espectros de respuesta promedio para los sismos de Limón y Loma Prieta (fig 7.18)

Grupo B(TE14-TAL127-MT76)

SISMO DE LIMÓN			SISMO LOMA PRIETA		
Nº Valores	Período (seg)	g's	Nº Valores	Período (seg)	g's
1	0.14 (7.14Hz)	1.27	1	0.12 (8.33Hz)	0.54
2	0.55 (1.82Hz)	0.42	2	0.65(1.54Hz)	0.23
3	0.85 (1.18Hz)	0.29	3	-----	-----

g's: dado en porcentaje del valor de la gravedad

Lo primero en observar es que las mayores amplitudes ocurren a períodos más bajos que los obtenidos en los dos grupos de estudio anteriores. Otro aspecto de observar es que se presentan los máximos valores de amplificación al menos para el primer valor en los grupos A y B.

Si analizamos los factores de amplificación en ambos grupos tenemos:

Tabla 7.10: Valores de amplificación obtenidos de las funciones de transferencia promedio y los espectros de respuesta de los sismos de Limón y Loma Prieta (figs 7.1, 7.2, 7.19 y 7.20)

Grupo A (TE9-TAL126-MT76)

SISMO DE LIMÓN					SISMO LOMA PRIETA				
Nº Valores	Período (seg)	F.A.	g's		Nº Valores	Período (seg)	F.A.	g's	
			Espectral	Amplificado				Espectral	Amplificado
1	0.21	8.45	0.239	2.02	1	0.19	12.10	0.10	1.21
2	0.26	7.13	0.244	1.74	2	0.26	7.94	0.145	1.15
3	0.11	3.69	0.19	0.70	3	0.10	5.10	0.084	0.43

Tabla 7.11: Valores de amplificación obtenidos de las funciones de transferencia promedio y los espectros de respuesta para los sismos de Limón y Loma Prieta (figs 7.1, 7.2, 7.21 y 7.22)

Grupo B(TE14-TAL127-MT76)

SISMO DE LIMÓN					SISMO LOMA PRIETA				
Nº Valores	Período (seg)	F.A.	g's		Nº Valores	Período (seg)	F.A.	g's	
			Espectral	Amplificado				Espectral	Amplificado
1	0.15	10.3	0.21	2.15	1	0.14	14.8	0.087	1.29
2	0.12	9.82	0.20	1.96	2	0.12	13.7	0.082	1.13
3	0.16	9.55	0.18	1.72	3	0.07	4.73	0.07	0.33

Lo primero en observar es que los valores de amplificación obtenidos con los factores de amplificación de las funciones de transferencia son mayores que los valores espectrales. Por otro lado presentan los valores de mayor amplitud de los tres grupos de estudio, tanto que se puede decir que sobrestiman en gran medida los valores de amplificación. Como se mencionó al principio los resultados deben ser evaluados más en identificar a que períodos o frecuencias ocurren las mayores amplificaciones que la magnitud misma de estas. Lo anterior debido a que se ha notado que tanto los espectros de respuesta como las funciones de amplificación a veces tienden a sobrestimar los valores de amplificación. Nuevamente por el momento solo podemos decir que las diferencias en los resultados obtenidos en los tres grupos de estudio pueden ser debidas a cambios en el espesor de los materiales considerados como suelo blando, a la condición de roca sedimentaria en el basamento del suelo blando, o bien en posibles cambios geofísicos del suelo blando o condiciones de sitio.

Las velocidades espectrales presentan la característica de correlacionar muy poco los períodos de mayor amplitud en ambos sismos en relación a las aceleraciones espectrales y las funciones de transferencia. Si correlacionamos los valores de aceleración y velocidad espectral podemos notar que el Grupo A correlaciona mejor los resultados que el Grupo B. También se puede observar que para este grupo las velocidades tienden a amplificar a períodos más bajos en relación al primero y segundo grupo de estudio.

7.5 Resultados generales de los tres grupos de pozos estudiados

La tabla 7.12 resume los resultados generales que se obtienen de los tres grupos de pozos estudiados. En general se toman en cuenta los tres primeros valores de períodos de mayor amplificación. Se consideran los rangos de período y el valor del período aproximado considerando los valores espectrales y las funciones de transferencia con ambos sismos utilizados. Los resultados se enfocan más en determinar en que rangos de período y el valor del período de oscilación del suelo aproximado en el cual ocurre la máxima amplitud, más que en determinar el valor o la magnitud del parámetro amplificado, debido a que se ha observado que en algunos casos o en la mayoría de los casos el programa tiende a sobrestimar los valores de amplificación. Asumiendo lo anterior se obtiene para el primer grupo de pozos estudiado un rango de períodos entre 0.5-1.0 segundos donde ocurre amplificación, para un valor aproximado en 0.85 segundos y se tienen los mayores espesores de suelo blando entre 35-60 metros (Tabla 7.12). Para el segundo grupo de pozos estudiado se tiene un rango entre 0.5-0.9 segundos donde ocurre amplificación, para un valor aproximado en 0.6 segundos según los valores espectrales y 0.7 segundos según las funciones de transferencia. Se tienen espesores intermedios de suelo blando entre 30-50 metros (Tabla 7.12). Para el caso del tercer grupo de pozos estudiados se tiene un rango entre 0.12-0.3 segundos donde ocurre amplificación. Es posible obtener dos períodos de oscilación importantes en 0.23 segundos y 0.13 segundos correlacionando los valores espectrales y las funciones de transferencia. Para este grupo se tienen los espesores mínimos de suelo blando entre los 10-20 metros (Tabla 7.12).

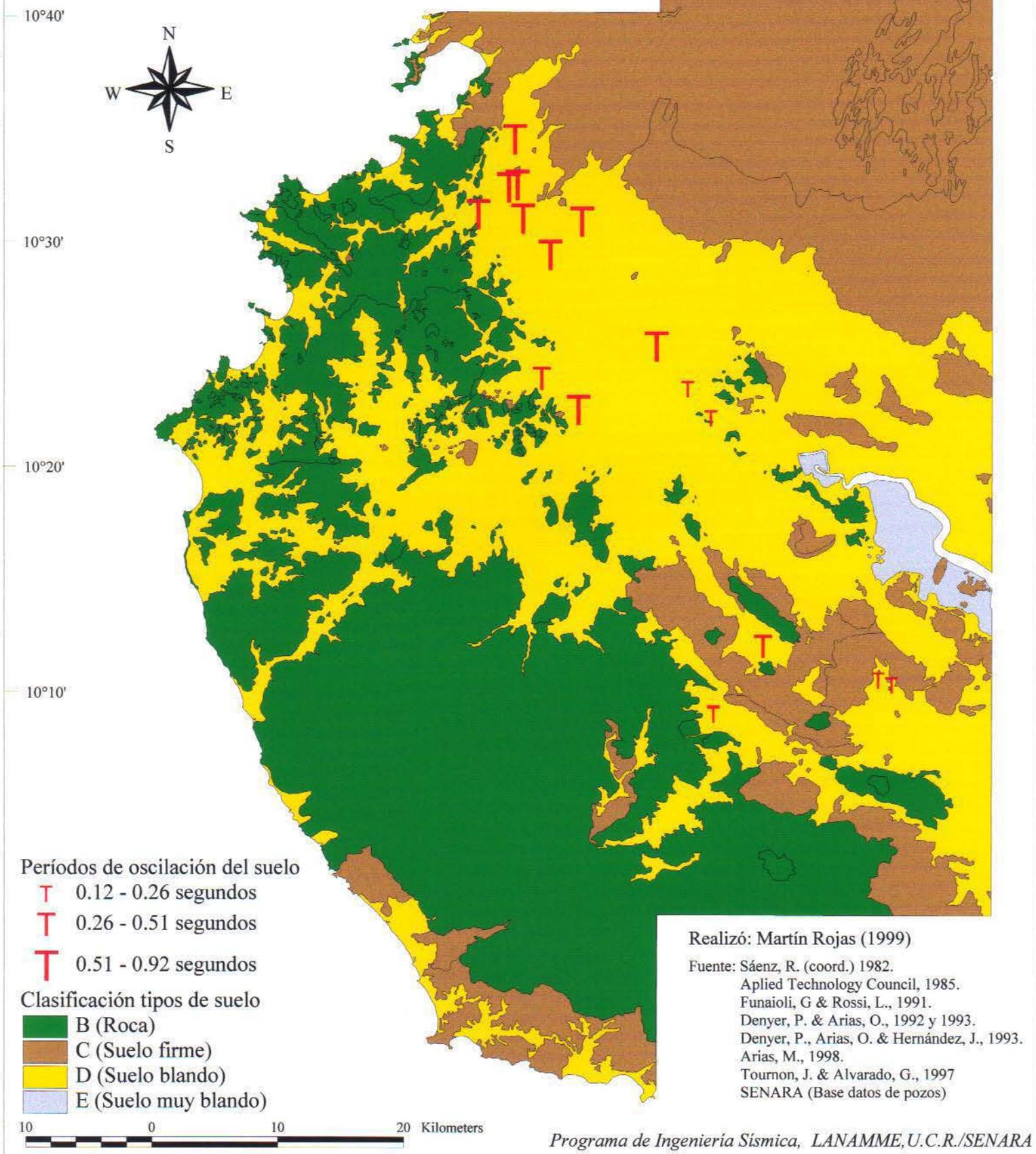
La figura 7.23 muestra el mapa con los resultados generales de los valores de períodos de oscilación del suelo para la máxima amplitud, obtenidos a partir de las correlaciones de los

valores espectrales y las funciones de transferencia con ambos sismos utilizados. Se puede observar de acuerdo a los resultados mostrados en el mapa que los mayores valores en los períodos de oscilación del suelo cercanos a 1 segundo se presentan en la región más hacia el noroeste del área de estudio (primer grupo de pozos estudiados). Sin embargo a pesar de que los resultados dan valores cercanos a 1 segundo acorde con los resultados estadísticos de Seed & Idriss (1982) para suelos más blandos, debemos considerar la posibilidad de que puedan darse valores mayores a 1 segundo, si tomamos como ejemplo el terremoto de México de 1985, donde ocurrieron amplificaciones máximas en el rango de períodos entre 2-3 segundos. Los valores de períodos intermedios y mínimos se presentan en la región central y más hacia el sureste correspondiendo con las áreas del segundo y tercer grupo de pozos estudiados. Se puede interpretar de los resultados una variación del período de oscilación del suelo que varía de períodos máximos cercanos a 1 segundo para la región más hacia el noroeste hasta valores entre 0.12-0.3 segundos para la región mas hacia el sureste paralelo al eje del valle sinclinal o graben de la cuenca del Tempisque. Tales variaciones parecen estar dadas por tres factores principales: primero la variación del espesor del suelo blando con valores máximos entre los 60-70 metros para la región mas hacia el noroeste, hasta valores mínimos de 10 metros para la región mas hacia el sureste como se mencionó anteriormente; segundo debido a la presencia de roca sedimentaria en el basamento del suelo blando, parcialmente en el área del segundo grupo de pozos estudiados y totalmente en el área del tercer grupo de pozos estudiados; y tercero a posibles cambios de las propiedades físicas de los rellenos aluviales relativo al área de cada grupo de pozos estudiados, debido precisamente a la variabilidad geológica presente en toda el área de estudio considerada.

Tabla 7.12: RESULTADOS GENERALES DE LOS TRES GRUPOS DE POZOS ESTUDIADOS

	Grupo I		Grupo II		Grupo II			
	CN-33 / CN-71 / CN-72 / CN-73 / CN-77 / CN-129 / BE-44		BE-69 / BE-105 / BE-136		A		B	
					TE-9/TAL-126/MT-76		TE-14/TAL-127/MT-75	
	Limón	Loma Prieta	Limón	Loma Prieta	Limón	Loma Prieta	Limón	Loma Prieta
Espectral	0.85	0.62	0.7	0.53	0.24	0.26	0.14	0.12
F.T.	0.91	0.77	0.75	0.63	0.21	0.19	0.15	0.14
F.A.	4.74	6.43	3.38	4.08	8.45	12.1	10.25	14.82
Espesor	35 - 60 metros		30 - 50 metros		10 - 20 metros			
Rango	0.5 - 1.0		0.5 - 0.9		0.12 - 0.3			
Aproximado	0.85		0.6 (espectral) / 0.7 (F.T.)		0.23		0.13	

Figura 7.23: MAPA DE PERÍODOS DE OSCILACIÓN DEL SUELO



7.6 Espectros de diseño propuestos

Los espectros de respuesta de terremotos reales son altamente irregulares, sus formas reflejan los detalles de sus contenidos de frecuencia específicos y fase. Los espectros de diseño son generalmente más suavizados. Son determinados ya sea suavizando, promediando o envolviendo los espectros de respuesta de múltiples movimientos. El uso de espectros de respuesta con curvas suavizadas implícitamente reconoce la incertidumbre con la cual se conocen las propiedades del suelo y la estructura, evitando fluctuaciones de forma en las aceleraciones espectrales con cambios pequeños de período. Como se mencionó en el apartado 7.4 el espectro de respuesta es un ploteo de las repuestas máximas de diferentes osciladores a un acelerograma dado, por tanto es una descripción del movimiento particular del terreno. El espectro suavizado del terreno es una especificación del nivel de la fuerza sísmica de diseño o desplazamiento, como una función del período y el amortiguamiento. La forma de los espectros de diseño son determinados en algunos casos a partir de espectros de respuesta suavizando los picos y valles, o bien a partir del promedio de varios espectros de respuesta comparables. En otros casos la determinación de la forma del espectro de diseño es más complicada debido a que el mismo espectro debe reflejar la sacudida potencial para diferentes tipos de terremotos. Es recomendable utilizar curvas que varíen lentamente, debido a la dificultad en determinar exactamente el período de la estructura durante un sismo, tomando la expectativa de respuesta no lineal en caso de movimientos fuertes.

Los espectros de diseño están basados en el análisis estadístico de los espectros de respuesta de diferentes movimientos sísmicos. Si tenemos n espectros de respuesta, se tiene entonces n valores espectrales para cada período natural (pseudo-aceleración, pseudo-velocidad, y pseudo-desplazamiento). El análisis estadístico de los datos provee la distribución de probabilidad para la ordenada espectral, su valor medio y su desviación estándar para cada valor de T_n . Si ploteamos todos los valores medios obtenemos el espectro de respuesta promedio, que fue lo que se hizo en el apartado 7.4.

En este trabajo se utilizó la metodología aplicada por Leyendecker & Algermissen (1992) & Riddell (1992), en la cual se obtiene la aceleración máxima en 0.3 s que es la envolvente superior máxima, sin embargo este valor se hizo variar dependiendo de los resultados de amplificación de cada grupo de estudio, como una forma de eliminar aquellos valores de amplificación sobrestimados. La parte descendente de las curvas se obtiene del valor de aceleración máxima constante en 1 segundo, y se usa la variación $a_{\max} (1s)/T$, donde T es el período. Lo anterior se aplicó a los espectros de respuesta promedio con sus respectivos valores de desviaciones estándar. Por otro lado los espectros de diseño propuestos se aplicaron sólo para el caso de las aceleraciones espectrales.

Para el primer grupo de estudio se obtuvieron los espectros de diseño para ambos sismos utilizados. Las curvas de diseño se obtuvieron a partir del espectro de respuesta promedio, del cual se obtuvo la media ± 2.447 desviaciones estándar. Este resultado para los siete pozos analizados en este grupo con sus respectivas desviaciones estándar representa un rango de valores para un 95% de probabilidad mayor o menor que el valor medio (figs 7.23 y 7.24).

Fig 7.24: ESPECTROS DE DISEÑO Y ESPECTROS DE RESPUESTA PARA EL PRIMER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LIMÓN"

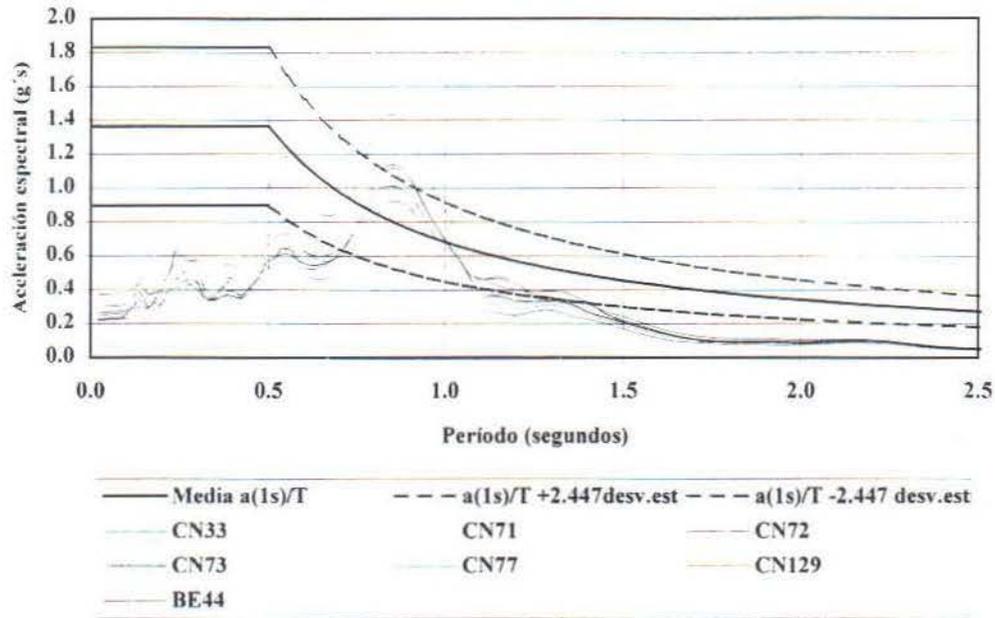
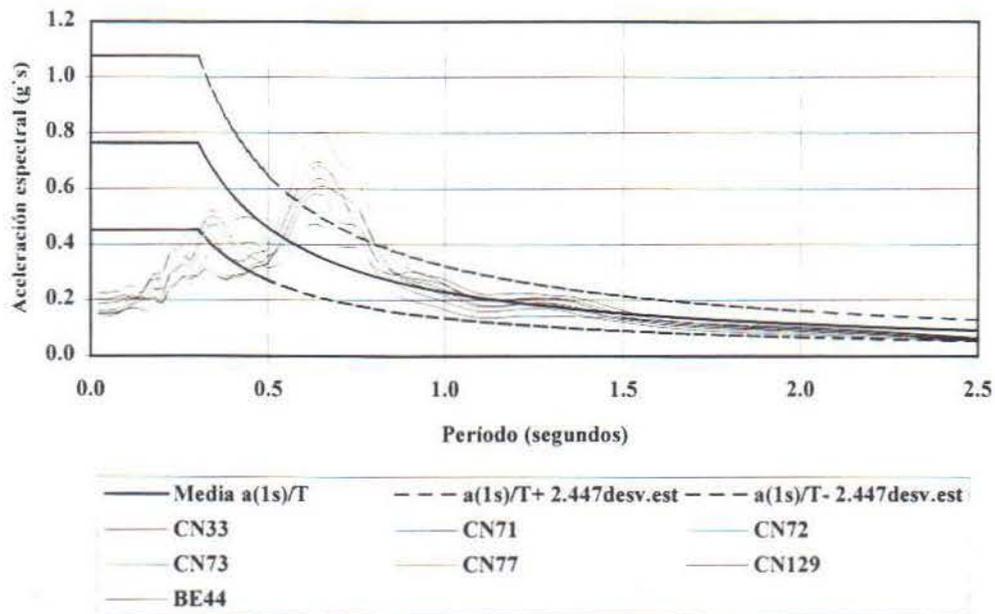


Fig 7.25: ESPECTROS DE DISEÑO Y ESPECTROS DE RESPUESTA PARA EL PRIMER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LOMA PRIETA"



La metodología permite obtener una curva suavizada general aplicable a este primer grupo de estudio. Las figuras 7.23 y 7.24 muestran también la relación entre los espectros de respuesta de los siete pozos estudiados y las curvas de diseño con sus respectivos valores de desviación estándar para un 95% de probabilidad, con esto se propone que se puede tener criterio suficiente para tomar decisiones respecto a que valores de aceleración y/o período se pueden utilizar. Podemos observar que la demanda sísmica para el caso del sismo de Limón es mayor que para el caso del sismo de Loma Prieta. Sin embargo en ambos casos se puede observar un rango de períodos entre 0.5 y 1.0 segundos de mayor importancia como efectivamente se presentó en el apartado 7.4, donde las curvas de diseño pueden ser aplicadas. Podemos observar también que las curvas de diseño tienden a reducir los valores sobrestimados de las aceleraciones espectrales que generalmente tienden a ser sobrestimados por el programa.

Para el segundo grupo de estudio tenemos solamente tres pozos analizados, esto significa tres valores de aceleración espectral para cada período. Con esto se obtuvo la media ± 1.87 desviaciones estándar, el cual representa un valor con el 80% de probabilidad. En las figuras 7.25 y 7.26 podemos observar las curvas de diseño con los respectivos espectros de respuesta de cada pozo. Nuevamente podemos comparar los valores espectrales de aceleración con las curvas de diseño obtenidas a partir de la media y sus respectivas desviaciones estándar. Podemos observar que las curvas de diseño se ajustan mejor con los resultados espectrales para el caso del sismo de Limón que en el caso del sismo de Loma Prieta. Se puede observar también la importancia de períodos menores de 0.5 segundos donde se puede aplicar las curvas de diseño, principalmente para el caso del sismo de Loma Prieta. Para el caso del sismo de Limón los valores de aceleración media y mínima de las curvas de diseño son menores que las obtenidas en el primer grupo mientras la aceleración máxima se mantiene prácticamente invariable. Sin embargo hay que notar que el factor para la desviación estándar es mayor para el primer grupo. A pesar de lo anterior el área de probabilidad respecto a la media es menor para el primer grupo de estudio que para el segundo (figs 7.23 y 7.25), esto refleja mayor dispersión en los datos del segundo grupo de estudio que abarca un 80% de probabilidad frente a un 95% de probabilidad para el primer grupo de estudio. Lo anterior se puede observar también cualitativamente al observar la relación entre los espectros de respuesta en ambos grupos de estudio y sismos utilizados. Para el caso del sismo de Loma Prieta los valores espectrales de diseño son menores en el segundo grupo de estudio en relación al primero, sin embargo las curvas de diseño presentan menor variabilidad considerando el 80% y 95% de probabilidad respecto a la media en ambos casos respectivamente (figs 7.24 y 7.26).

Fig 7.26: ESPECTROS DE DISEÑO Y ESPECTROS DE RESPUESTA PARA EL SEGUNDO GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LIMÓN"

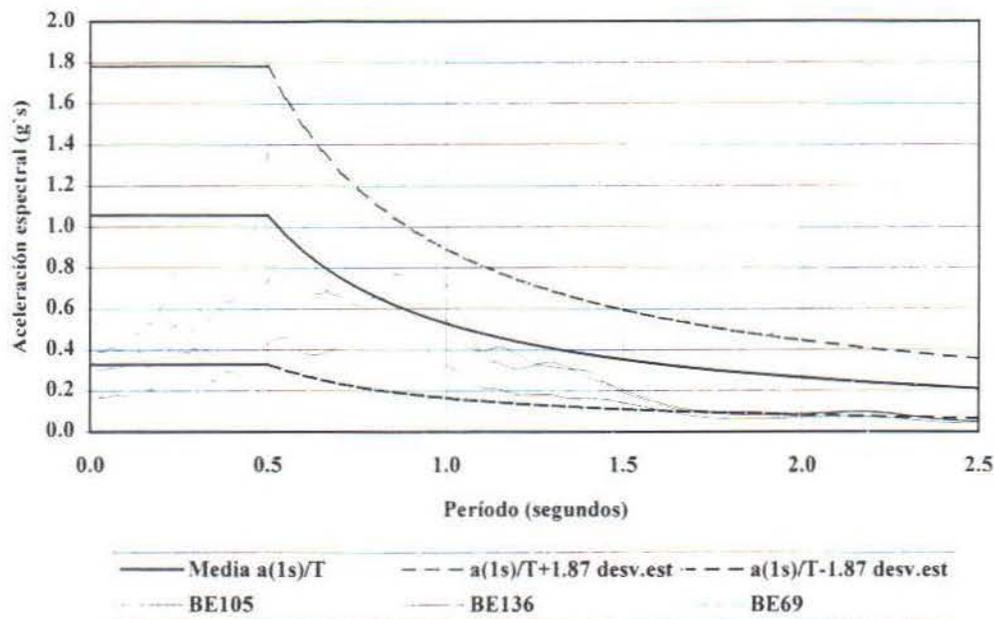
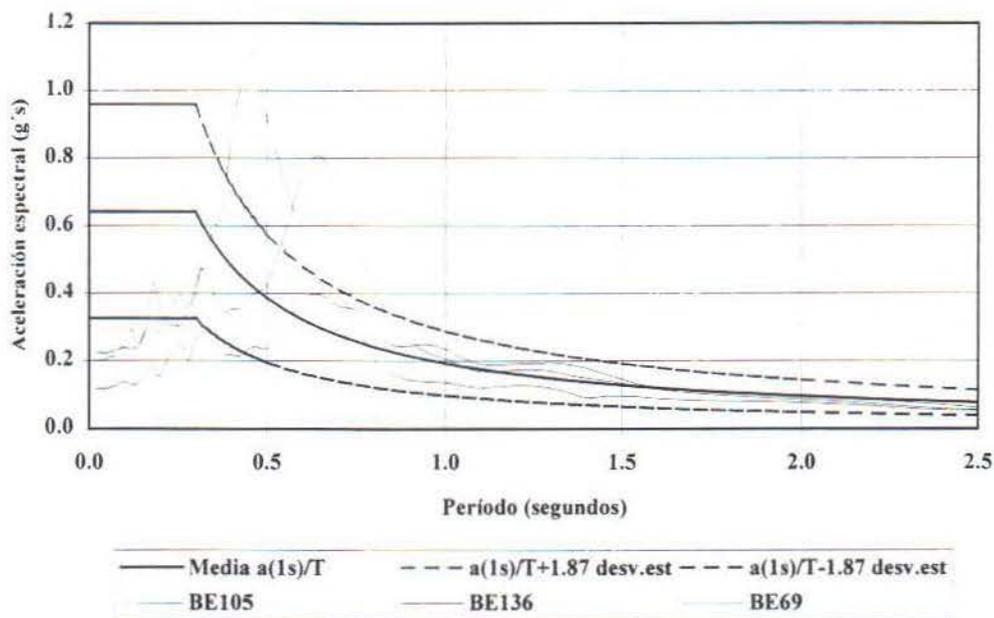


Fig 7.27: ESPECTROS DE DISEÑO Y ESPECTROS DE RESPUESTA PARA EL SEGUNDO GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LOMA PRIETA"



Para el tercer grupo de estudio se obtuvieron de la misma forma los espectros de diseño para cada subgrupo. Las figuras 7.27 y 7.28 muestran los espectros de diseño y los espectros de respuesta para el Grupo A y para los dos sismos utilizados. Este grupo como se mencionó en el apartado 7.4 está formado por tres pozos de los cuales se obtuvo el espectro de respuesta promedio con el que se obtuvo la media del espectro de diseño ± 4.303 desviaciones estándar que representa el 95% de probabilidad.

Se puede observar que los resultados de este Grupo A se correlacionan mejor que los dos grupos anteriores, hecho que se puede observar a partir de las curvas de diseño que representan las desviaciones estándar respecto a la media (figs 7.27 y 7.28). La característica principal de este grupo de estudio es que las curvas del espectro de diseño pueden ser aplicadas en un rango de períodos menores que los aplicados en el primero y segundo grupo de estudio. Se propone un rango de períodos entre 0.16 y 0.5 segundos o mayor donde pueden ser aplicables las curvas de diseño.

Fig 7.28: ESPECTROS DE DISEÑO Y ESPECTROS DE RESPUESTA PARA EL TERCER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LIMÓN" (Grupo A)

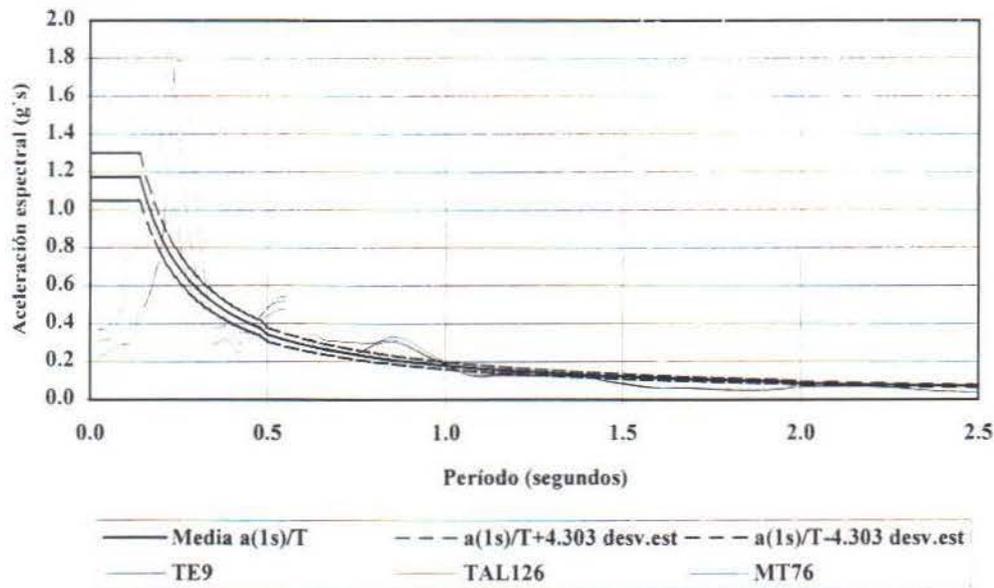
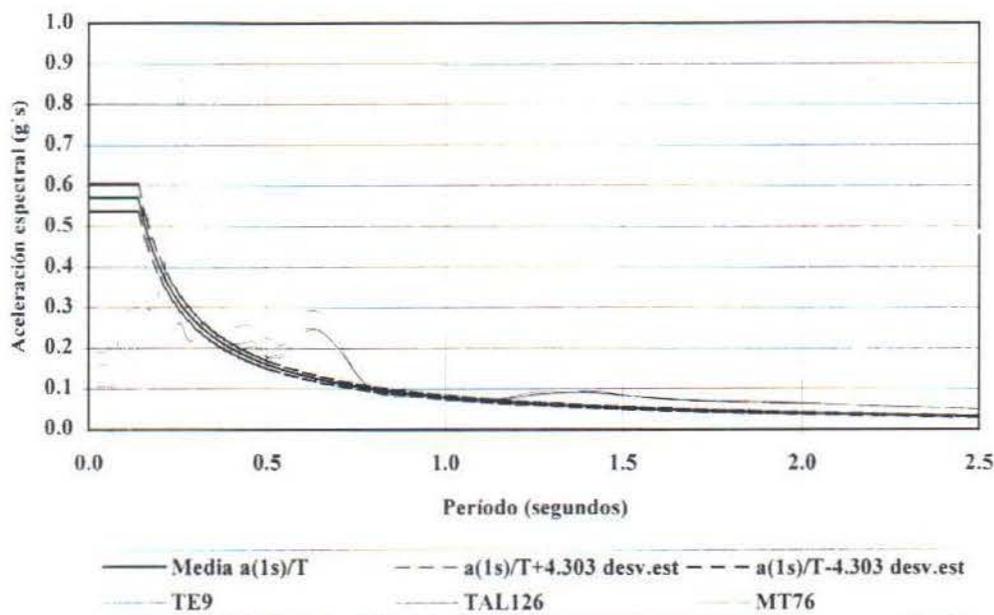


Fig 7.29: ESPECTROS DE DISEÑO Y ESPECTROS DE RESPUESTA PARA EL TERCER GRUPO DE ESTUDIO "SISMO DE LOMA PRIETA" (Grupo A)



Los espectros de diseño propuestos para el Grupo B se muestran en las figuras 7.29 y 7.30. Nuevamente se presenta la media del espectro de diseño con sus respectivas desviaciones estándar para un 95% de probabilidad. En este grupo se observan tres características principales:

1. Es el grupo que mejor correlaciona los valores espectrales de aceleración o que presenta menor variabilidad en los valores espectrales de aceleración, inclusive mejor que el Grupo A;
2. Es quizás el grupo en el cual los espectros de diseño correlacionan mejor los espectros de respuesta (figs 7.29 y 7.30), principalmente para el caso del sismo de Limón (fig 7.29) donde la envolvente representa muy bien los resultados espectrales de cada pozo. Esto último se puede observar, por ejemplo, si comparamos los espectros de diseño y los espectros de respuesta de los Grupos A y B;
3. Las curvas de los espectros de diseño pueden representar muy bien los valores en un rango de períodos entre 0.12 y 0.5 segundos o mayor.

Fig 7.30: ESPECTROS DE DISEÑO Y ESPECTROS DE RESPUESTA PARA EL
TERCER GRUPO DE ESTUDIO
"SISMO DE LIMÓN"
(Grupo B)

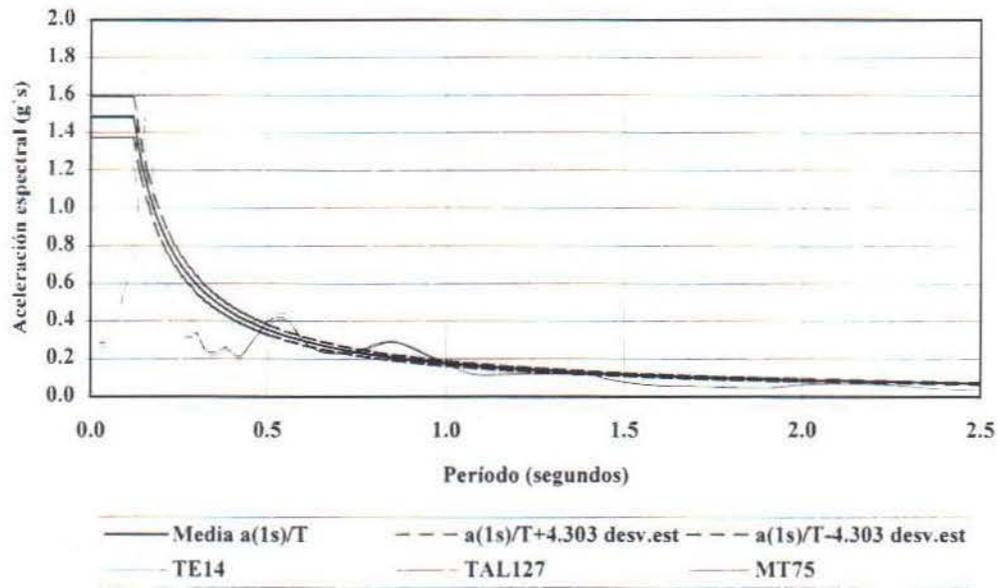
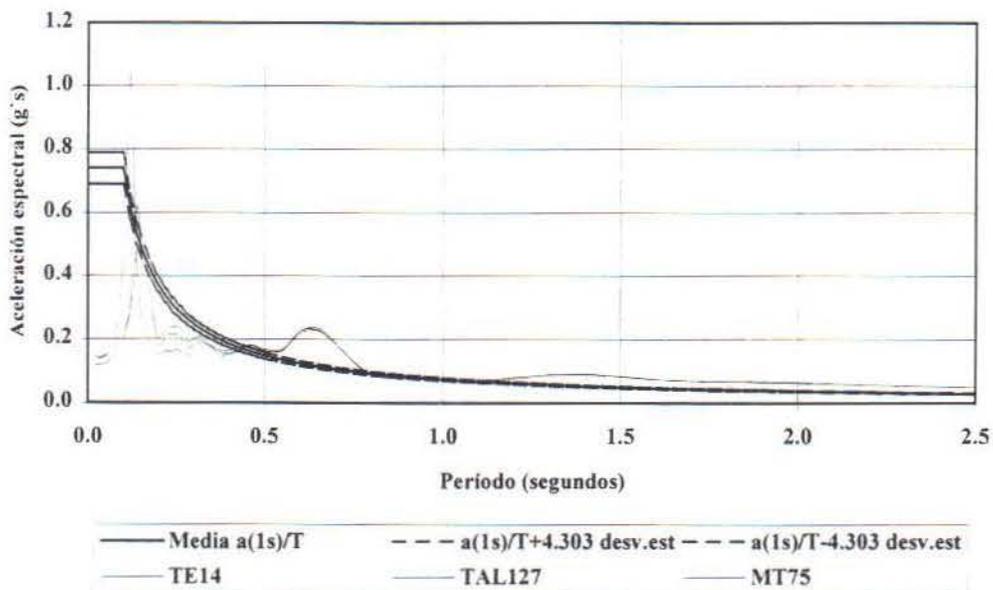


Fig 7.31: ESPECTROS DE DISEÑO Y ESPECTROS DE RESPUESTA PARA EL
TERCER GRUPO DE ESTUDIO
"SISMO DE LOMA PRIETA"
(Grupo B)



Dos resultados generales pueden obtenerse a partir de este tercer grupo de estudio: primero que los valores espectrales de aceleración cambian más rápidamente en un rango de períodos similar en relación a los dos grupos de estudio anteriores. Esto se puede observar si comparamos el decaimiento de las curvas de los espectros de diseño en el primero, segundo y tercer grupo de estudio; segundo los espectros de diseño para el caso del primer y segundo grupo de estudio funcionan muy bien en el rango de períodos entre 0.5 y 1.0 segundos o mayor, para el caso del tercer grupo de estudio funcionan muy bien para un rango determinado entre 0.12 y 0.5 segundos o mayor.

Un resultado general que se obtiene de los espectros de diseño es que estos tienden a correlacionar mejor los resultados espectrales tanto a nivel de grupos de estudio específicos como a nivel general. También estos permiten eliminar los valores sobrestimados de las aceleraciones espectrales.

7.7 Limitaciones

La falta de exploración de geofísica de campo y ensayos de laboratorio, sumado con la escala de trabajo limita en alguna medida el proceso investigativo de este trabajo. Debe ser claro la importancia de determinar las propiedades geofísicas *in situ* de los suelos considerados como blandos y las rocas en este tipo de trabajos, sin embargo la metodología permitió obtener una buena correlación con sitios de condiciones geológicas similares para una aproximación de los resultados. Este trabajo sin embargo, no sustituye estudios locales de respuesta sísmica del suelo para diseño y concepción de obras civiles.

Capítulo VIII

Conclusiones y recomendaciones

8.1 Conclusiones

La Cuenca del Tempisque es considerada estructuralmente por algunos investigadores como Dengo(1962); Kuijpers et al.,(1979 y 1980); Gursky, H.J.(1982); Morales(1983) y Gursky(1998 y 1991) como un sinclinal o graben, cuya estructura o megaestructura ha sido el resultado de una historia tectónica al parecer desde el Jurásico. Estas características de cuenca han sido propicias para la depositación de un espesor considerable de materiales erosionados de las formaciones geológicas adyacentes. Es por esto que se debe de tener en cuenta que la onda sísmica de un posible evento sísmico en el área puede resultar en la transformación de frecuencias y amplitudes que sean de alto riesgo para la infraestructura y la población.

Se determinó que gran parte del área de estudio está formada por depósitos aluviales que pueden representar una amenaza potencial a la amplificación sísmica según se ha determinado en experiencias de terremotos ocurridos, y por lo tanto representar un riesgo, debido a que son los lugares donde por lo general se ubica gran parte de las obras civiles como carreteras, puentes, casas de habitación, etc.

Las características sismotectónicas y sismológicas de la región le proporcionan una alta probabilidad de amenaza sísmica debida a sismos de subducción. Considerando lo anterior se debe tomar en cuenta desde el punto de vista de la ingeniería sísmica las características sismológicas fundamentales de los sismos originados por subducción como lo es el contenido frecuencial, el patrón de radiación de la energía y la distancia de la fuente al sitio de interés con posibilidades de amplificación sísmica. Sin embargo como se mencionó en el Capítulo III el escenario geológico donde ocurren estos sismos como lo es el aumento de la profundidad del plano de subducción desde la fosa hacia el interior del arco y con la variación lateral del plano de subducción que aumenta de profundidad en dirección sureste a noroeste paralelo al eje de la fosa de subducción es muy importante para evaluar la amenaza sísmica de la región. Según Morales & Montero (1984) a pesar de que estos sismos son los que alcanzan mayor magnitud y aportan la mayor cantidad de energía sísmica liberada, estos ocurren generalmente hacia el borde de la costa pacífica y el proceso de ruptura de fallamiento inverso favorece un patrón de radiación de la energía hacia el océano. En vista de lo anterior los resultados del programa parecen indicar que las mayores amplificaciones se dan en rangos de frecuencia similares a los contenidos en los movimientos de estrada utilizados, como bien lo mencionan Atakan y Figueroa (1993) que los registros sintéticos son muy dependientes del registro del movimiento introducido, por ejemplo, si comparamos las frecuencias predominantes dadas en los espectros de Fourier de las aceleraciones en los dos movimientos de entrada utilizados (Anexo 1) con los resultados de las frecuencias predominantes dadas en los espectros de Fourier de las aceleraciones en ambos sismos para los pozos analizados en los tres grupos de estudio (Anexo 2, pozo CN-73), notamos que existe buena correlación con los resultados de la respuesta espectral y las funciones de transferencia. Por otro lado es importante observar la similitud que existe en las funciones de transferencia obtenidas con ambos sismos, principalmente para las mayores amplitudes, a pesar

de que son sismos ocurridos en escenarios geológicos diferentes existe buena correlación en las frecuencias de máxima amplitud en ambos sismos utilizados, sin embargo los factores de amplificación son diferentes en cada sismo y por lo tanto los valores de amplificación dan resultados diferentes, así también como el pequeño desfase observado en ambas funciones de transferencia para la máxima amplitud en ambos sismos, que puede ser explicado por las diferencias en el nivel energético de cada sismo si comparamos los espectros de potencia de las aceleraciones en ambos sismos (Anexo 1). Si comparamos ambos espectros notamos que el nivel energético del sismo de Limón es 1.84 veces mayor que el sismo de Loma Prieta para la máxima amplitud. Los sismos de subducción registrados a larga distancia tienden a tener contenido de frecuencias bajas dependiendo de la distancia de la fuente al sitio donde es registrado, por lo tanto según los resultados del programa y el análisis de la información obtenida, el área de estudio puede estar amenazada en caso de movimientos sísmicos de subducción por oscilaciones del terreno blando en rangos de frecuencia intermedios-altos (0.45-10Hz).

Según los principios básicos del programa el análisis debe ser aplicado a perfiles geológicos ubicados en las partes centrales de las cuencas sedimentarias para evitar los efectos laterales como acuñaientos, interdigitaciones, etc., de los depósitos sedimentarios y las reflexiones y refracciones de las ondas sísmicas debido a las irregularidades de los límites inferiores de las cuencas. No se conoce con exactitud la forma de la cuenca del Tempisque, sin embargo se consideró importante el hecho de que los grupos de pozos de estudio analizados estén ubicados paralelo al rumbo general de lo que se considera el eje del valle sinclinal o graben de la cuenca del Tempisque en la Península de Nicoya, dónde se ubican los mayores espesores los cuales se supone minimizan los efectos laterales del valle sedimentario y las irregularidades del límite inferior de la cuenca.

Las diferencias obtenidas en los valores o rangos del período fundamental del suelo en los tres grupos de estudio y ubicados en tres áreas diferentes parecen estar dados por tres factores fundamentales: cambios en el espesor de los materiales considerados como suelo blando, generalmente disminuyen en sentido noroeste a sureste paralelo a lo que se considera el eje sinclinal o graben de la cuenca del Tempisque; la condición de roca sedimentaria en el basamento del suelo blando, predominante parcialmente en el área del segundo grupo y totalmente en el área del tercer grupo; y a posibles cambios geofísicos de las propiedades del suelo blando o los materiales sedimentarios, quizás dados por diferencias genéticas y diagénesis de los sedimentos derivados de las formaciones geológicas adyacentes. En el ámbito de las aceleraciones espectrales, la parte noroeste del área de estudio comprendida por las Hojas Carrillo Norte y Belén donde se ubica el primer grupo de estudio, los resultados del programa proporcionan valores de máxima amplitud en el rango de períodos dado entre 0.5-1.0 segundos, para un período fundamental de oscilación del suelo aproximado en 0.85 segundos según las correlaciones de los valores espectrales y las funciones de transferencia con ambos sismos. En esta área es donde se ubican los mayores espesores de suelo blando con valores entre los 35-60 metros de espesor. El segundo grupo de estudio ubicado al sureste de la Hoja Belén en la parte central de la región de estudio, los resultados proporcionan un rango de períodos de máxima amplitud similar al primer grupo dado entre 0.5-0.9 segundos, solo que existe cierta tendencia a períodos menores, para un período fundamental de oscilación aproximado en 0.6 segundos

correlacionando los valores espectrales. Sin embargo, las funciones de transferencia en ambos sismos correlacionan mejor los resultados en relación al primer grupo dando un valor aproximado en 0.7 segundos. En esta área donde se ubica el segundo grupo se presentan los espesores intermedios con valores entre los 30-50 metros de espesor. El tercer grupo de estudio ubicado en la parte central y sureste de la región comprendiendo las Hojas Tempisque, Talolinga y Matambú presenta valores de máxima amplitud en el rango de 0.12-0.3 segundos, presentándose dos períodos fundamentales de oscilación del suelo en 0.25 y 0.13 segundos según los datos espectrales. Para este grupo los períodos de mayor amplificación de las funciones de transferencia se correlacionan muy bien con los valores espectrales, dando valores de 0.2 y 0.14 segundos. También estos valores se correlacionan muy bien en ambos sismos utilizados, y se presentan como períodos importantes en las funciones de transferencia del segundo grupo, principalmente aquellos valores menores a 0.26 segundos. Es importante mencionar que estos períodos bajos se presentan también como períodos importantes en los dos movimientos de entrada utilizados, como se puede observar en la tabla 7.1 y las figuras 7.1 y 7.2. Sin embargo en este grupo se presentan los mayores factores de amplificación, tanto que se puede decir que sobrestiman los valores de amplificación, al menos para las amplitudes máximas. En el área de este grupo se presentan los espesores mínimos, menores a los 20 metros con excepción del pozo TAL-122 que es mayor a los 30 metros. El resultado general de que el período fundamental de oscilación del suelo disminuye con la disminución del espesor del suelo blando parecer ser una conclusión evidente de los resultados acorde con los estudios de Seed & Idriss (1982) (Cap IV-18, figs 4.9 y 4.10) y tomando en cuenta las características y los resultados del pozo TAL-122. Sin embargo este concepto no se puede generalizar como un resultado aplicable en cualquier región de estudio y de condiciones de sitio diferentes. A pesar de lo anterior los resultados permiten interpretar que el período fundamental de oscilación del suelo en la región de estudio disminuye de valores máximos cercanos a 1 segundo hasta valores mínimos de 0.12 segundos en dirección noroeste-sureste paralelo a lo que se considera el eje sinclinal o el graben de la cuenca del Tempisque. Una hipótesis para explicar las variaciones en el espesor de los rellenos aluviales y la presencia de roca sedimentaria aflorante y probablemente rocas ígneas del Complejo de Nicoya en la región del tercer grupo de pozos puede ser enfocado en suponer que el eje del supuesto valle sinclinal o bien del graben de la cuenca del Tempisque haya sido inmerso o basculado hacia el noroeste por efectos tectónicos, lo cual provocaría que se presenten mayores espesores de suelo blando en la región noroeste y los mínimos espesores en la región sureste así también como roca aflorante debido al levantamiento donde se ubica el tercer grupo de pozos estudiado.

Como se expuso en el apartado 7.5 los resultados son enfocados en determinar en que rangos de períodos o el valor aproximado del período de oscilación del terreno más que en obtener la magnitud del parámetro amplificado, dado que se determinó que en algunos casos el programa tiende a sobrestimar los valores de amplificación. Sin embargo, según los resultados del programa, las amplitudes máximas de las aceleraciones correlacionando tanto los valores espectrales como los factores de amplificación en los rangos de períodos de mayor amplificación dan valores menores y mayores a $1g$ (0.6-1.1g) para el caso del primer grupo pozos estudiados. Para el segundo grupo de pozos estudiados los valores son menores a $1g$ (0.5-0.9g). Para el tercer grupo de pozos estudiados son mayores a $1g$ (0.4-1.4g) para el caso del sismo de Limón y

menores a $1g$ (0.3-0.55) para el caso del sismo de Loma Prieta. Los factores de amplificación para este tercer grupo tienden a sobrestimar los valores máximos de amplificación con valores de hasta $2g$ considerando los espectros de respuesta de ambos sismos.

Las velocidades espectrales por lo general se correlacionan bien con los períodos de amplitud máxima de las aceleraciones, sin embargo por lo general se dan también a períodos mayores en relación con las aceleraciones espectrales de cada grupo, así para el primer grupo tenemos valores entre 1.3-2.2 segundos donde hay amplificación, para el segundo grupo valores entre 0.85-2.18 segundos. Para el tercer grupo de estudio la situación es diferente dado que las mayores amplitudes de la velocidad ocurren en valores de períodos muy similares con respecto a las aceleraciones.

En cuanto a las funciones de transferencia se observa que existe por lo general buena correlación en los períodos especificados en estas con los valores espectrales, principalmente en la máxima amplitud de las funciones de transferencia. Lo anterior se observa mejor en el caso del tercer grupo de estudio. Una interpretación de los resultados puede ser enfocado en suponer que los valores de períodos obtenidos con las funciones de transferencia comparados con los valores de períodos espectrales se obtienen en rangos de frecuencia o períodos que pueden ser aplicados mejor en el dominio de las aceleraciones en cada grupo de estudio, según lo expuesto en el Capítulo IV (apartado 4.2.2.1, pág IV-7) y en el Capítulo VII (apartado 7.3). Lo anterior se interpreta debido a que por lo general se observa que los períodos de amplificación en las funciones de transferencia principalmente para los segundos y terceros valores son menores que los valores espectrales en cada grupo de estudio. De tal forma que los valores de períodos mayores puedan ser aplicados en el dominio de las velocidades.

Debe ser claro en este tipo de trabajos la importancia de la determinación de las propiedades *in situ* desde el punto de vista geofísico de la geología superficial formada por los suelos y rocas para la evaluación de obras críticas. Sin embargo la metodología permite obtener una correlación con sitios de condiciones geológicas similares para una aproximación de los resultados.

La metodología aplicada para obtener los espectros de diseño permitió obtener rangos de período entre 0.5-1.0 segundos o mayores donde se propone que se pueden aplicar las curvas de diseño para la parte noroeste y central de la región de estudio. En la parte central y sureste se propone también que se pueden aplicar las curvas de diseño para rangos de períodos menores con valores entre 0.12-0.5 segundos. Por otra parte los espectros de diseño tienen la ventaja de correlacionar mejor los resultados espectrales tanto a nivel de grupos de estudio específicos como a nivel general. Estos permiten eliminar los valores sobrestimados de las aceleraciones espectrales que en algunos casos son sobrestimados por el programa. Los espectros de diseño recomendados toman en cuenta los períodos investigados, pero deben ser considerados con cuidado ya que el análisis del programa no considera la propagación de ondas superficiales y la directividad de las ondas.

Según los criterios de la FEMA (Federal Emergency Management Agency) los suelos en el área de estudio se pueden clasificar en cuatro tipos: B, C, D y E (roca, suelo muy denso y roca blanda,

suelo blando, suelo muy blando) respectivamente. Es importante mencionar que la clasificación anterior se hizo correlacionando criterios litológicos de las formaciones geológicas y propiedades geofísicas (velocidad de onda cortante, resistividad), que en algunos casos se infieren o son generalizados debido a la escala de trabajo, sumado el hecho de que no se hizo geofísica de campo y laboratorio.

La metodología y la investigación permite obtener una aproximación de las áreas con amenaza de amplificación sísmica y los principales factores involucrados. También identifica áreas donde se debe de tomar en consideración las características de las formaciones geológicas superficiales (suelos rocosos, firme, blando y muy blando) y ayuda a definir factores de amplificación dinámica para perfiles de suelo blando, también permite orientar recursos económicos y trabajo en estudios geológicos, geotécnicos y geofísicos para el desarrollo de infraestructura civil.

8.2 Recomendaciones

Las condiciones de la geología superficial deben ser considerados como instrumento en la toma de decisiones en los proyectos de ordenamiento territorial, desarrollo de infraestructura civil, urbanismo, uso del terreno para actividades agropecuarias, canales de riego y explotación de los recursos naturales. Se considera necesario proseguir con investigaciones sobre el comportamiento sísmico de los suelos de la Península de Nicoya, donde existe infraestructura civil y población amenazada por eventos sísmicos.

Para obras críticas se recomienda geofísica de reflexión y refracción sísmica, como por ejemplo: geofísica de pozos *cross hole*, *downhole* y *borehole* para determinación *in situ* de la velocidad de la onda cortante y los módulos de deformación de suelos y rocas.

Realizar estudios o análisis de amplificación sísmica, no solo en los aluviones sino también en las rocas sedimentarias e ígneas del Complejo de Nicoya.

Los canales de riego por ser estructuras lineales deben someterse a un análisis de vulnerabilidad sísmica, para identificar las áreas más propensas a deslizamientos inducidos, fallas del suelo y rupturas donde puede filtrar el agua.

IX. Bibliografía

1. **Aguirre, J. & Irikura, K., 1997:** Non linearity, and velocity variation of soft soil layers in Part Island, Kobe, during the Hyogo-Ken Nambu earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87; N° 5, 1244-1258 pp. October, 1997.
2. **Applied Technology Council, 1985:** Earthquake Damage Evaluation Data for California. - ATC - 13, 492 págs.
3. **Arias, M., 1998:** Interpretación Geomagnética de los Proyectos Geotérmicos de Tenorio, Miravalles y Rincón de la Vieja. Cordillera de Guanacaste, Costa Rica. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, U.C.R.
4. **Astorga, A., 1987:** El Cretácico Superior y el Paleógeno de la vertiente Pacífico de Nicaragua meridional y Costa Rica septentrional: Origen, evolución y dinámica de cuencas profundas relacionadas al margen convergente de Centroamérica. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, 250 págs.
5. **Atakan, K. & Figueroa, J. C., 1993:** Local site response in San Salvador, El Salvador, comparison between the synthetics and the observed groundmotion of the October 10, 1986 earthquake. Reduction of natural disasters in Central America, Report N° 8. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen; Allegt 41 N-5007, Bergen, Norway. 37 págs + apéndices.
6. **Bardet, J.P. & Davis, C 1996:** Engineering Observations on the Ground Motion at the Van Norman Complex after the 1994 Northridge Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 86, No 113 pp S333-s349, February 1996.
7. **Barquero, R., 1990:** Sismicidad y tectónica de la región noroeste de Costa Rica con énfasis en la zona del Proyecto Geotérmico Miravalles. Tesis de Licenciatura. Escuela Centroamericana de Geología, U.C.R. 117 págs + 1 mapa.
8. **Baumgartner, P.O., 1984:** El Complejo Ofolítico de Nicoya (Costa Rica): Modelos estructurales analizados en función de las edades de los radiolarios (Calloviense a Santoniense). -En SPRECHMANN, P. (ed.): Manual de Geología de Costa Rica. Editorial UCR, San José, vol. 1: 115-123 pp.
9. **Baumgartner, P.O., Mora, C., Sigal, B.J., Glacon, G., Azéma, J. & Bourgois, J., 1984:** Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica. -En: Rev. Geol. Amér. Central, 1: 57-136 pp.
10. **Baumgartner, P.O., 1987:** Tectónica y sedimentación del Cretácico Superior en la zona pacífica de Costa Rica (América Central). -En BARBARIN, J.M.; GURSKY, H.J. & MEIBURG, P. (eds.): El Cretácico de México y América Central. (resúmenes).-Facultad de Ciencias de la Tierra U.A.N.L., Linares-México, vol.2: 251-260 pp.
11. **Boschini, I., Atakan, K., Villagrán, M. & Logorría, J. P., 1996:** Seismic site response in Central America using single station spectral ratio (SSSR) method. IV Simposio latinoamericano sobre riesgos geológicos en áreas urbanas, San José, Costa Rica, del 9-13 setiembre.
12. **Bolaños, K., 1984:** Formación Bagaces. -En: SPRECHMANN, P.(Ed.): Manual de Geología de Costa Rica, Vol. 1: Estratigrafía: 165-169 pp.
13. **Bolaños, K., 1984:** Formación Liberia. -En: SPRECHMANN, P.(Ed.): Manual de Geología de Costa Rica, Vol. 1: Estratigrafía: 171-173 pp.
14. **Bourgois, J., Azema, J., Baumgartner, P.O., Tournon, J., Desmet, A. & Auboin, J., 1984:** The geology history of the Caribbean-Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya Ophiolite Complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (Legs 67 and 84 of Guatemala): a synthesis. -Tectonophysics, 108: 1-32 pp.
15. **Braja, M. Das., 1993:** Principles of soil dynamics. PWS-KENT Publishing Company BOSTON, 570 p.
16. **Burbach, G., Frolich, C., Pennington, W. & Matumoto, T., 1984:** Seismicity and tectonics of subducted Cocos plate. Journal of Geophysics Research, v. 89, N° B9, September 10: 4885 - 4896 pp.

17. **Burbach, G.V. & Frohlich, C., 1986:** Intermediate and deep seismicity, and lateral structure of the subducted lithosphere in the Circum-Pacific region: *Reviews of Geophysics*, vol. 20: 833-874 pp.
18. **Calvo, C., 1987:** Las Calizas neríticas de la Vertiente Pacífica del Norte de Costa Rica y Sur de Nicaragua: Épocas y sistemas asociados con la apertura y evolución del margen convergente de la América Central Meridional. –Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, 50 págs. + mapa.
19. **Cantel, F., & Mora, P., 1998:** Simulation-Based Comparison of Four Site-Response Estimation Techniques. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 88, No 1 pp 30-42, February 1998.
20. **Chang, S.W., Bray, J.D. & Seed, R.B., 1996:** Engineering implications of ground motions from the Northridge earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86; N° 1B, S270-S288. February, 1996.
21. **Chiesa, S., 1991:** El flujo de pómez biotítica del río Liberia (Guanacaste), Costa Rica, América Central. *Rev. Geol. de Amér. Central*, 13, 73-84 pp.
22. **Clough, R. & Penzien, J., 1975:** *Dynamics of structures*. – McGraw-Hill, New York.
23. **Corella, M., 1984:** Formación Rivas. -En: SPRECHMANN, P.(Ed.): *Manual de Geología de Costa Rica*, Vol. 1: Estratigrafía: 131-135 pp.
24. **Corella, M., 1984:** Formación Sabana Grande. -En: SPRECHMANN, P.(Ed.): *Manual de Geología de Costa Rica*, 1: Estratigrafía: 127-129 pp.
25. **Corrigan, J., Mann, P. & Ingle, J.C., 1990:** Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama. – Costa Rica. – *Geological Society of America, Bull.*, 102: 628-652 pp.
26. **De Boer, J., 1979:** The outer arc of the Costa Rican Orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena Peninsula). –*Tectonophysics*, 56 (3-4): 221-259 pp.
27. **De Mets, C., Gordon, R., Argus, D. & Stein, S., 1990:** Current plate motions. –*Geophysical Journal International*, vol. 101. 425-478 pp.
28. **Dengo, G., 1962:** Estudio Geológico de la Región de Guanacaste, Costa Rica. –I. G. N. - M. O. P. T., San José: 112 págs.
29. **Denyer, P. & Arias, O., 1992:** Mapa Geológico de las Hojas Belén, Carrillo Norte, Matapalo y Punta Gorda, Guanacaste, Costa Rica (1/50 000), San José: I.G.N. *Rev. Geol. de Amér. Central*, 16.
30. **Denyer, P., Arias, O. & Hernández, J., 1993:** Estructura Geológica Cuaternaria del Norte y Centro de la Península de Nicoya, Guanacaste, C.R (Hojas Villarreal, Garza, Matapalo y Punta Gorda, Diríá, Belén, Talolinga, Tempisque, Carrillo Norte, Cerro Brujo y Matambú). Universidad de Costa Rica, Escuela Centroamericana de Geología.
31. **Denyer & Arias, 1993:** Geología del Norte de la Península de Nicoya, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 16: 69-84 pp.
32. **Di Marco, G., Baumgartner, P. & Channell, J., 1995:** Late Cretaceous- Early Tertiary paleomagnetic data and revised tectonostratigraphic subdivision of Costa Rica and western Panama. –*Geological Society of America. Special Paper*, 295: 1-27 pp.
33. **Dóndoli, C., 1950:** Liberia y sus alrededores, Ministerio Agr. e Ind. *Bol. Téc* 3, 8 págs.
34. **EduPro Civil Systems, Inc., (1998):** ProShake, Ground Analysis Program (Version 1.0). User's Manual. EduPro Civil Systems, Inc. Redmond Washington, 55 p.
35. **Funaioli, G. & Rossi, L., 1991:** IL Complesso Volcanico de Rincón de la Vieja (Costa Rica): Evoluzione Geo-Volcanologica e Chimica-Petrografico. Tesi Di Laurea Universit' Degli Studi Di Pisa, Facolta' Di Scienze Matematiche, Fisiche e Natural, Corso Di Laurea In Scienze Geologiche, Italia, sp.
36. **Federal Emergency Management Agency, 1994 (FEMA 222A):** NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings. - Part 1 -Provisions, 7 págs.

37. **Fukushima, Y., Jean-Christophe G. & Tanaka, R., 1995:** Site-Dependent attenuation relations of seismic motion parameters at depth using borehole data. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 85; N° 6, 1790-1804 pp. December 1995.
38. **Gallegos, R., 1980:** Estudio de un modelo para la evaluación sísmica local de los depósitos de suelo. Escuela de Ingeniería Civil, Universidad de Costa Rica. Tesis de Licenciatura, 284 págs.
39. **Galli-Olivier, C., 1979:** Ophiolite and island arc volcanism in Costa Rica. –*Rev. Soc. America Bull.*, 90(1): 444-452 pp.
40. **Goossens, P.J., Rose, W.I. & Flores, D., 1977:** Geochemistry of tholeiites of the Basics Igneous Complex of South America. –*Bull. Geol. Amer., Boulder*. 88(2): 1711-1720 pp.
41. **Güendel, F. D., 1986:** Seismotectonics of Costa Rica: An Analytical View of the Southern Terminus of the Middle America Trench. A Thesis submitted in partial satisfaction of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy in EARTH SCIENCES. University of California, Santa Cruz. 157 p.
42. **Güendel, F., 1987:** Evaluación del potencial sísmico en la Península de Nicoya, Costa Rica. –*Terceras Jornadas Geol. de Costa Rica*, 35 págs.
43. **Gursky, H.J., Schmidt-Effing, R., Strebin, M., Wildberg, H., 1982:** The ophiolite sequence in northwestern Costa Rica (Nicoya Complex). *Outlines of stratigraphical, geochemical, sedimentological, and tectonical data.* –En: Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas, III: 607-619 pp.
44. **Gursky, H.J., Gursky, M., Schmidt-Effing, R. & Wilberg, H., 1984:** Karten zur Geologie von Nordwest-Costa Rica (Mittelamerika) mit Erläuterungen. –*Geologica et Paleontologica*, 18: 173-182 pp. + 4 mapas.
45. **Gursky, H.J. & Schmidt-Effing, R., 1983:** Sedimentology of radiolarites within the Nicoya Ophiolite Complex, C.R., Central America. –En: IJIMA, A., HEIN, J.R. & SIEVER, R. *Developments in sedimentology*, 36: 127-142 pp.
46. **Gursky, H.J., 1989:** Presencia y origen de rocas sedimentarias en el basamento ofiolítico de Costa Rica. *Rev. Geol. de Amér. Central*, 8: 19-75 pp.
47. **Gursky, M., 1988:** Análisis tectónico de la Península de Nicoya (Costa Rica) y su significado para el desarrollo estructural geodinámico de América Meridional. –*Rev. Geol. Amér. Central*, 8: 19-75 pp.
48. **Gursky, M., 1991:** Tectonics of the Nicoya, Costa Rica, and implications for the geodynamic history of the Caribbean. –*Zbl Geol. Paläont. Teil I*, 6: 1557 – 1570 pp.
49. **Hartzell, S., Cranswick, E., Frankel, A., Carver, D., Meremonte, M., 1997:** Variability of site response in the Los Angeles urban area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.87, N° 6, 1377-1400 pp. December 1997.
50. **Hermelin, M., 1992:** Medio Ambiente y Plan de Desarrollo Municipal. - Camara de Comercio Medellin – Colombia, 38 págs.
51. **Herrera, J., 1980:** Hidrogeología de la Cuenca del Río Andamajo, Santa Cruz, Guanacaste, Costa Rica. Informe técnico N° 132. Proyecto Península de Nicoya. SENAS (SENARA).
52. **Hey, R., 1977:** Tectonic evolution of the Cocos – Nazca Spreading Center. –*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1404 – 1420 pp.
53. **Hoffsteter, R., Dengo, G. & Weyl, R., 1960:** Costa Rica. –En HOFFSTETER, R. (ed.): *Lexique Stratigraphique International, Amérique Centrale.* –Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Paris, Fascículo 2,5: 223-306 pp.
54. **Ishihara, K., 1996:** Soil behaviour in earthquake geotechnics. Clarendon Press – OXFORD, 350 p.
55. **Jewell, F., 1970:** Investigaciones Geofísicas en la Cuenca del Río Tempisque, Guanacaste. Informe técnico N° 34 (Investigación de Aguas Subterráneas, 1969 – 1970). SENAS (SENARA).
56. **Jewell, F., 1972:** Informe General de Geofísica, Guanacaste. Informe técnico N° 166, marzo 1972. SENAS (SENARA).

57. **Jongmans, D. & Malin, P.E., 1995:** Microearthquake S-wave observations from Otolkm in the varian well at Parkfield, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.85, N° 6, 1805-1820 pp. December 1995.
58. **Jongmans, D., Ptilakis, K., Demanet, D., Raptakis, D., Riepl, J., Hurrent, C., Tsokas, G., Luntzetidis, K., Bard, P.Y., EURO-SEISTEST, 1998:** Determination of the geological structure of the Volvi Basin and validation of the Basin Response. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 88, N° 2, 473-487 pp. April 1998.
59. **Kamae, K., Irikura, K. & Pitarka, A., 1998:** A technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.88, N° 2, 357-367 pp. April 1998.
60. **Kanamori, H., 1983:** Global seismicity. –En KANAMORI, H. & BOSCHI, E., (editores). *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*. North – Holland (Seismological laboratory, California Institute of Technology – Pasadena, Cal. 91125: 596-608 pp.
61. **Kolarsky, R.A., Mann, P. & Montero, W., 1995:** Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, C.R.. – *Geological Society of America. Special Paper*, 295: 235-262 pp.
62. **Kramer, S.L., 1996:** *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice-Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey 07458. University of Washington, 653 págs.
63. **Kuijpers, E.P., 1979:** La geología del Complejo ofiolítico de Nicoya, Costa Rica. *Inst. Geogr. Nac., 25, Inf. Sem. Julio-Dic., 15-75 pp.*
64. **Kuijpers, E.P., 1980:** The geologic history of the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica its geotectonic significance. – *Tectonophysics*, 68: 233-255 pp.
65. **Leandro, G., 1975:** Informe del Estudio Preliminar Efectuado con Resistividad Eléctrica en el Área de San Antonio de Nicoya. Informe técnico N° 87, abril 1975. SENAS (SENARA).
66. **Leyendecker, E. V. & Algermissen, S.T., 1992:** Possible use of uniform hazard response spectra in building codes in the Unites States and Chile. *Rev. de Geofísica. Núm. 37, Julio – Diciembre*, 219-234 pp.
67. **Lousdale, R. & Klitgord, K., 1978:** Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. –*Geol. Soc. Amer. Bull.* 89: 981-999 pp.
68. **Malagnini, L., Herrmann, R. B., Biella, G. & De Franco, R., 1995:** Rayleigh waves in Quaternary alluvion from explosive sources: Determination of shear-wave velocity and Q structure, Vol. 85; N° 3, 900-922 pp. June, 1995.
69. **Malagnini, L., 1996:** Velocity and attenuation structure of very shallow soils: Evidencie for a frequency-dependent Q. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86; N° 5, 1471-1486 pp. October, 1996.
70. **Malagnini, L., Tricarico, P., Rovelli, A., Herrmann, R.B., Opice, S., Biella, G. & De Franco, R., 1996:** Explosion earthquake, and ambient noise recordings in a response properties by reference and non-reference site techniques. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86; N° 3, 670-682 pp. June 1996.
71. **Malagnini, L., Herrmann, R.B., Mercuri, A., Opice, S., Biella, G., & DeFranco, R., 1997:** Shear-Wave Velocity Structure of Sediments from Inversion of Explosion – Induced Rayleigh Waves: Comparison with Cross-Hole Measurements. *Buletin of the Seismological Society of America*, Vol 87, No 6 pp. 1413-1421, December 1997.
72. **Meschede, M, Frisch W, Sick M., 1988:** Interpretación geodinámica de los Complejos Ofiolíticos de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*. No. 8: 1-17 pp.
73. **Milana, G., Barba, S., Del Pezzo, E. & Zambonell, E., 1996:** Site response from ambient noise measurements: New Perspectives from an array study in central Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86; N° 2, 320-328 pp. April, 1996.
74. **Montero, W., 1986:** Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central., 5: 35-72 pp.*

75. **Montero, W. & Morales, L.D., 1990:** Deformación y Esfuerzos Neotectónicos en Costa Rica. *Rev. Geól. de Amér. Central.*, 11: 68 - 87 pp.
76. **Montero, W., Boschini, I., 1991:** Interpretación sismotectónica de la región del Golfo de Nicoya. –En BARQUERO, R. Y BOSCHINI, I. (editores): La crisis sísmica del Golfo de Nicoya y eventos relacionados, C.R. RSN (ICE-UCR). 34-44 pp.
77. **Montero, W., Boschini, I. & Rojas, W., 1991:** El terremoto de Cóbano, 25 de marzo de 1990, Costa Rica. –En BARQUERO, R. Y BOSCHINI, I. (editores): La crisis sísmica del Golfo de Nicoya y eventos relacionados, C.R. RSN (ICE-UCR). 1-14 pp.
78. **Montero, W., 1994:** Neotectonics and related stress distribution in a subduction – collisional zone: Costa Rica. – *Profil* 7: 125 – 141 pp.
79. **Mora, D. & Protti, R., 1978:** Geología regional del sitio de la represa derivadora del río Magdalena Cañas, Guanacaste. SENAS: Informe técnico N° 117, 21 págs + 3 Apéndices.
80. **Morales, L. D., Rojas, W. & Víquez, V., 1981:** Resultados preliminares de algunas características de la sismicidad a la entrada del Golfo de Nicoya y alrededores. *Riesgos Geológicos.* –En: Resúmenes Primeras Jornadas de Investigación, Vicerrectoría de Investigación, UCR: 104-105 pp.
81. **Morales, L.D., 1983:** Riesgos Geológicos Asociados con terremotos en los alrededores del Golfo de Nicoya. *Centro de investigaciones geofísicas y ECG (UCR). Brenesia*, 21: 93 – 117 pp.
82. **Morales, L. D. & Montero, W., 1984:** Los temblores sentidos en Costa Rica durante 1973-1983, y su relación con la sismicidad del país. *Rev. Geol. de Amér. Central*, 1: 29-56 pp.
83. **Morales, L. D., 1985:** Las zonas sísmicas de Costa Rica y Alrededores. – *Rev. Geol. Amér. Central*, 3: 69 – 101 pp.
84. **Morales, L. D. & Montero, W., 1992:** Sismotectónica, brechas sísmicas y la amenaza sísmica potencial en Centroamérica. ECG – CIGEFI - RSN(ICE-UCR) – UCR, San José, Costa Rica. 50 págs.
85. **Nishenko, S. P., 1989:** Circum-Pacific seismic potencial 1989-1999. U.S. Geol. Survey, Ophefile report 89-96, 126 págs.
86. **Nishenko, S. P., 1989:** Circum – Pacific Seismic Potential: 1989 – 1999; Central America. U. S. Geological Survey Open File Report 89-86. 8 p.
87. **Nishenko, S. P., 1991:** Circum – Pacific Seismic Potential: 1989 – 1999. *PAGEOPH*, Vol. 135, No 2. © Birkhäuser Verlag, Basel. 259 p.
88. **NORAD-CEPREDENAC, 1997:** Resultados preliminares de la medición de la amplificación sísmica en el Área Metropolitana de San José, Costa Rica. Boschini, I. & Flores, R., (editores). Instituciones participantes: Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), UCR, CNE, UNA, MSJ, UPA, NGI, Setiembre, 1997. 24 págs.
89. **Pichler, H. & Weyl, R., 1975:** Magmatism and crustal evolution in Costa Rica. –*Geol. Rdsch.*, Stuttgart. 64(2): 457-475 pp.
90. **Protti, R., 1980:** Prospección Geofísica por Sísmica de Refracción en la Cuenca del Río Andamojo, Santa Cruz, Guanacaste, con fines hidrogeológicos. Informe técnico N° 133. SENAS (SENARA).
91. **Protti, R., 1981:** Estudio hidrogeológico con fines de riego en la margen derecha del río Tempisque. Informe técnico N° 152 de geofísica (más anexo). Departamento de Hidrogeología. SENAS (SENARA).
92. **Protti, J. M., 1991:** Correlation between the age of the subducting Cocos plate and geometry of the Wadati – Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica. A dissertation submitted in partial satisfaction of the requirements for the degree of MASTER OF SCIENCES in EARTH SCIENCES. University of California, Santa Cruz. 66p.
93. **Protti J. M. et al., 1995:** The March 25, 1990 ($M_w = 7.0$, $M_L = 6.8$), earthquake of the entrance of Nicoya Gulf, Costa Rica: Its prior activity, foreshocks, aftershocks, and triggered seismicity. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. B10, pages 20,345 – 20,358.

94. **Protti, M., Güendel, F. & McNally, K., 1995:** Correlation between the age of the subducting Cocos plate and geometry of the Wadati – Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica. – Geological Society of America. Special Paper, 209: 309 – 326 pp.
95. **Pujol, R. & Castro, L., 1981:** Propiedades dinámicas de los suelos de San José y Cartago. - Seminario de Ingeniería Estructural, 29, 30 y 31 de octubre, San José, Costa Rica, 95 - 109 pp.
96. **Ramírez, R., Santana, G. & Chacón, O., 1994:** Mapa de amplificación sísmica del Valle Central, Costa Rica. IX Congreso Internacional de Pronóstico de Terremotos. Hotel Herradura, setiembre 1994.
97. **Ramírez, R., 1995:** Microzonificación sísmica de San Ramón, Alajuela, Costa Rica. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica. Tesis de Licenciatura, 200 págs.
98. **Riddell, R., 1992:** Specification of Ground Motion Intensities and Spectra for Seismic Design. Revista Geofísica. Instituto Panamericano de Geografía e Historia. No. 37, Julio-Diciembre 1992: 111-141 pp.
99. **Rivier, F., 1984:** Formación Conglomerado Barbudal. -En: SPRECHMANN, P.(Ed.): Manual de Geología de Costa Rica, Vol. 1: Estratigrafía:125-126 pp.
100. **Roberts, R.J., 1944:** Manganese deposits in Costa Rica. –U.S. Geol. Survey Bull. 935: 387-414 pp.
101. **Rojas, M. & Sibaja, G., 1997:** Sismotectónica de la entrada del Golfo de Nicoya. Informe de investigación: Curso de Sismología, Escuela Centroamericana de Geología: 20 págs.
102. **Rodríguez & Pérez, 1989:** Zonificación Hidrogeológica por Métodos Geofísicos. Zonas 3 y 4, Península de Nicoya. Informe técnico N° 166. SENARA.
103. **Sáenz, R., (coord.) 1982:** Mapa Geológico de Costa Rica, escala 1:200 000 (Hojas Nicoya y Liberia). Ministerio de Industria Energía y Minas. Dirección de Geología, Minas y Petróleo. Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica.
104. **Satoh, T., Kawase, H. & Sata, T., 1995:** Evaluation of local site effects and their removal from borehole records observed in the sendai region, Japan. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85; N° 6, 1770-1789 pp. December, 1995.
105. **Satu, T., Helmberger, D.V., Somerville, P.G., Graves, R.W. & Saikia, Ch.K., 1998:** Estimates of regional and local strong motions during the great 1923 Kanto, Japan Earthquake ($M_s=8.2$) Part 1: Source estimation of a calibration event and modeling of wave propagation paths. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 88; N° 1, 183-205 pp. February, 1998.
106. **Schanabel, B., Lysmer, J. & Bolton, S., 1972:** SHAKE, A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites. College of Engineering University of California, Berkeley, California, 88 págs.
107. **Seed, H.B., Ugas, C. & Lysmer, J., 1976:** Site Dependent Spectra for Earthquake Resistant Design. Bull. the Seism. Of Amer. Vol. 66, N° 1, 221 – 243 pp.
108. **Seed, H.B. & Idriss, I.M., 1982:** Ground motions and soil liquefaction during earthquakes. Earthquake engineering. Research Institute (EERI). Pasadena, California, december, 1982: 134 págs.
109. **SENARA, 1997:** Base de datos de pozos. Archivo de pozos. Hojas Villarreal (VI 1 – VI 14); Garza (GR 1 – GR 40); Matapalo y Punta Gorda (MTP 1 – MTP 170); Talolinga (TAL 1 – TAL 200); Tempisque (TE 1, TE 9, TE 25, TE 26 – TE 78); Cerro Brujo (CJ 1 – CJ 4); Matambú (PMT 1 – PMT 200).
110. **Schmidt-Effing, R., 1980:** Rasgos fundamentales en la historia del Complejo de Nicoya (América Central Meridional). – Brenesia, 18: 231-252 pp.
111. **Sick, M., 1989:** Paleomagnetism of Ophiolite Complexes from the Southern Middle American Landbrige (Costa Rican and Western Panama). -Tübinger Geowissenschaftliche Abhandlungen, Tübingen, 108 págs.

112. **Sprechmann, P. (editor), 1984:** Estratigrafía de Costa Rica (América Central), I: Unidades estratigráficas sedimentarias. - En: SPRECHMANN, P.(Ed.): Manual de Geología de Costa Rica, Vol. 1: Estratigrafía: 275-276 pp.
113. **Steidl, J.H., Tumarkin, A.G., Archuleta, R.J., 1996:** What Is a Referencia Site? Bulletin of the Seismological Society of America, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86; N° 6, 1733-1748 pp. December 1996.
114. **Taylor, W., 1994:** Características sismo-dinámicas del suelo blando en la región central de la ciudad de Cartago, Costa Rica. Escuela Centramericana de Geología, Universidad de Costa Rica. Tesis de Licenciatura, 100 págs. + apéndice.
115. **Tinker, M.A. & Beck, S.L., 1995:** Inversion of regional surface-wave spectra for source parameters of aftershocks from the 1992 Petrolia Earthquake sequence. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.85, N°3, 705-715 pp. June 1995.
116. **Tournon, J. & Alvarado, G., 1995:** Mapa Geológico de Costa Rica 1/500000. Ministère des Affaires Étrangères (Délégation Régionale à la Coopération Scientifique et Technique); Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).
117. **Tournon, J. & Alvarado, G., 1997:** Mapa Geológico de Costa Rica 1/500000. Folleto explicativo. Ministère des Affaires Étrangères (Délégation Régionale à la Coopération Scientifique et Technique); Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). © Editorial Tecnología de Costa Rica, Primera Edición, 79 págs.
118. **Valverde, M.A., 1981:** Análisis de la respuesta dinámica de depósitos de suelo ubicados en varias ciudades del Valle Central. Escuela de Ingeniería Civil, Universidad de Costa Rica. Tesis de Licenciatura, 221 p.
119. **Vargas, W.J., 1987:** Análisis dinámico de depósitos de suelo. INII. Laboratorio de Ingeniería Sísmica, UCR. Reporte INI, 41 - 87 pp.
120. **Vásquez, C., 1985:** Zonificación Hidrogeológica por Métodos Geofísicos de las Cooperativas del Río Las Palmas. Informe técnico N° 158 (Dirección de Aguas Subterráneas y Estudios Básicos, Departamento de Hidrogeología). SENARA.
121. **von Huene R. et al., 1995:** Morphotectonics of the Pacific convergent margin of Costa Rica. -Geological Society of America. Special Paper, 295: 291-307 pp.
122. **Williams, R., King, K. & Tinsley, J., 1993:** Site response estimates in Salt Lake Valley, Utah, from borehole seismic velocities. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 83, N° 3, 862-889 pp, June 1993.
123. **Yegian, M. K., Ghahraman, V. G. & Gazetas, G., 1994:** Ground - Motion and Soil - Response Analyses for Leninakan, 1988 Armenia Earthquake. Journal of Geotechnical Engineering (American Society of Civil Engineers), Vol. 100, N° 2 Febrero (1994), 331 - 347 pp.
124. **Yegian, M. K., Ghahraman, V. G. & Gazetas, G., 1994:** Seismological, Soil and Valley Effects in Kirovakan, 1988 Armenia Earthquake. Journal of Geotechnical Engineering (American Society of Civil Engineers), Vol. 100, N° 2 Febrero (1994), 349-365 pp.
125. **Zeng, Y. & Anderson, J., 1996:** A Composite Source Model for the 1994 Northridge Earthquake Using Genetic Algorithms. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 86, No 113 pp 571-583, February 1996.
126. **Hare, W. & Gardner, W. :** Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica (En: Hack, J. & Marisawa, M. (eds) Tectonic Geomorphology Symposio Series Binghamton, p. 76-106).