



EXP

D1-0116-2019

TOMO 3

PROYECTO

**NUEVO HOSPITAL DR. MAXIMILIANO
PERALTA JIMENEZ CARTAGO**

DESARROLLADOR

CAJA COSTARRICENSE DE SEGURO SOCIAL

UBICACIÓN

EL TEJAR, EL GUARCO, CARTAGO

Cartago, 18 de junio de 2019

D/Manera
11/21/19 0350



~~0350~~

Señores
SETENA



Estimados señores:

Nos permitimos presentar Personería Jurídica actualizada y certificada, para que se adjunte al expediente D1-0116-2019 Nuevo Hospital de Cartago, sita en Coris - Barrancas, Cantón del Guacaro.

Con toda consideración, se despide

Dra. Mariangella Mata G

Presidenta Asoc. pro Hospital Cartago

Telef: 88277534

correo: mariam276@yahoo.com

Consecutivo:

CL 02279254



SERVICIOS REGISTRALES



RN-06

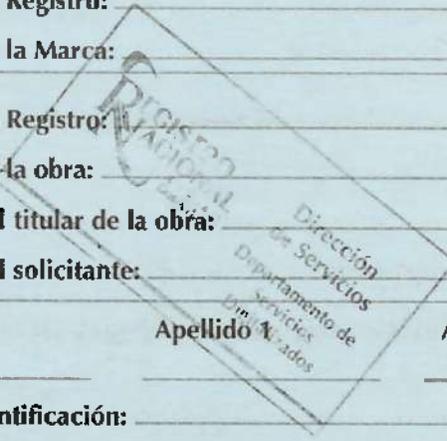
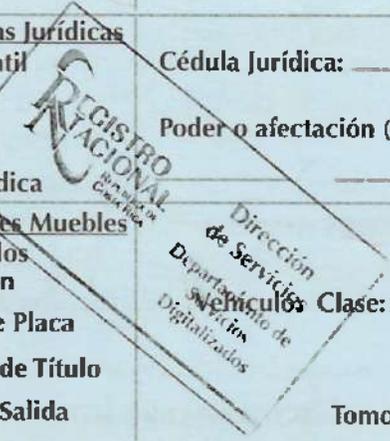
VALE:

3100.00

CERTIFICACIÓN O INFORME REGISTRAL

0351

<p>Registro Inmobiliario Propiedad</p> <p><input type="checkbox"/> Inmuebles</p> <p><input type="checkbox"/> Catastro</p>	<p>Finca: Provincia: _____ Matrícula: _____ Derecho: _____</p> <p>Plano: _____</p>
<p>Registro Personas Jurídicas Mercantil</p> <p><input checked="" type="checkbox"/> Personería</p> <p><input type="checkbox"/> Literalidad</p> <p><input type="checkbox"/> Cédula Jurídica</p>	<p>Cédula Jurídica: <u>3-002-565847</u></p> <p>Poder o afectación (citas): _____</p>
<p>Registro de Bienes Muebles Vehículos</p> <p><input type="checkbox"/> Certificación</p> <p><input type="checkbox"/> Depósito de Placa</p> <p><input type="checkbox"/> Reposición de Título</p> <p><input type="checkbox"/> Permiso de Salida</p> <p><input type="checkbox"/> Reposición de Placas</p> <p><input type="checkbox"/> Cambio de Sticker</p>	<p>Vehículos Clase: _____ Código: _____ Placa: _____</p> <p>Tomo: _____ Asiento: _____ Sec: _____</p>
<p><input type="checkbox"/> Propiedad Industrial Marcas Comerciales</p> <p><input type="checkbox"/> Marcas de Ganado</p>	<p>Número de expediente: _____</p> <p>Nombre del Titular: _____</p> <p>Número de Registro: _____</p> <p>Nombre de la Marca: _____</p>
<p><input type="checkbox"/> Derechos de Autor</p>	<p>Número de Registro: _____</p> <p>Nombre de la obra: _____</p> <p>Nombre del titular de la obra: _____</p> <p>Nombre del solicitante: _____</p>
<p><input type="checkbox"/> Certificación de Índice</p>	<p>Nombre _____ Apellido 1 _____ Apellido 2 _____</p> <p>Tipo de Identificación: _____</p> <p>Número de identificación: _____</p> <p>Especifique el Registro: _____</p>
<p><input type="checkbox"/> Copia de Documentos</p>	<p>Tomo: _____ Asiento: _____</p> <p>Especifique el Registro: _____</p>



4788960

FORMULARIOS STANDARD TEL. 2240-0643 FAX. 2240-9605 - No. 9212011 - 304.889 M 11/2018 DEL No. 4.734.526 AL No. 5.286.264

REPUBLICA DE COSTA RICA
REGISTRO NACIONAL
CERTIFICACION DE PERSONERIA JURIDICA
NUMERO DE CERTIFICACION: *-6241727-2019*-*
PERSONA JURIDICA: 3-002-565847

DATOS GENERALES

RAZON SOCIAL O DENOMINACION: ASOCIACION PRO - HOSPITAL EN CARTAGO
ESTADO ACTUAL: INSCRITA
DOCUMENTO ORIGEN: TOMO: 576 ASIENTO: 52376 **FECHA INSCRIPCION / TRASLADO:** 26/02/2009
FECHA DE PUBLICACION: 28/01/2009
DOMICILIO: CARTAGO-CARTAGO CARTAGO, BARRIO LOS ANGELES, URBANIZACION LAS BRISAS, CASA NUMERO VEINTICINCO - A
OBJETO/FINES (SINTESIS): ENTRE OTROS : OBTENER LA PARTICIPACION EFECTIVA DE LA COMUNIDAD PARA LA REALIZACION DE LOS FINES DE LA ASOCIACION.
PLAZO DE LA ENTIDAD JURIDICA: INICIO: 22/04/2008 **VENCIMIENTO:** *-* NO HAY *-*
PRORROGAS EN EL PLAZO DE LA ENTIDAD JURIDICA: INDEFINIDO

ADMINISTRACION

PLAZO DE DIRECTORES Y/O PRORROGAS: LOS MIEMBROS DE LA JUNTA DIRECTIVA Y FISCAL SERAN ELECTOS EN LA ASAMBLEA GENERAL ORDINARIA EN LA SEGUNDA QUINCENA DE ABRIL , ENTRARAN EN FUNCIONES EL PRIMERO DE MAYO DEL AÑO QUE CORRESPONDA, POR PERIODOS DE DOS AÑOS, ESTARA COMPUESTA POR SIETE MIEMBROS QUE SON PRESIDENTE, VICEPRESIDENTE, SECRETARIO, TESORERO, VOCAL UNO, VOCAL DOS Y VOCAL TRES, HABRA UNA FISCALIA, COMPUESTA POR DOS MIEMBROS, UN FISCAL PROPIETARIO Y UN FISCAL SUPLENTE, LOS CUALES ENTRARAN EN FUNCIONES A PARTIR DEL PRIMERO DE MAYO DEL AÑO QUE CORRESPONDA.

REPRESENTACION

EL PRESIDENTE SERA EL REPRESENTANTE JUDICIAL Y EXTRAJUDICIAL DE LA ASOCIACION , CON CARÁCTER DE APODERADO GENERALISIMO SIN LIMITE DE SUMA , SEGÚN LO ESTABLECIDO EN EL ARTICULO MIL DOSCIENTOS CINCUENTA Y TRES DEL CODIGO CIVIL. EL VICEPRESIDENTE SUSTITUIRA AL PRESIDENTE EN SUS AUSENCIAS TEMPORALES, CON IGUALES ATRIBUCIONES Y OBLIGACIONES .

NOMBRAMIENTOS

NOMBRAMIENTOS U OTROS CARGOS DE LA PERSONA JURIDICA

FECHA DE INSCRIPCION: 29/11/2018 **CARGO:** VICEPRESIDENTE
OCUPADO POR: MANUEL OCTAVIO MONGE MAROTO CEDULA DE IDENTIDAD 3-0205-0974
REPRESENTACION: REPRESENTACION JUDICIAL Y EXTRAJUDICIAL
VIGENCIA: INICIO: 01/05/2018 **VENCIMIENTO:** 30/04/2020

FECHA DE INSCRIPCION: 29/11/2018 **CARGO:** PRESIDENTE
OCUPADO POR: MARIA ANGELA MATA GUEVARA CEDULA DE IDENTIDAD 3-0217-0492
REPRESENTACION: REPRESENTACION JUDICIAL Y EXTRAJUDICIAL
VIGENCIA: INICIO: 01/05/2016 **VENCIMIENTO:** 30/04/2020

FIN DE LOS NOMBRAMIENTOS O CARGOS DE LA PERSONA JURIDICA

NO TIENE AGENTE RESIDENTE O NO APLICA PARA ESTE TIPO DE PERSONA JURIDICA

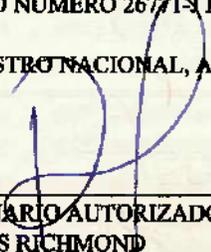
NO EXISTE INFORMACION DE AFECTACIONES SOBRE PERSONA JURIDICA

NO EXISTE INFORMACION DE MOVIMIENTOS PENDIENTES SOBRE LA PERSONA JURIDICA

NO EXISTE INFORMACION DE OBSERVACIONES SOBRE LA PERSONA JURIDICA

LA PRESENTE CERTIFICACION CONSTITUYE DOCUMENTO PUBLICO CONFORME LO ESTABLECE EL ARTICULO 71 DEL DECRETO EJECUTIVO NUMERO 26777-N DEL 18 DE MARZO DE 1998 Y EL ARTICULO 45.2 DEL CODIGO PROCESAL CIVIL.

- DADO EN EL REGISTRO NACIONAL, A LAS 10 HORAS 0 MINUTOS Y 12 SEGUNDOS, DEL 18 DE JUNIO DEL 2019 -



FIRMA DEL FUNCIONARIO AUTORIZADO.
MARIA ISABEL ROJAS RICHMOND

NULA SIN LOS TIMBRES DE LEY CANCELADOS EN SOLICITUD ADJUNTA Y SELLOS CORRESPONDIENTES.





0354
~~0351~~

Cartago, 21 de noviembre de 2019

Señores

Dirección Evaluación Ambiental
SETENA

Estimados señores:

Desde la Asociación Pro Hospital de Cartago, nos permitimos adjuntar al expediente D1-0116-2019 Nuevo Hospital de Cartago, los siguientes documentos para su respectiva valoración y estudio, por parte de su dirección, ya que les permitirá constatar nuestra preocupación por la ubicación en que se pretende construir el Hospital.

Especial mención al documento, Estudio de amenaza sísmica Nuevo hospital CCSS sitio Tejar... en su página 72 último párrafo.

Documentos que se presentan:

Mapa de Amenazas y Peligros naturales del Cantón El Guarco CNE

Estudio de amenaza sísmica Nuevo Hospital CCSS sitio Tejar. Provincia de Cartago, Costa Rica Insuma

Estudio Geológico, tectónico y geofísico Nuevo Hospital CCSS sitio Tejar Insuma

Impresión de presentación en powerpoint- Asociación Pro Hospital

Impresión de presentación en powerpoint : Posible falla activa y amenaza por ruptura de suelo en la finca del futuro hospital de Cartago MSc. Walter Montero

Estudio de Castro y de la Torre, Geotécnico y de mecánica de suelos, Nuevo Hospital de Cartago

Oficio de la Dirección Regional del Ministerio de Salud de Cartago

Dado que la CCSS no aportó los estudios realizados por Insuma, como Asociación pro Hospital lo hacemos, considerando la especial relevancia de los mismos.

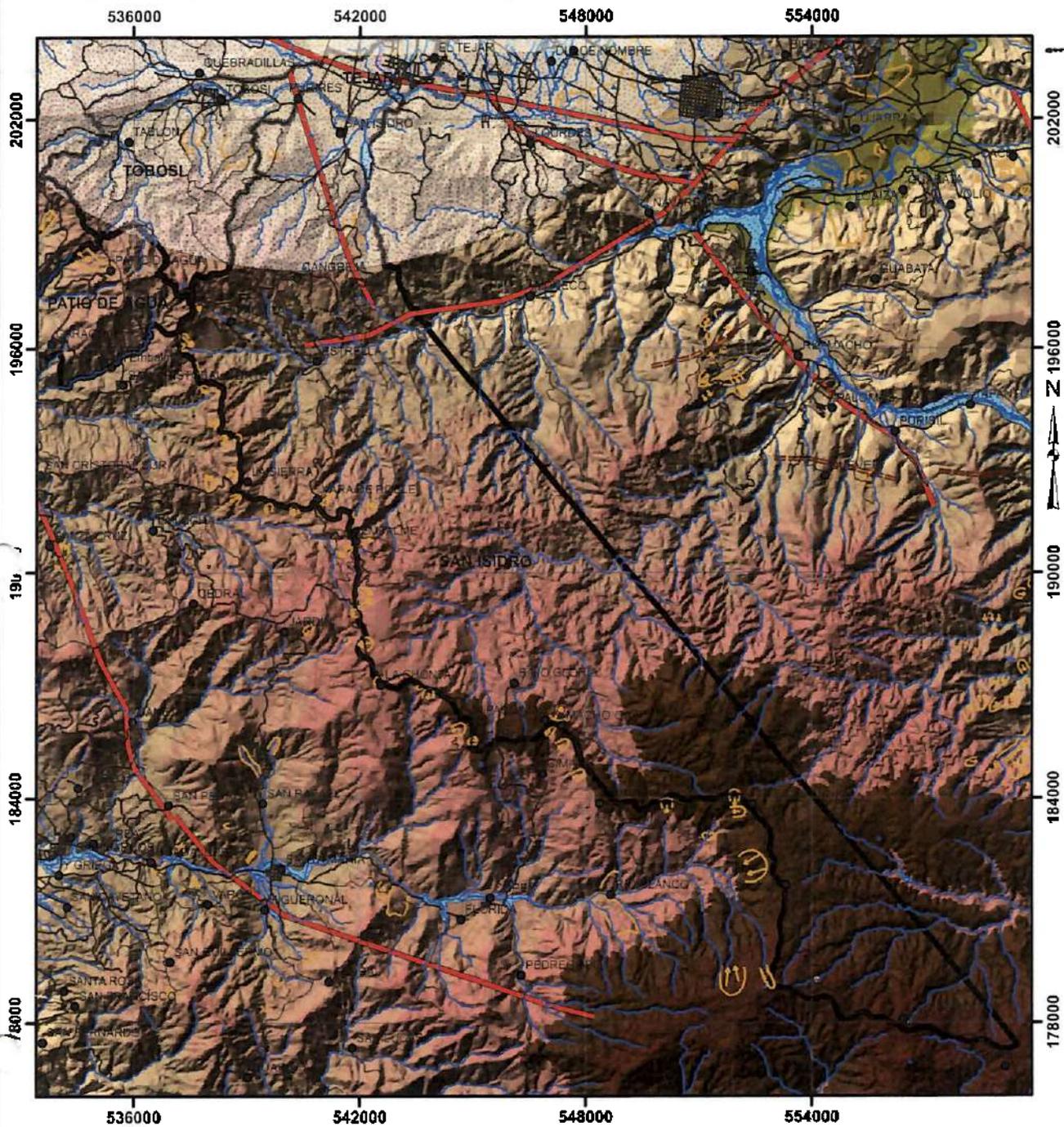
Atentamente


Dra. Mariangela Mata G
Presidenta
Asociación pro Hospital de Cartago
Ced jurídica 3-002575847

Mapa de Amenazas y Peligros Naturales del Cantón El Guarco

0355

0355



Simbología:

● Población	Elevación
— Alaván (Vedado trazo)	284 644 - 3200
— Radial	2488,869 - 2694 444
— Ríos y Quebradas	2132,333 - 2496,666
— Peligros	1777 778 - 2133,333
— Páramo Cusumayo	1422,222 - 1777 778
— Ocasionalmente	1066,667 - 1422,222
— Zona de corteza vieja granítica (Vedado trazo)	711 111 - 1066,667
— Fajas y Salares (Vedado trazo)	355 556 - 711 111
— Peligro tipo por caída de cenizas y lava fría (Vedado trazo)	0 - 355,556
— Áreas potencial a inundaciones	
— Carreteras	

Modelo de elevación El Guarco

Legenda:

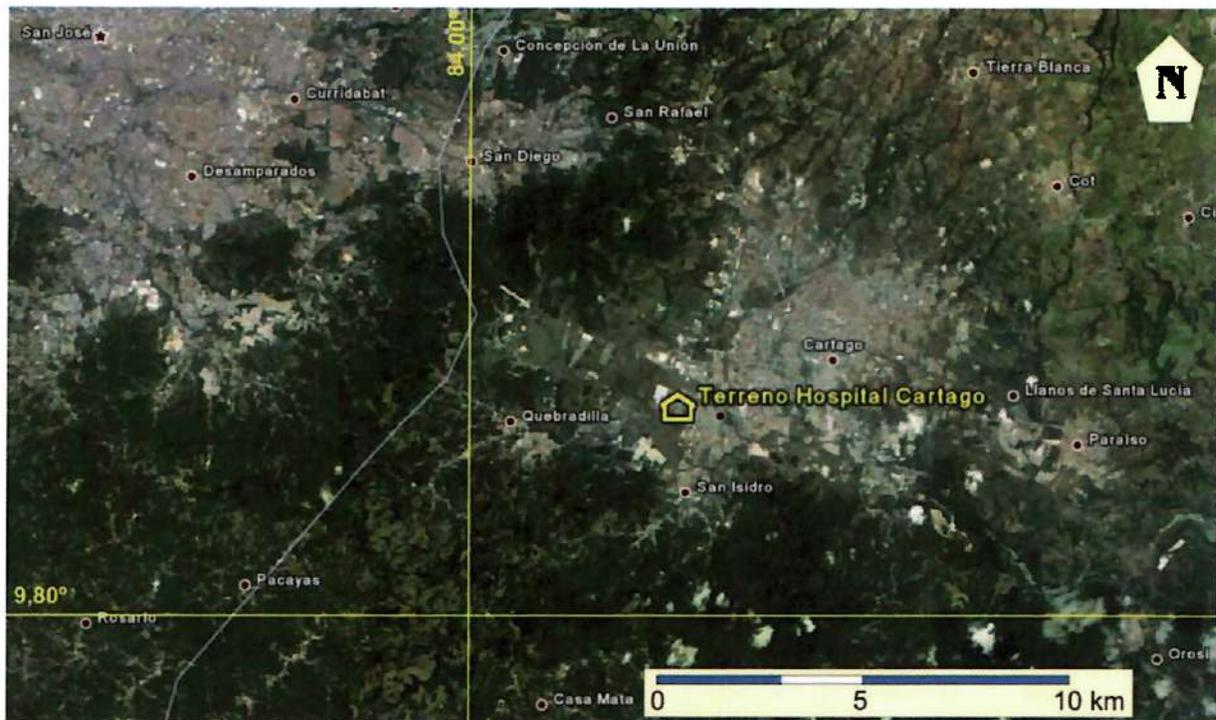
Fuente: Hojas Cartográficas (Tosón, Carrizosa, Tapantí, Uuelitas y Abra IGN, Escala 1:50 000)
 Sociedad de Mitigación del Riesgo Volcánico y Sísmico (OMIRYS) Trabajos de Investigación UCRUNA-OVSICORI, INCORPE, ICE y CNE, Pelayo Claryer, Walter Montano y Guillermo Alvarado, 2005.

Aclaración importante:

El presente mapa de amenazas y peligros naturales, es un producto preliminar no definitivo, elaborado por la CNE a escala 1:50 000. Como tal, este mapa representa una aproximación al inventario de amenazas y peligros naturales del territorio que cubre, según la información disponible a la que se ha tenido acceso. Debido a la escala del mapa, y a la falta de información base como actualización por medio de mapas geológicos y geomorfológicos detallados, el presente mapa tiene limitaciones de información particularmente para las áreas que en el mapa aparecen en "blanco". De igual manera, los elementos de amenazas indicados pueden requerir ajuste de ubicación en caso de ser trasladados a escalas menores.

En razón de lo anterior, este mapa debe de utilizarse como una orientación general de referencia sobre el tema y en ningún momento, debe aplicarse para desarrollo de mapas técnicos especializados relacionados a menor escala y conforme a los metodologías establecidas para identificación y cartografía de amenazas y peligros naturales. De igual manera, al mapa tampoco sustituye estudios técnicos locales realizados a escala detallada para la planificación y construcción de obras. Pese a esto, dichos mapas y estudios más detallados, están en la obligación de citar el presente mapa y explicar las posibles diferencias que puedan haber entre ambos productos, a fin de garantizar la integridad del análisis realizado.

ESTUDIO DE AMENAZA SÍSMICA NUEVO HOSPITAL CCSS SITIO TEJAR PROVINCIA DE CARTAGO, COSTA RICA



INSUMA S.A.
Ingenieros & Geólogos Consultores

Noviembre, 2013



San José, 14 de Noviembre de 2013
4963-13

Señor
Ing. Alexander Vega Romero
Proyectos de Infraestructura
Caja Costarricense del Seguro Social
Presente

Estimado ingeniero:

Presentamos el informe del Estudio de Amenaza Sísmica de sitio específico para el Nuevo Hospital de Cartago, ubicado en la localidad de El Tejar, provincia de Cartago.

El informe fue realizado por la Ing. María Laporte Pirie y el Geol. Gerardo Soto, de amplia experiencia en este tipo de investigaciones, ambos son profesionales asociados de INSUMA.

Esperamos que los resultados obtenidos sean de su satisfacción y quedamos a sus órdenes para cualquier consulta.

Atentamente,
INSUMA S.A.
Ingenieros & Geólogos Consultores

Ing. José A. Rodríguez Barquero

Ing. Gastón Laporte Molina, M.Sc.

Archivo

Índice

	Página
1. Resumen	4
2. Marco tectónico y evolución regional.....	10
2.1. Localización y marco tectónico regional de Costa Rica	10
2.2. Evolución regional	11
3. Tectónica y sismicidad local de Costa Rica	16
3.1. Tectónica	16
3.1.1 Proceso de Subducción entre las Placas del Coco y Caribe	17
3.1.2 Zona de Fractura de Panamá	22
3.1.3 Cinturón Deformado del Norte de Panamá	23
3.1.4 Cinturón Deformado del Sur de Panamá	25
3.1.5 Fallamiento cortical somero	25
3.2. Sismicidad	28
4. Características geológicas y sismo-tectónicas del área de estudio.....	34
4.1. Entorno geológico y tectónico del área de estudio.....	34
4.1.1 Sedimentitas del Neógeno	35
4.1.2 Volcanitas de Formación La Cruz (Grupo Aguacate, Neógeno)	36
4.1.3 Volcanitas del Macizo del Irazú (Cuaternario)	36
4.1.4 Depósitos fluvio-lacustres, aluviones y lahares (Cuaternario)	38
4.1.5 Geología estructural	38
4.2. Sismicidad del área de estudio	41
5. Metodologías para la evaluación de la amenaza sísmica	51
5.1 Definiciones, alcances y limitantes	51
5.2. Pasos de la metodología probabilística de amenaza sísmica	53
5.2.1 Identificación y delimitación de las fuentes sísmicas	53
5.2.2 Determinación de la actividad en cada una de las fuentes	53
5.2.3 Establecimiento de una relación de atenuación	54
5.2.4 Integración de los efectos experimentados en el sitio, producto de los eventos sísmicos en las fuentes	54
6. Evaluación probabilística de la amenaza sísmica	55
6.1. Identificación y delimitación de las fuentes sísmicas	55
6.1.1 Fuentes sísmicas asociados con el proceso de subducción	55
6.1.2 Fuentes sísmicas someras	57
6.2. Actividad de las fuentes sísmicas	76
6.3. Relaciones de atenuación	81
6.4. Integración de la amenaza sísmica.....	87
7. Análisis de resultados	90
7.1. Aceleración pico vs. probabilidad de excedencia	94
7.2. Espectros de pseudo-aceleración	96
8. Conclusiones	107
9. Referencias	109

Índice de figuras

		Página
1	Distribución de las placas tectónicas en América Central, sus movimientos relativos y las estructuras tectónicas más importantes (Tomado de Lücke, 2012)	10
2	2a-h: Evolución tectónica de la región centroamericana y caribe según Mann et al. (2007).	12-13
3	Posición de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) en el presente, según Hoernle et al. (2004).	14
4	Reconstrucción del límite Coco-Nazca. a) Según Lonsdale & Klitgord (1978): salto del límite al este. B) Según McIntosh et al. (1993): salto al oeste. Tomado de Mann et al. (2007).	15
5	Detalle de la subducción de la Dorsal del Coco bajo Costa Rica sureste (A), con las edades de la corteza oceánica de la Placa del Coco que se subduce o se subducirá, y la estructura de corteza engrosada de la Dorsal del Coco (Cocos Ridge: B), en un perfil que se muestra en (A). Tomado de LaFemina et al. (2009).	15
6	Mapa tectónico de Costa Rica. Las fallas en color rojo son las más importantes y que han tenido actividad sísmica neotectónica (tomadas de Denyer et al., 2003). Se muestra el sitio Tejar para el nuevo hospital CCSS de Cartago.	16
7	Mapa geológico simplificado del norte de Costa Rica (con base en Denyer & Alvarado, 2007 y Vogel et al., 2004) y las curvas de profundidad del techo de la placa subducida (en km) con base en la integración de varios trabajos. Tomado de Linkimer et al. (2010).	19
8	Sección vertical de la placa subducida (abajo) y su ubicación en el mapa del norte de Costa Rica (arriba). Tomado de Linkimer et al. (2010).	19
9	Perfiles esquemáticos transversales a la fosa mostrando la zona de subducción (Tomado de Arroyo et al., 2013).	21
10	La subducción de los montes submarinos de la Dorsal del Coco en la Fosa Mesoamericana en el sur de Costa Rica (Tomado de von Huene et al., 2004).	22
11	Mecanismos focales típicos de la zona de Fractura de Panamá y tensores de esfuerzos calculados (Tomado de López, 1999).	23
12	Marco neotectónico del sur de América Central, mostrando los límites de la Microplaca de Panamá. (tomado de Montero, 2001)	24
13	Fallas neotectónicas que definen el CDCCR (tomado de Montero, 2001).	27
14	Orientaciones regionales de los ejes P para profundidades de 0 a 50 km en diferentes áreas de América Central usando diagramas triangulares y de rosas (tomado de Gündel & Protti, 1998)	29
15	Localización de los sismos en Costa Rica con magnitud momento $MW \geq 5$ para todas las profundidades, a partir del siglo XVII.	32
16	Localización de los eventos sísmicos con magnitudes $MW \geq 4$ para sismos con profundidades de 0 a 25 km (A) y mayores de 25 km (B).	33
17	Ubicación del terreno del nuevo hospital de Cartago en Tejar.	34
18	Mapa geológico en los alrededores del sitio del nuevo hospital de Cartago, sitio Tejar. Cartografía con base en curvas de Terra 1:25 000. Mapa reinterpretado para este trabajo (ver detalles en informe geológico).	37
19	Arriba, mapa con la ubicación de pozos en los alrededores del sitio del terreno para el nuevo hospital de Cartago, sitio Tejar. Abajo, el perfil interpretativo con la geología y tectónica a partir del mapa de la Figura 18. Reinterpretado para este trabajo (ver detalles en informe geológico).	39
20	Vista desde el oeste del Valle de Coris y al fondo El Tejar. Abajo se muestran las proyecciones de las trazas de fallas del Sistema de fallas Aguacaliente, según las interpretaciones del trabajo geológico y tectónico.	41
21	Mapa tectónico de la parte centro y noroeste de Costa Rica con la ubicación de los sismos de magnitud $MW \geq 6.0$ desde 1800: locales o someros (0-25 km) como círculos rellenos; profundos (> 25 km) como círculos sin relleno.	42
22	Episcentros de los sismos de 1910 (13 de abril, izquierda y 4 de mayo, derecha) a lo largo de la Falla Aguacaliente (FAC). La reinterpretación del epicentro del de abril se da en la estrella, más cerca de San José que lo pensado. Tomado de Montero (2010). Las otras fallas mostradas son FLA, Lara; FCI, Cipreses, FNA, Navarro, FDU, Duán, FOR, Orosí, y se dibuja en trazos parte de la Falla Ochomogo.	46
23	Mapa de intensidades del sismo del 22 de diciembre de 1990 o sismo de Piedras Negras. Tomado de Rojas & Barquero (1991).	49
24	Mapa de intensidades del terremoto de Cinchona a nivel nacional y a nivel local en el	50

	recuadro inferior. Tomado de Montero et al. (2009).	
25	Pasos para determinar la amenaza sísmica para un proyecto con la metodología probabilística (tomado de Reiter, 1990).	53
26	Fuentes sísmicas de subducción.	56
27	Fuentes sísmicas regionales someras.	58
28	Fuentes corticales locales someras.	59
29	Fuentes de subducción y sismicidad profunda (> 25 km) utilizada para calcular los parámetros sísmicos de las fuentes de subducción	76
30	Parámetros a, anor y b de las fuentes sísmicas profundas de subducción	77
31	Sismicidad somera (< 25 km) utilizada para calcular los parámetros sísmicos de fuentes someras	78
32	Parámetros a, anor y b de las fuentes sísmicas regionales someras	79
33	Fuentes locales y sismicidad somera (< 25 km) utilizada para calcular los parámetros sísmicos de fuentes locales someras	80
34	Parámetros a, anor y b de las fuentes sísmicas locales	81
35	Relación de Atenuación de (A) Dahle et al., 1995, (B) Abrahamson y Silva, 2008 (C) Boore y Atkinson 2008, (D) Chiou y Youngs, 2008, (E) Youngs et al., 1997, y (F) Zhao et al, 2005	84-87
36	Árbol de lógica para la integración de los resultados de la amenaza sísmica	89
37	A: Resultados de los 45 casos analizados de Actividad 1 para el sitio Tejar. B: Resultados de los 45 casos analizados de Actividad 2 para el sitio Tejar.	91
38	Resultados de los 45 casos analizados para el sitio hospital Tejar, agrupados por fórmula de atenuación para las fuentes de subducción y Actividad: Actividad 1(A- Dahle 95, B- Young 97 y -C- Zhao 05) y Actividad 2 (D- Dahle 95 , E- Young 97 y F- Zhao 05)	92-93
39	Resultados del estudio de amenaza sísmica para el sitio Tejar hospital CCSS Cartago.	94
40	A, B, C y D: Espectros elástico e inelásticos para amortiguamiento del 5%, sitio hospital Tejar, T = 500 años, con efecto de "falla cercana", ductilidades de 1.5, 2, 3, 4 y 6, y condiciones de sitio S1, S2, S3 y S4	99-100
41	A, B, C y D: Espectros elástico e inelásticos para amortiguamiento del 5%, sitio hospital Tejar, estructuras críticas (espectroT = 500 años multiplicado por 1.25), con efecto de "falla cercana", ductilidades de 1.5, 2, 3, 4 y 6, y condiciones de sitio S1, S2, S3 y S4	103-104

Índice de tablas

Página

1	Sismos de subducción y locales ($MW \geq 6.0$) más importantes y sus principales características, en los alrededores del sitio Tejar para el hospital CCSS Cartago	43-45
2	Características de las fuentes sísmicas asociadas con el proceso de subducción.	55
3	Características de las fuentes sísmicas corticales someras	58
4	Características de las fuentes sísmicas locales someras	60
5	Profundidades de las áreas sísmicas	61
6	Resultados de amenaza sísmica en roca para el sitio Tejar para el hospital CCSS Cartago	95
7	A, y B: Espectros elástico e inelásticos para amortiguamiento del 5%, sitio hospital Tejar, T = 500 años, con efecto de "falla cercana", ductilidades de 1.5, 2, 3, 4 y 6, y condiciones de sitio S1, S2, S3 y S4	101-102
8	A y B: Espectros elástico e inelásticos para amortiguamiento del 5%, sitio hospital Tejar, estructuras críticas (espectroT = 500 años multiplicado por 1.25), con efecto de "falla cercana", ductilidades de 1.5, 2, 3, 4 y 6, y condiciones de sitio S1, S2, S3 y S4	105-106

1. RESUMEN

El sitio Tejar para el nuevo hospital de la CCSS de Cartago, se localiza en las coordenadas 9.84276° N y 83.95460° W (en la hoja cartográfica Istarú del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:50 000) a 4 km al suroeste del centro de la ciudad de Cartago (Figura 17). De acuerdo con la clasificación morfotectónica de Cosa Rica, el sitio se ubica en las Cuencas Intraarco, Valle Central Oriental. La geología del sitio está compuesta por sedimentitas someras del Neógeno (formaciones Peña Negra, San Miguel y Coris), y volcanitas varias del Neógeno-Cuaternario de la Formación La Cruz y del edificio volcánico del Irazú, así como por sedimentos inconsolidados cuaternarios que rellenan decamétricamente las cuencas de los valles de Coris y El Guarco.

Este informe describe el estudio de amenaza sísmica llevado a cabo para este sitio. Se utilizó el enfoque probabilístico para la evaluación de la amenaza sísmica que consta de cuatro etapas: definición de las fuentes, evaluación de los parámetros sísmicos de las fuentes, escogencia de una (o varias) relaciones de atenuación y finalmente integración de todas las fuentes actuando en conjunto sobre el sitio, cada una definida por su respectiva actividad sísmica. Esta integración brinda como resultado una descripción del futuro movimiento del terreno para el sitio: la correlación entre la aceleración pico y su probabilidad de excedencia. Con base en los resultados, se generaron los espectros elásticos y los inelásticos de diseño siguiendo el mismo procedimiento que se utilizó en el Código Sísmico de Costa Rica vigente (CSCR 2010), tomando en cuenta que el hospital clasificará como una "estructura esencial". Adicionalmente se consideró en la construcción de los espectros el "efecto de falla cercana" por la presencia de la falla Aguacaliente, que se ubica a menos de 0.5 km del sitio.

Se realizó un estudio sismo-tectónico para todo el país, pero en especial para la región central del país. Costa Rica está ubicada sobre la Placa Caribe, en su extremo suroeste, cerca del margen tectónico de subducción (Figura 1). La placa del Coco, al oeste de la Caribe, se subduce bajo esta segunda placa, formando una fosa oceánica como expresión cortical superficial de este proceso. La Fosa Mesoamericana corre con rumbo noroeste – sureste, paralela a la costa pacífica, desde el Golfo de Tehuantepec hasta la parte central de Costa Rica. Frente al sur de Costa Rica, cerca un punto triple de coincidencia de las placas Caribe, Coco y Nazca, en la Zona de Fractura de Panamá, el proceso de subducción se indefinice y no se registran sismos profundos.

Los cambios en la profundidad de los sismos de subducción entre Nicaragua y el centro de Costa Rica (de una fosa profunda a una más somera) se debe la diferencia de edades entre la placa del Coco, que existe al NNW y al SSE de la Contorsión de Quesada. Hacia el norte la litosfera del Coco fue generada en la Dorsal del Pacífico Este, y hacia el sur en la Dorsal de Galápagos (Figura 5). La parte norte es mucho más antigua, unos 5 a 10 Ma de diferencia y podría ser aún mayor (Protti et al., 1995). Con base en la actualizaciones sismológicas de Linkimer et al. (2010), es posible observar con mucho mejor detalle la profundidad de la zona de Wadati-Benioff (Figura 7). La litosfera más vieja es más estable y puede sobrellevar el proceso de subducción a mayores profundidades. La sismicidad más profunda, refleja el cambio entre el

comportamiento frágil de la litosfera más somera y el dúctil de la que se vuelve a fundir al calor de las profundidades. En la litosfera más joven la diferencia entre estos comportamientos no es significativa y la sismicidad es menor o no se da del todo a mayores profundidades.

La sismicidad relacionada con el proceso de subducción cerca de la Cordillera del Coco, es mucho menos activa que en partes más alejadas. Esta secuencia de montes submarinos interrumpe el proceso de subducción, debido principalmente a que es una zona de densidad baja y boyante (como se mencionó la sismicidad profunda e intermedia hacia el este del Paralelo 84° es casi inexistente). Pero según Protti et al. (1995), es más importante el contraste de edades que se acentúa hacia el este (bajo la Península de Osa, Costa Rica), donde la litosfera es aún más joven. Por ser tan joven, la litosfera no ha llegado a enfriarse para desarrollar una deformación elástica. En esa zona del proceso de subducción, la litosfera del Coco se puede más bien adherir bajo la placa Caribe, continuando casi horizontalmente en las raíces plutónicas de la Cordillera de Talamanca.

Los estudios de Montero (2001) de sismicidad y sismotectónica lo llevaron a definir el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR). Este cinturón lo plantea como un sistema difuso y ancho entre la Placa Caribe y la Microplaca de Panamá, que atraviesa la región central de Costa Rica, desde la Fosa Mesoamericana (margen pacífico) hasta el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP, margen caribe). Montero (2001) observa que en el antearco pacífico central, el sistema de fallas posee un desplazamiento sinistral, dextral y normal. En el arco interno, las fallas más hacia el norte son inversas con rumbo WNW, pero las de la parte central son predominantemente de desplazamiento de rumbo dextrales con rumbo NW y sinistral con rumbo ENE y NE. En la región trasarco, el sistema de fallas del CDCCR se une con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, que incluye un sistema inverso y otro de desplazamiento de rumbo dextral, ambos de rumbo NW.

El Valle Central Oriental, particularmente complejo en tectónica, está rodeado por una serie de fallas importantes, de las cuales la Aguacaliente, la Navarro y la Ochomogo son las más importantes rodeando Cartago. Otras trascendentes son Cangreja, Lara y Orosi, aunque más en la periferia del sitio. El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica tiene su manifestación acá en un sistema transpresivo sinistral entre la Falla Ochomogo y el Sistema de Falla Aguacaliente. Este último se compone de varias escamas que transcurren a lo largo de los valles de Coris y El Guarco, y cuya actividad ha participado en su construcción. Las fallas tienen una serie de manifestaciones geomorfológicas reconocibles en fotos aéreas y en mapas de elevación digital, fuentes termales cercanas a las trazas de falla, así como en la correlación geológica, la geología de pozos y anomalías geofísicas del subsuelo.

La falla más cercana e importante para el sitio del hospital nuevo de Cartago es la Falla Aguacaliente. En realidad, esta falla debe ser tratada como el Sistema de Falla Aguacaliente, porque no implica una traza única, sino una serie de fallas asociadas. La falla ha sido estudiada a lo largo de muchos años, en particular desde que Montero & Miyamura (1981) le asociaron el Terremoto de Cartago de 1910. Desde ese momento al presente, numerosos estudios la han abordado, tanto en análisis geológicos como estructurales y tectónicos locales a regionales. Las evidencias de las diferentes escamas del Sistema de Falla Aguacaliente que cortan los valles

de Coris y El Guarco, al afectar sedimentos inconsolidados y suaves, en particular limo-arcillosos a arenosos, dejan trazas que no pueden ser seguidas con facilidad, de modo que las trazas dibujadas son aproximadas, siguiendo los indicadores morfoestructurales considerados, como escarpes, contraescarpes, ríos desplazados, cauces afectados y lomas de presión (mapa geológico de la Figura 18). Las escamas o trazas estudiadas hasta el momento, no presentan evidencias directas inequívocas de ruptura superficial. Es muy probable que en el futuro nuevas escamas de la Falla Aguacaliente se detecten, en especial desde el valle de Coris hasta Paraíso. También hay una probabilidad que estas escamas se puedan detectar hasta la falla Ochomogo, caso en que toda la ciudad de Cartago y zonas aledañas estarían afectadas de una manera similar.

El Sistema de Falla Aguacaliente tiene un movimiento transcurrente sinistral y su traza tiene una componente normal en el sector del Valle de Coris y el occidental del Valle de El Guarco. Varias evidencias neotectónicas se aportan en este estudio de la actividad de esta falla. Una de las trazas principales de falla ha sido ubicada con base en las evidencias indicadas supra y su expresión superficial pasa a aproximadamente 500 m del extremo norte del sitio estudiado. Esta falla ha sido asociada al terremoto de Cartago del 4 de mayo de 1910 y quizás al del 2 de setiembre de 1841, de magnitudes de 6.4 y 6.3.

Con base en este modelo tectónico se identificaron y delimitaron las fuentes sísmicas que pueden afectar en el futuro al sitio. Las fuentes sísmicas que se determinaron para la integración de la amenaza sísmica se pueden subdividir en tres categorías: las de subducción, las regionales someras y las locales. Las primeras incluyen los sismos de la Trinchera Mesoamericana y los sismos más profundos de la margen continental. Las fuentes restantes representan la sismicidad somera, la segunda categoría cubren la margen continental de Costa Rica y la tercera se enfoca en los accidentes sísmicos más cercanos al sitio. Respectivamente, las fuentes de subducción, las regionales someras y las locales se pueden observar en las Figuras 26, 27 y 28.

Una vez que se determinaron las fuentes sísmicas, se calcularon sus parámetros sísmicos requeridos para integrar los efectos adversos que estas puedan tener sobre el sitio. Estos parámetros se requieren para definir los modelos estocásticos para la ocurrencia en el tiempo de los sismos, y estadísticos para la distribución de magnitudes. El modelo de ocurrencia utilizado es el de Poisson, por lo que hay que evaluar la tasa de ocurrencia de sismos en el tiempo en cada una de las fuentes. El modelo de recurrencia de magnitud es el propuesto por Richter, $\log N_m = a - b \times m$. Los parámetros 'a' y 'b' y la tasa de ocurrencia se evaluaron utilizando un catálogo compilado especialmente para este estudio, basándose en el Catálogo Sísmico para América Central actualizado al 30 de septiembre del 2013, usando los boletines de la Red Sísmológica Nacional de Costa Rica (RSN) y el de *International Seismic Center* del Reino Unido (ISC), que compila las magnitudes y localizaciones para eventos reportados por otras agencias internacionales. En el catálogo se realizaron ejercicios estadísticos para evaluar la homogeneidad y completitud para las diferentes zonas para diferentes ventanas de tiempo. Se generaron relaciones empíricas para la conversión de las diferentes magnitudes. Todos los eventos han sido recalculados para ser expresados en

magnitud momento (M_w). La base de datos actual para la zona centroamericana incluye 80 972 sismos localizados entre las coordenadas de latitud 7.5°-12.0° N y longitud 82.0°-87.0° W. De ellos, 55 009 son de profundidades menores a 25 km y 25 963 son de profundidades mayores a 25 km hasta 250 km.

Los parámetros de recurrencia para las fuentes de subducción, las fuentes regionales someras y locales someras se muestran respectivamente en las Tablas 2, 3, y 4, así como en las Figuras 30, 32 y 34. Otros parámetros requeridos en la integración de la amenaza sísmica se muestran en estas tres tablas y en la Tabla 5.

En este estudio se seleccionaron y aplicaron fórmulas de atenuación tanto para las fuentes corticales y como las de subducción. Las fórmulas de atenuación utilizadas para las fuentes corticales fueron las de Dahle et al. 1995 (DAHLE95), Boore, y Atkinson 2008 - (BO+AT08), Abrahamson y Silva 2008 - (AB+SI08), Chiou y Youngs 2008 - (CH+YO08) y Zhao et al. 2005 (ZHAO05). Para las fuentes de subducción se utilizaron las fórmulas de Dahle et al. 1995 (DAHLE95), Youngs et al 1997 (YOUN97) y Zhao et al. 2005 (ZHAO05). Se consideró que el conjunto de estas seis fórmulas proporcionaba un buen balance entre condiciones tectónicas de fallamiento somero y de subducción que a su vez también incluyen sismos someros de empuje y sismos profundos intraplaca. A la hora de integrar la amenaza sísmica, se consideraron 15 diferentes casos de atenuación al aplicar 5 fórmulas para las fuentes corticales someras y 3 para las de subducción. Todas las fórmulas se utilizaron para el caso en que las condiciones geotécnicas de sitio sean compatibles con roca (S_1 de acuerdo al CSCR 2010).

La fórmulas de BO+AT, AB+SI08 y CH+YO08 forman parte del proyecto NGA para sismos corticales y están basadas en extensas base de datos someros a nivel mundial. La fórmula de Youngs et al. se basa en registros de subducción a nivel mundial y la de Dahle et al. 1995 se basa en la base de datos centroamericanos e incluye registros de sismos de subducción y sismos corticales. La fórmula de Zhao tiene la opción de modelar tanto las diferentes opciones de ruptura cortical como los diferentes regímenes observados en el proceso de subducción y se basa en la más extensa de las bases de datos (con respecto a los modelos de atenuación considerados), principalmente de registros japoneses.

La fórmula de Dahle 1995 fue generada para el área centroamericana por un proyecto de investigación noruego-costarricense. Este proyecto, auspiciado por el gobierno noruego y llevado a cabo durante la década de 1990, tuvo varias componentes, donde se analizaron y ordenaron datos sísmicos y de movimientos fuertes del terreno. Recolectaron, digitalizaron y ordenaron la mayoría de los registros de movimientos fuertes del terreno obtenidos en Centroamérica. Se desarrollaron fórmulas de atenuación espectrales, de las cuales se deriva una para aceleración pico. Para desarrollar esta fórmula de atenuación se utilizaron un total de 280 registros: 157 costarricenses, 61 de Nicaragua y El Salvador, y se complementaron con 62 registros de la red de Guerrero, México, para sismos de magnitudes entre 7 y 8, que son muy escasos en el banco de datos centroamericano.

Se utilizó el programa EZFRISK (McGuire, 1995) para evaluar la probabilidad de excedencia de la aceleración pico para el sitio Tejar del futuro hospital Cartago de la CCSS. Las

coordenadas de integración de la amenaza sísmica son 9.84276° N y 83.95460° W. Para evaluar la amenaza sísmica de cada sitio, se corrieron 90 casos de diferentes parámetros de entrada, se observó la variabilidad de los resultados y se evaluó la desviación estándar de los casos. Se integraron los 90 diferentes casos mediante un árbol de lógica en un resultado final.

Los 90 escenarios aquí contemplados se generaron tomando en cuenta diferentes opciones para: tres profundidades para cada una de las fuentes (la profundidad media, la media menos la mitad de una desviación estándar y la media más la mitad de una desviación estándar, Tabla 5), quince escenarios para las fórmulas de atenuación (apartado 6.3- cinco para las corticales y tres para las de subducción) y dos maneras de evaluar la recurrencia de las fuentes locales (Apartado 6.2, "Actividad 1" y "Actividad2"): $90 = 3 \times 5 \times 3 \times 2$. Estos tres parámetros de entrada generan importantes diferencias en los resultados de la evaluación de la amenaza sísmica, en especial los diferentes modelos de atenuación. Por esta razón se utilizaron diferentes valores probables de estos parámetros de entrada, para examinar la variabilidad de los resultados. Cada uno de los 90 casos tiene 'ramas' que significan los distintos valores que pueden tomar tres de los parámetros de entrada. Los 90 casos se integraron en un solo resultado como un promedio ponderado contemplando el 'peso' de cada uno de los casos en un árbol de lógica (Figura 36). La ponderación de cada caso es el producto de los pesos que se le dan a las 'ramas' que componen cada caso. En los casos que se contemplaron, se tomó una posición conservadora en cuanto a la delimitación de las fuentes, sus profundidades y actividades.

Los resultados se presentan en forma gráfica en las Figuras 37-39 como probabilidades anuales de que cierto nivel de aceleración sea excedido. En la Figura 37 se muestran los resultados del sitio, agrupados por "actividad de fuentes locales"; la Figura 37 A corresponde a la Actividad 1 y la Figura 37 B a la Actividad 2. En las Figuras 38 A – 38 F se muestran los 90 casos del sitio agrupados por "Actividad de fuentes locales", y por fórmula de atenuación aplicada a las fuentes de subducción: en la Figura 38 A se muestran los casos de "Actividad 1" para la fórmula de DAHLE95, en la Figura 38 B se muestran los casos de "Actividad 1" para la fórmula de YOUN97, en la Figura 38 C se muestran los casos de "Actividad 1" para la fórmula de ZHAO05, en la Figura 38 D se muestran los casos de "Actividad 2" para la fórmula de DAHLE95, en la Figura 38 E se muestran los casos de "Actividad 2" para la fórmula de YOUN97, y en la Figura 38 F se muestran los casos de "Actividad 2" para la fórmula de ZHAO05.

En la Figura 39 se muestran los resultados finales del sitio Tejar, integrando los 90 casos contemplados, mediante el procedimiento de árbol de lógica. Los resultados están flanqueados por una desviación estándar de los resultados de los casos analizados. Los resultados finales también se presentan tabulados en la Tabla 6, mostrando para los valores de aceleración pico, sus respectivas probabilidades de excedencia para diversos lapsos (50, 75, 100 y 150 años) que pueden representar la vida útil de las estructuras. El período de retorno de la aceleración pico, que es igual al inverso de la probabilidad anual de excedencia, también se muestra.

El ingeniero realizará el análisis de diseño sísmo-resistente para el nivel de la sollicitación de diseño escogida, durante la vida útil de la estructura. Este análisis de diseño cubrirá las sollicitaciones que sean iguales o menores al valor escogido. Hay que tener en cuenta que las sollicitaciones mayores del correspondiente valor escogido no estarán cubiertas, y son las que representan riesgo. Las consideraciones del diseñador de costos mayores para riesgos menores tienen que llegar a un balance aceptable.

El Código Sísmico de Costa Rica (CSCR 2010) se apegó a las conclusiones del ATC 34 (1995) que mostraban que mayoría de los códigos de construcción recomendaban que la sollicitación sísmica de diseño se escogiera con un período de retorno de $T = 500$ años, para el diseño de las estructuras "normales" (10% probabilidad de excedencia en 50 años). Para la sollicitación del diseño del futuro hospital de Cartago, se recomienda aplicar un factor de importancia en el rango 1.25 (CSCR 2010) – 1.5 (ASCE/SEI 7-10) a la sollicitación de las estructuras "normales" (período de retorno de $T = 500$ años). El valor de aceleración pico en roca para un período de 500 años es de 0.439 g, y corresponde a una aceleración pico efectiva de 0.351 g.

Debido a que el sitio se ubica a menos de 0.5 km de la falla activa Aguacaliente, se debe contemplar el efecto de falla cercana para la construcción de los espectros. Con base en el valor de aceleración pico efectiva en roca (que pasa de 0.351 g a 0.422 g con efecto de falla cercana) se generaron los espectros de respuesta, utilizando los mismos procedimientos del Código Sísmico de Costa Rica vigente (CSCR 2010) y aplicando los factores de Huang et al (2008) para condición de "peor caso de directividad". Las formas espectrales son función de los coeficientes de período corto y largo (C_a y C_v , Dobry 2000), de acuerdo a los cuatro tipos de sitio, S_1 , S_2 , S_3 , y S_4 . Los espectros inelásticos de diseño se elaboraron al aplicar para estas formas elásticas espectrales, los factores de reducción de Riddell & Newmark (1979) para un amortiguamiento β del 5% y ductilidades de 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 y 6.0 (tal como lo hace el CSCR 2010). Los espectros de diseño para el sitio del futuro hospital CCSS de Cartago, sitio Tejar, para el período de retorno de 500 años, y con efecto de falla cercana, se muestran en la Tabla 7 y las Figuras 40 A - D, respectivamente para los tipos de sitio geotécnico S_1 , S_2 , S_3 , y S_4 . En la Tabla 8 y las Figuras 41 A – D se muestran estos espectros para estructuras "críticas", como clasifica el hospital de Cartago. Se aplicó un factor de 1.25 como lo recomienda el CSCR 2010, pero podría ser elevado a 1.5 de acuerdo al ASCE/SEI 7-10.

De acuerdo con la evidencia sísmica y tectónica, y la posibilidad de modelar la geometría y actividad de la fuente Aguacaliente, para cualquier sitio dentro del Valle de El Guarco, el valor de la amenaza sísmica va a ser muy similar a la del sitio estudiado en Tejar, sin importar si se ha ubicado o no una escama o la traza principal de la Falla Aguacaliente.

2. MARCO TECTÓNICO Y EVOLUCIÓN REGIONAL

2.1. LOCALIZACIÓN Y MARCO TECTÓNICO REGIONAL

La sismicidad de América Central está regida por la interacción de las placas Caribe y Coco, que son relativamente pequeñas, y la microplaca de Panamá, rodeadas a su vez, por las placas Pacífica, Nazca, Sudamericana y Norteamericana, todas de considerable mayor extensión. Los bordes entre las placas de la región centroamericana fueron delimitados, y sus modos de fallamiento descritos por primera vez por Molnar & Sykes (1969), con base en sismicidad registrada instrumentalmente. En la Figura 1 se muestra la distribución de las placas tectónicas, los movimientos relativos entre las placas y las estructuras tectónicas principales, con base en una actualización de Lücke (2012).

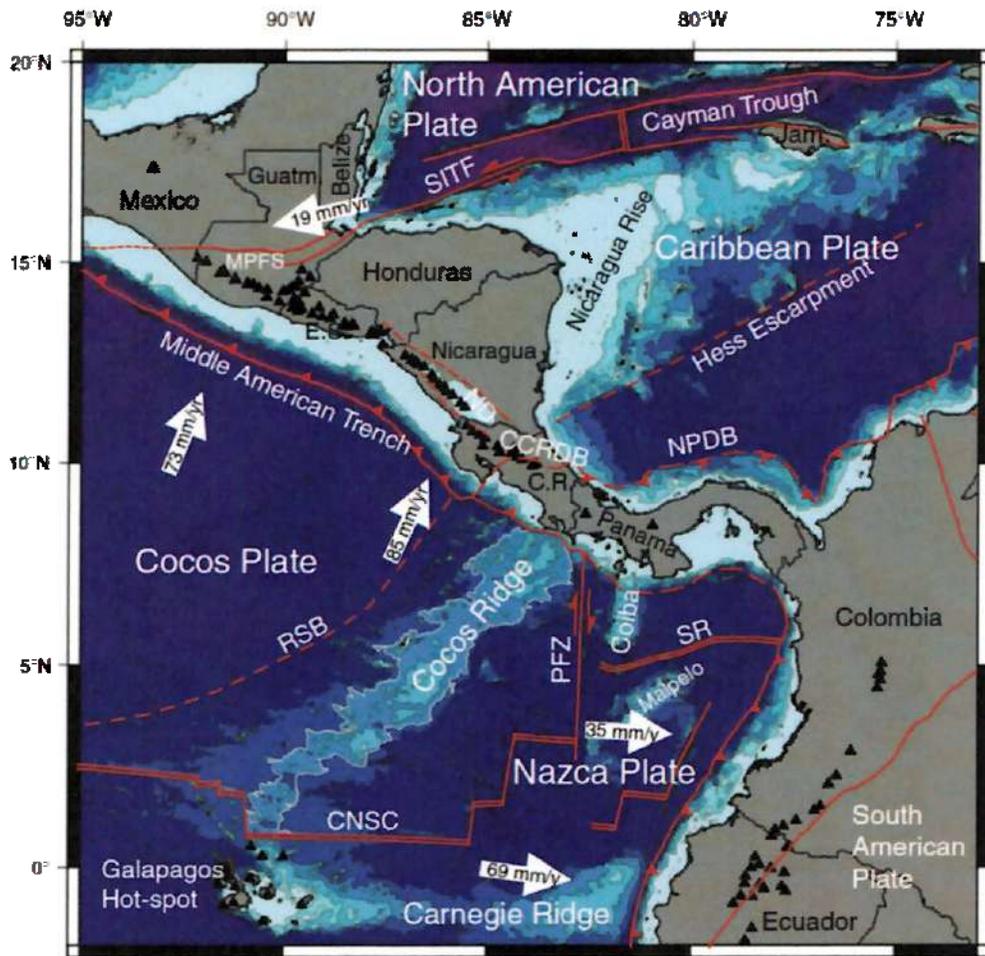


Figura 1: Distribución de las placas tectónicas en América Central, sus movimientos relativos y las estructuras tectónicas más importantes (tomado de Lücke., 2012).

Como puede verse de la Figura 1, los sectores central y sur de Costa Rica están ubicados en la Microplaca de Panamá, la cual limita al norte con la Placa Caribe, al sur y al

oeste con la Placa del Coco y al este y al sur con la Placa Suramericana. El Valle Central Oriental (en donde se ubica el sitio del nuevo hospital de Cartago) se ubica en el sector de Cuencas del Intraarco de Costa Rica, indicado en la Figura 1 dentro del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CCRDB en la Figura 1).

2.2. EVOLUCIÓN REGIONAL

La formación del territorio de América Central meridional, es producto de un arco de islas generado a partir de la subducción de la Placa del Coco bajo la Placa Caribe (o de sus ancestros de placas equivalentes). Los rasgos característicos de este proceso y megaestructuras encontrados en todo el mundo, como una fosa oceánica profunda, anomalías gravimétricas, una cadena de volcanes y numerosos sismos de profundidades someras a intermedias, se encuentran en esta región.

La Fosa Mesoamericana se extiende con dirección NW-SE, paralela al litoral pacífico centroamericano, desde aproximadamente los 21° Latitud Norte, 107° Longitud Oeste, frente a la costa mexicana hasta la Zona de Fractura de Panamá, 8° Latitud Norte, 83° Longitud Oeste (Figura 1). La velocidad de subducción se ha estimado por DeMets (2001) en 8.5 cm/año, entre las placas Cocos y Caribe, frente a la costa meridional de América Central (ver Figura 1). Por su parte, la convergencia entre Nazca y la Microplaca de Panamá, es en promedio de 3.9 cm/año en el sur de Panamá.

En las últimas tres décadas (particularmente en la segunda mitad de la de 1980 y la primera de los 1990), muchos investigadores han estudiado y propuesto modelos para la evolución de la Placa Caribe y sus límites con otras placas (por ejemplo, Astorga et al., 1991), y existen varios nuevos modelos al respecto. Algunos de los modelos más actualizados se presentan en el trabajo de Mann et al. (2007), cuyas fases de evolución desde el Jurásico Medio (hace 165 millones de años: Ma) hasta el presente, se muestran en la Figura 2 a-h.

Hace 165 Ma (Figura 2a), en el Jurásico Medio-Tardío, Norte y Sudamérica estaban a punto de separarse para formar el pasaje del Proto-Caribe, ahora subducido. La apertura del Golfo de México rotó Yucatán hacia América Central. La subducción ocurría hacia el este en el margen occidental de la región de América Central.

Al inicio del Cretácico, hace unos 144 Ma (Figura 2b), Norte y Sudamérica continuaban su separación y con ello, la formación del pasaje del Proto-Caribe. Su corteza oceánica fue luego consumida por el avance del arco de Guerrero-Caribe.

Para el Cretácico Temprano tardío (hace 120 Ma; Figura 2c), Norte y Sudamérica continuaban su extensión y el arco Guerrero-Caribe avanzaba hacia el este para subducir la cuenca oceánica del Proto-Caribe. Se propone que ocurrió una convergencia del bloque Chortís con México, en una zona de subducción transitoria hacia el oeste, lo que produjo volcanismo de arco e intraarco en el bloque Chortís hace unos 126 Ma. Un complejo de 120 Ma en el extremo norte del bloque está expuesto hoy en el valle de Motagua.

El arco Guerrero-Caribe continuó su sutura diacrónica a lo largo de los márgenes continentales de Chortis, hace 90 Ma (Figura 2d). El efímero arco volcánico del Cretácico medio, y las cuencas carbonatadas y clásticas de Chortis terminaron con una colisión documentada por sedimentitas clásticas del Cretácico Tardío en Honduras. Las colisiones crearon cinturones de deformación visibles hoy en Honduras y el sur de México. Asimismo, el paso del arco de Guerrero-Caribe sobre el punto caliente de Galápagos dio pie a un vigoroso evento de magmatismo que creó la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP, acrónimo en inglés para Caribbean Large Igneous Province) entre 139-69 Ma, que luego se amalgamarían en parte al bloque Chorotega, en América Central meridional (Hoernle et al., 2004; Figura 3).

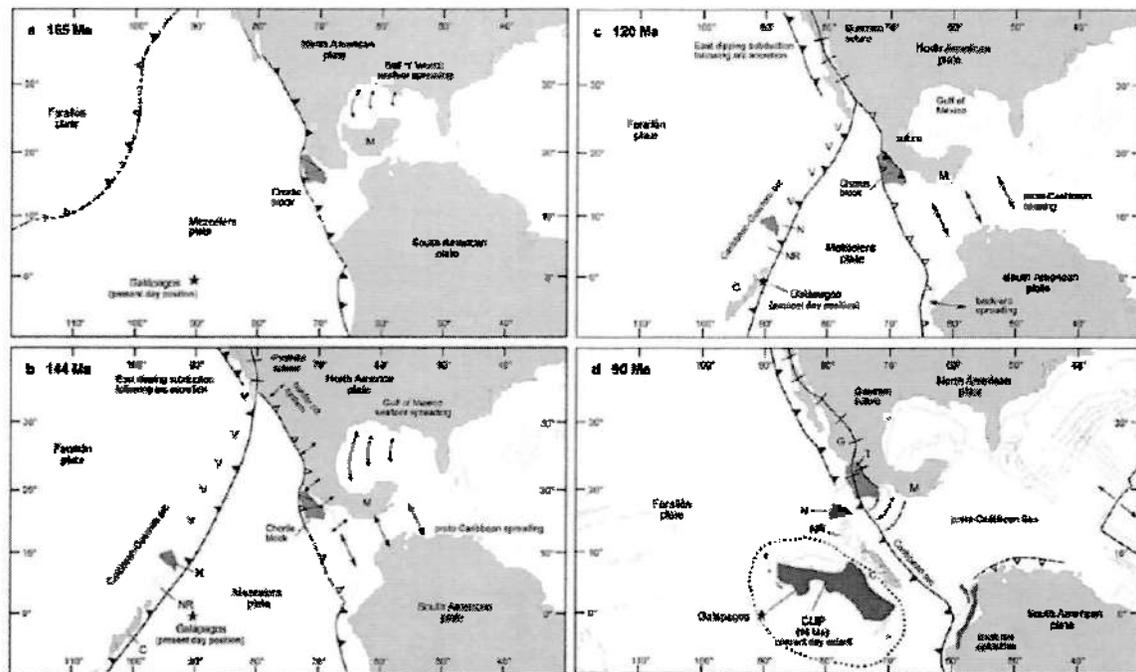


Figura 2a-d: Evolución tectónica de la región centroamericana y del Caribe según Mann et al. (2007).

Hacia el final del Cretácico (72 Ma, Figura 2e), el arco Caribe, adyacente a la enorme, joven, gruesa y boyante meseta oceánica del Caribe, continuó migrando y colisionando al noreste. La convergencia entre el arco y el margen de rift del sur de Honduras dio paso a la obducción del arco Guerrero-Caribe (el terreno de Siuna en Nicaragua). La falla de Guayape se desarrolló en este tiempo. Entre los bloques Chortis y Maya ocurrió un acortamiento, documentado en las ofiolitas del bloque Maya. Una subducción hacia el este se desarrolló entre la placa Farallón y el margen oeste de la meseta oceánica del Caribe. El Arco del Caribe se desprendió a partir de la meseta del Caribe, la cual asimismo sufrió una colisión al norte y sur. El movimiento al norte y este del Arco Caribe dio paso a que Cuba se originara de la

meseta Caribe y se formaron las cuencas de Yucatán y Granada al oeste del presente arco de las Antillas Menores.

La migración al noreste del arco Caribe terminó cuando parte del arco colisionó con la plataforma carbonatada de Bahamas en el Eoceno (hace 49 Ma, Figura 2f). Esta colisión transfirió a Cuba de la placa Caribe a la Norteamericana, al movilizarse la frontera de movimiento transcurrente hacia el sur. Para acomodar este nuevo límite, se formó la zona de fosa de Caimán-Motagua y la falla de Oriente. En el margen sur de México se produjo subducción hacia el este y con ello el arco de Xolopa y el terreno norteño de Chortis. Gran parte de Chortis fue despegado de México hacia el norte de América Central y en la parte sur, el bloque Chorotega tuvo un importante desarrollo.

Los patrones de esfuerzos a partir de la subducción de la placa Farallón hacia el noreste bajo Norteamérica y al sureste bajo Sudamérica, resultó en la fragmentación y formación de las placas del Coco y Nazca hace 23 Ma (Figura 2g). Tal reorganización inició una subducción casi perpendicular de Coco bajo el bloque Chortis y por tanto finalizando la deriva de Chortis hacia el este. Un periodo de una alta tasa de dispersión en la dorsal del Pacífico Oriental originó una fuerte subducción de Coco bajo el norte de América Central. En el sur, se desarrolló la depresión intraarco de Nicaragua, la migración del arco volcánico en el sur de América Central y el acrecentamiento del ángulo de subducción de Coco. En este tiempo América Central se incorporó a la placa Caribe, se movilizó al este y se formaron grandes fallas de movimiento sinistral y rifts transtensionales fuera de la costa hondureña.

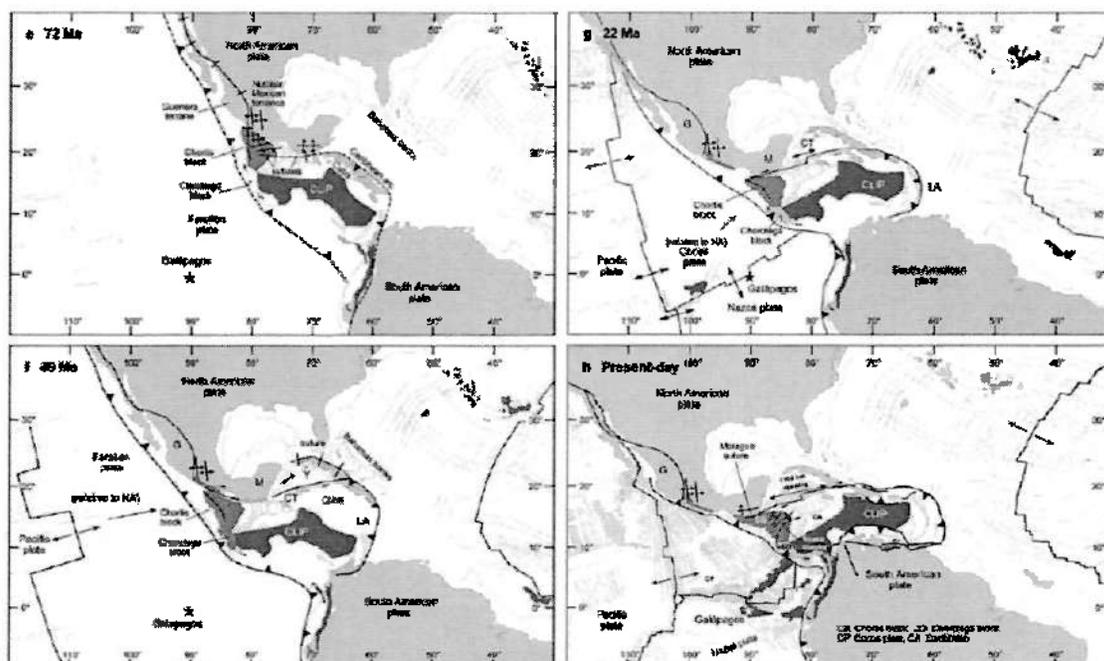


Figura 2e-h: Evolución tectónica de la región centroamericana y caribe según Mann et al. (2007).

Desde el Mioceno medio hasta el presente (Figura 2h), se desarrollaron paulatinamente las áreas de deformación al sur de América Central, la Zona de Fractura de Panamá, el estado actual de la Fosa Mesoamericana y sobre todo la emersión tectónica y magmática de los territorios de Costa Rica y Panamá.

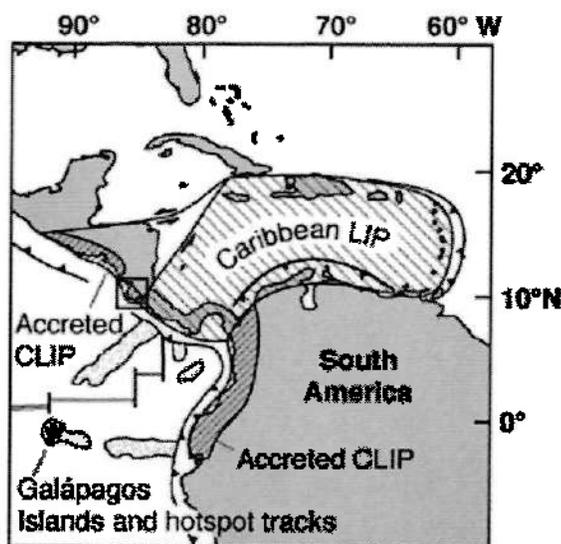


Figura 3: Posición de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) en el presente, según Hoernle et al. (2004).

Existe, sin embargo, controversia y debe aún trabajarse en el asunto, sobre la evolución de la Zona de Fractura de Panamá (ZFP), como frontera transcurrente entre las Placas del Coco y Nazca (ver discusión en Mann et al., 2007). Mientras por ejemplo Lonsdale & Klitgord (1978) proponían que el salto de la ZFP sucedió desde el sector de Coiba al actual al incorporarse un fragmento de la Placa Coco a Nazca, McIntosh et al. (1993) proponen que más bien saltó del oeste al este (Figura 4).

La Dorsal del Coco, que se levanta unos 2 km sobre el fondo oceánico y provoca una corteza oceánica anómalamente engrosada (unos 20 km, el doble de lo normal: Walther, 2003) al subducirse bajo Costa Rica del sureste (Figura 5), ha originado las principales estructuras tectónicas desde el Pacífico central hacia el sureste, incluidas las deformaciones de la Fila Costeña, Talamanca y en parte del Cinturón Deformado del Norte de Panamá, así como el cese del volcanismo en la Cordillera de Talamanca, como se verá en detalle (cf. Fisher et al., 2004; Morell et al., 2008; La Femina et al., 2009). La subducción de la Dorsal del Coco se habría empezado a dar hace unos 8 Ma, con base en los datos de la firma geoquímica que ha impreso tal subducción, en los productos magmáticos eruptados en los últimos 6 Ma (cf. Gazel et al., 2009).

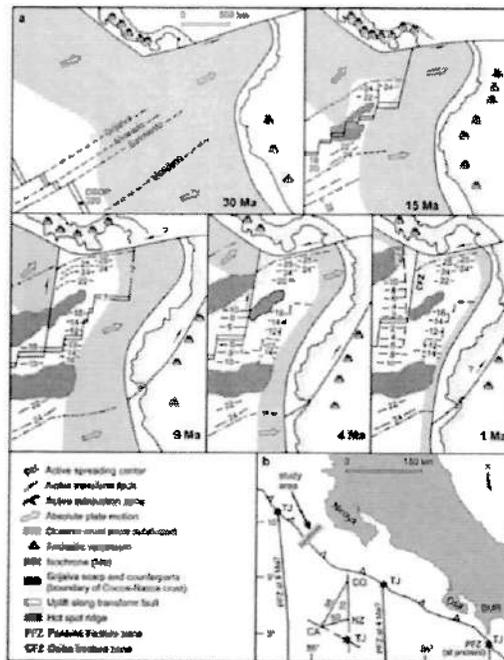


Figura 4: Reconstrucción del límite Coco-Nazca. a) Según Lonsdale & Klitgord (1978): salto del límite al este. B) Según McIntosh et al. (1993): salto al oeste. Tornado de Mann et al. (2007).

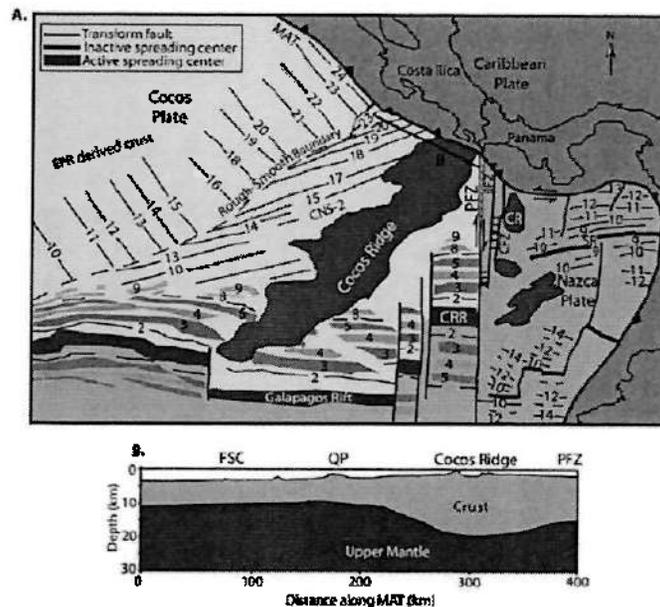


Figura 5: Detalle de la subducción de la Dorsal del Coco bajo Costa Rica sureste (A), con las edades de la corteza oceánica de la Placa del Coco que se subduce o se subducirá, y la estructura de corteza engrosada de la Dorsal del Coco (Cocos Ridge: B), en un perfil paralelo a la fosa que se muestra en (A). Tomado de LaFemina et al. (2009).

3. TECTÓNICA Y SISMICIDAD DE COSTA RICA

3.1. TECTÓNICA

El proceso de subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe, el límite triple de las placas del Coco, Caribe y Nazca, los cinturones deformados del norte y sur de Panamá, y los demás estilos tectónicos someros, controlados por fases compresivas regionales y rasgos tectónicos locales, son los rasgos sísmo-genéticos más importantes del territorio costarricense. La Figura 6 muestra los rasgos tectónicos de Costa Rica tomados de Denyer et al. (2003), superpuestos al mapa elaborado con información de la Misión Radar Topográfico del Transbordador Espacial (SRMT, por su acrónimo en inglés). Los colores rojos representan las fallas más importantes y que son consideradas neotectónicas (que han tenido actividad sísmica en tiempos recientes).

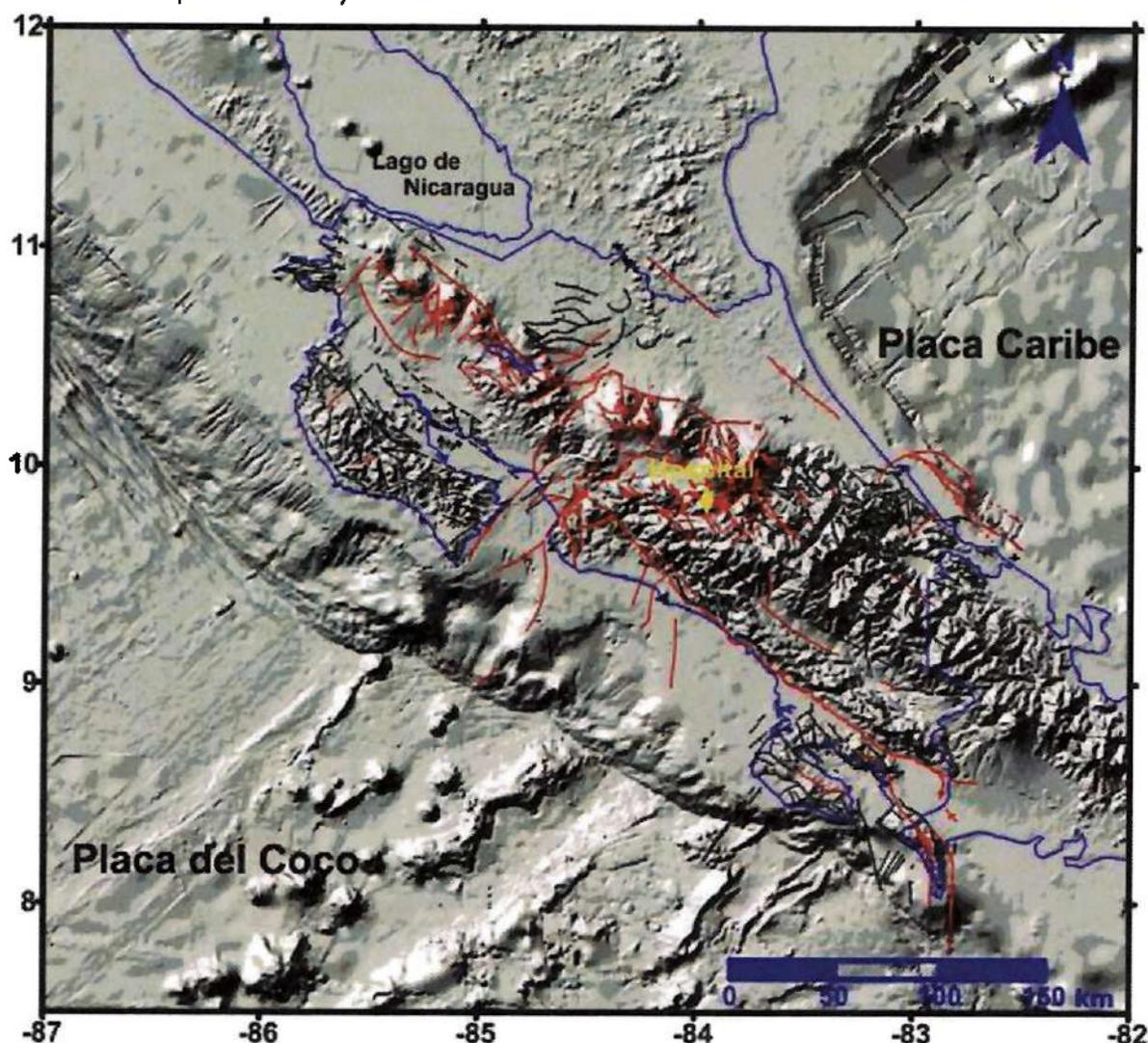


Figura 6: Mapa tectónico de Costa Rica. Las fallas en color rojo son las más importantes y que han tenido actividad sísmica neotectónica (tomadas de Denyer et al., 2003). Se muestra el sitio Tejar para el nuevo hospital CCSS de Cartago.

3.1.1. Proceso de interacción entre las Placas del Coco-Caribe, del Coco-Nazca y Caribe-Nazca

La interacción por subducción de la Placa del Coco bajo la Placa Caribe origina la zona sismogénica y luego, por la formación de magma en profundidad, ha generado la cadena de volcanes cuaternarios que se extiende desde Guatemala hasta Costa Rica, luego con una pausa geográfica hasta el oeste de Panamá, y luego en Panamá.

Frente a la costa pacífica de Costa Rica, la expresión superficial del proceso de subducción está representada por la Fosa Mesoamericana hasta su extremo sur, colindante con la Zona de Fractura de Panamá. La velocidad de subducción es de aproximadamente 8.5 cm/año frente a Nicaragua y disminuye a 3.9 cm/año frente las costa panameñas (DeMets, 2001; cf. Figura 1). Las magnitudes máximas de los sismos registrados en la zona sismogénica interplaca son alrededor de 7.7. Aún no se comprende del todo el mecanismo que genera la sismicidad por debajo de los 30-40 km de profundidad (Zona de Wadati-Benioff), donde las altas presiones deberían prevenir la ruptura frágil. Se ha hipotetizado que la sismicidad se dispara por deshidratación en la losa que se subduce (Kirby et al. 1996, Hacker et al. 2003). En cuanto penetra en el manto, las reacciones metamórficas que se generan, liberan fluidos de la losa. Esto a su vez implicaría un aumento en la presión de poro, que reduciría los esfuerzos normales y llevaría el sistema al régimen frágil. Este tipo de sismicidad alcanza profundidades algo superiores a los 200 km en el noroeste de Costa Rica, aunque estos últimos son de magnitudes más moderadas. Debido a la geometría de la subducción, la sismicidad es muy somera en la vecindad de la fosa, incrementando en profundidad conforme se adentra en el arco centroamericano.

La geometría de la Fosa Mesoamericana refleja cambios tectónicos a lo largo de su extensión y junto con otros criterios morfotectónicos, se puede subdividir la Zona de Wadati-Benioff en diferentes modalidades sismo-tectónicas (Guzmán et al., 1989; Protti et al., 1995). Stoiber & Carr (1973) y Carr et al. (1982), utilizaron primordialmente las características de la cordillera de volcanes centroamericanos, junto con la sismicidad de esta zona para subdividir la subducción de América Central en segmentos de diferentes modalidades tectónicas. Luego, en los últimos veinte años, muchos trabajos han estudiado la zona de subducción entre Nicaragua y Costa Rica, desde una amplia perspectiva: reflexión y refracción sísmica (Hinz et al., 1996, Christeson et al., 1999; Sallarès et al., 2001), una perforación del proyecto internacional (Kimura et al., 1997), cartografía batimétrico de alta resolución (von Huene et al., 2000), tomografías con base en la sismicidad local (Husen et al., 2003; DeShon et al., 2006), magnetotélúrica (Worzewski et al., 2010), medición de flujo térmico (Harris et al. 2010) y más recientemente, múltiples mediciones con densas redes de GPS (LaFemina et al., 2009, Outerbridge et al., 2010; Feng et al. 2012).

En América Central, la zona de Wadati-Benioff experimenta cambios en su ángulo de subducción a lo largo del istmo, disminuyendo su valor conforme se avanza hacia el sureste. Protti et al. (1995) observan que la zona de Wadati-Benioff bajo el territorio nicaragüense se subduce a un ángulo de 84° que se reduce a 60° bajo la zona central de Costa Rica. Frente

aproximadamente a la entrada del Golfo de Nicoya, la zona de subducción experimenta una rasgadura a una profundidad aproximada de 70 km, que han denominado Contorsión de Quesada, que delimita comportamientos diferentes en los dos segmentos. Las profundidades de los sismos de subducción decrecen en dirección sureste: bajo de Nicaragua alcanzan profundidades de 200 km, 125 km bajo la zona central de Costa Rica, y al este de la longitud 83°55' no se encuentran evidencias de la zona de Wadati-Benioff a profundidades mayores de 50 km.

Los cambios en la profundidad de los sismos entre Nicaragua y el centro de Costa Rica (de una fosa profunda a una más somera) se debe la diferencia de edades entre la placa del Coco, que existe al NNW y al SSE de la Contorsión de Quesada. Hacia el norte la litosfera del Coco fue generada en la Dorsal del Pacífico Oriental, y hacia el sur en la Dorsal de Galápagos, con edades diferentes y que se subducen con diferentes ángulos (ver figura 5). La litosfera más vieja es más estable y puede sobrellevar el proceso de subducción a mayores profundidades. La sismicidad más profunda refleja el cambio entre el comportamiento frágil de la litosfera más somera y el dúctil de la que participa en el fundido por el calor y fluidos emanados de la placa subducida en las profundidades (von Huene et al., 2004; Ranero et al., 2008). En la litosfera más joven la diferencia entre estos comportamientos no es significativa y la sismicidad es menor o no se da del todo a mayores profundidades. Asimismo, esto responde a los dominios morfológicos definidos en la placa del Coco frente a Costa Rica (von Huene et al., 2000): bajo la península de Nicoya se subduce un piso oceánico con una batimetría relativamente suave que promueve una zona de contacto interplacas continua capaz de generar terremotos mayores a los esperados en el Pacífico Central (Protti et al., 1994), mientras los otros dos dominios se caracterizan por un suelo oceánico cubierto en un 40% de montes submarinos y por la cordillera del Coco.

Esta región con alta velocidad de convergencia (8 - 9 cm/año) y con pocos sedimentos en la fosa, conllevan a un margen convergente erosional, al menos desde el Mioceno Medio (Vannucchi et al., 2001).

Con base en la actualizaciones sismológicas de Linkimer et al. (2010), es posible observar con mucho mejor detalle la profundidad de la zona de Wadati-Benioff bajo Costa Rica (Figura 7). No obstante, la estructura interna de la interacción de las placas bajo la Península de Nicoya y la implicación para los terrenos en el noroeste y norte de Costa Rica, tiene serios cambios acordes con la propuesta de Linkimer et al. (2010; Figura 8).

La zona de subducción en el norte de Costa Rica muestra asimismo variaciones laterales en ambas placas, la subducida y subducente, según se desprende del análisis del Moho (Linkimer et al., 2010, Figura 8). Esto permitió determinar el grado de hidratación de la placa del Coco y el estado de la corteza en la placa Caribe. Los autores muestran un manto oceánico más seco subduciéndose bajo el sur de la península de Nicoya, comparado con un manto oceánico serpentizado bajo el sector norte. Los cálculos permiten determinar las razones de V_p/V_s y con ello determinar el carácter más continental o más oceánico de la corteza de la placa Caribe, y por eso se propone la naturaleza de los terrenos Misquito, Nicoya

y Chorotega, en donde el primero es el más continentalizado, debido al magmatismo. Bajo la cordillera volcánica, el Moho es donde se muestra más profundo, a unos 42 km.

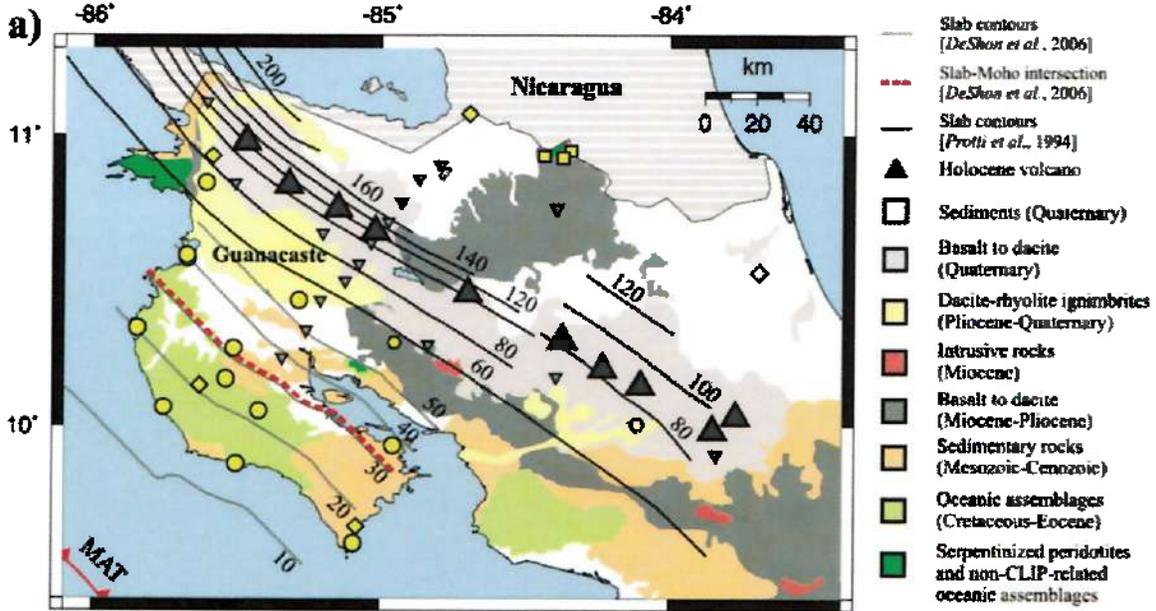


Figura 7: Mapa geológico simplificado del norte de Costa Rica (con base en Denyer & Alvarado, 2007 y Vogel et al., 2004) y las curvas de profundidad del techo de la placa subducida (en km) con base en la integración de varios trabajos. Tomado de Linkimer et al. (2010).

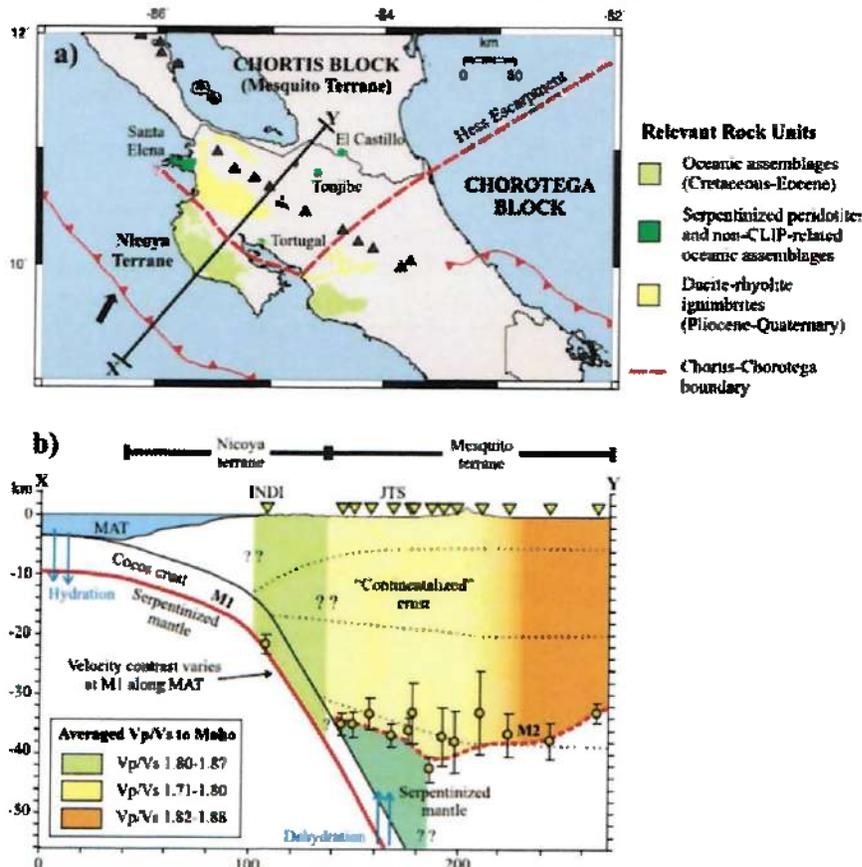


Figura 8: Sección vertical de la placa subducida (abajo) y su ubicación en el mapa del norte de Costa Rica (arriba). Tomado de Linkimer et al. (2010).

Los resultados de tomografía sísmica en el área de Nicoya muestran que la sismicidad interplaca es generada entre los 17 y los 28 km en el NW de la península y los 12 y 26 km de profundidad en el SE (Newman et al., 2002 ; DeShon et al., 2006). Además, parece ser que la sismicidad que ocurre entre los grandes terremotos no define la zona sismogénica en su totalidad, pues la ruptura del terremoto de 1950 (M_s 7.7) parece haberse extendido a menores y mayores profundidades (Avants et al., 2001). Por otra parte, un "sismo lento" fue registrado en el 2007 a 25-30 km de profundidad bajo la península y la entrada al golfo de Nicoya (Outerbridge et al., 2010), y coincidió temporalmente con tremores tectónicos y con sismos de baja frecuencia, posiblemente originados a la misma profundidad, por lo que los autores sugirieron que no es directamente la temperatura, sino las reacciones metamórficas de bajo grado las que definirían la ocurrencia de rupturas lentas y tremores.

Los datos de deformación registrados entre 1996 y el 2010 por las redes de GPS mencionadas observaron que la convergencia oblicua Coco-Caribe se divide en una traslación del antearco paralela a la fosa y en un empuje menos oblicuo a lo largo de la zona interplaca (Feng et al., 2012). De tal manera, los sismos interplacas liberan dos tercios de la convergencia de placas paralela a la fosa, y la deformación acumulada entre grandes

terremotos es principalmente normal a la fosa. Identificaron dos sitios con acoplamiento completo, uno a ~15 km de profundidad, y otro a ~24 km bajo la península, capaces en conjunto de generar un terremoto de Mw 7.8. De hecho, en esa zona sísmica sucedió el Terremoto de Sámara del 5 de setiembre del 2012 con Mw 7.6 (Linkimer & Soto, eds., 2012).

El Terremoto de Sámara (llamado por otros autores "de Nicoya": cf. Yue et al., 2013) siguió una ruptura compleja en un área donde ya se han dado terremotos de importancia, como los de 1950 y 1978, y adyacentes a áreas de ruptura en 1900 y 1990, que cubren la totalidad del área de la Península de Nicoya.

Por otra parte, la subducción en el centro de Costa Rica (Arroyo et al., 2009, 2013) está caracterizada por ser una zona de alta sismicidad, coincidente con la subducción de un piso oceánico con alto relieve, que ha generado sismos de hasta M 7. La corteza oceánica que se subduce varía desde normal a engrosada. Esta losa oceánica tiene una banda de baja velocidad (LVB) en el techo que sostiene la sismicidad intraplaca a profundidades mayores de 30 km (ver Figura 9). La LVB está localmente engrosada por montes oceánicos que se subducen bajo el borde del margen. Conforme la LVB se engrosa al este, aparece la cuenca de la Fila Costeña y una anomalía de baja velocidad asísmica, lo que sugiere un engrosamiento de material previamente erosionado bajo la placa, que causa asimismo el levantamiento diferencial de bloques en el sector continental (la Fila Costeña).

Finalmente, al sur de la zona de subducción, frente a la costa de la Península de Osa, el arribo de la Dorsal Asísmica del Coco (o Serranía, o más propiamente, Cordillera del Coco) (Figuras 1, 5 y 10) hace unos 8 Ma (Gazel et al., 2009), ha creado un gap tectónico y por lo tanto una extinción momentánea del vulcanismo cuaternario.

La sismicidad relacionada con el proceso de subducción cerca de la Cordillera del Coco, es mucho menos activa que en partes más alejadas. Esta secuencia de montes submarinos interrumpe el proceso de subducción, debido principalmente a que es una zona de densidad baja y boyante (como se mencionó la sismicidad profunda e intermedia hacia el este del Paralelo 84° es casi inexistente). En esa zona del proceso de subducción, la litosfera del Coco se puede más bien adherir bajo la placa Caribe, continuando casi horizontalmente en las raíces plutónicas de la Cordillera de Talamanca. Como la placa del Coco no llega a formar una cuña de astenosfera entre ella y la placa Caribe, y no se llega a las profundidades requeridas, el vulcanismo bajo el sur de Costa Rica está inhibido. No obstante, es posible que el vulcanismo haya cesado mucho antes que la Serranía del Coco empezara a subducirse, acorde con las reconstrucciones de edades del magmatismo en el sur de Costa Rica y en Panamá (MacMillan et al., 2004), y deba explicarse a mecanismos tectónicos más complicados.

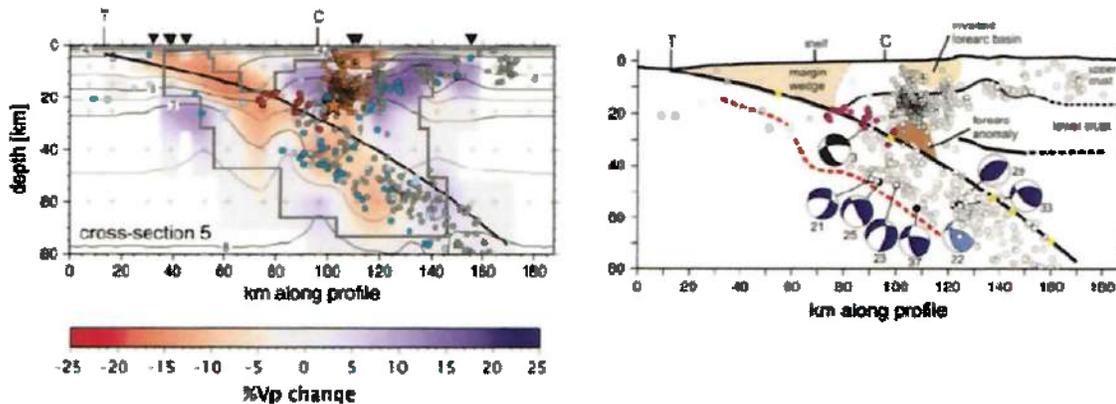


Figura 9: Perfil transversal a la fosa que se internan en el continente. El perfil entra por Parrita hasta el Paso de la Palma, entre los volcanes Barva e Irazú. A la izquierda, la estructura de velocidad como porcentaje de cambio relativo al mínimo de Vp. Se muestra el límite entre corteza superior e inferior (línea gris) y el Moho (línea negra) en la Placa Caribe y el límite entre la Banda de Baja Velocidad (LVB, línea punteada) en la placa del Coco. La estrella muestra el hipocentro del sismo de Damas del 2004 según Pacheco et al. (2006). T es la fosa, C es la costa (Tomado de Arroyo et al., 2013).

En general, todo este fenómeno de la subducción de la Serranía del Coco junto con los movimientos de la Placa Suramericana hacia el noroeste, pueden ser los responsables de los regímenes compresivos en la costa caribe de Panamá y Costa Rica y el fallamiento inverso asociado al norte de la llamada microplaca de Panamá (Cinturón Deformado del Norte de Panamá).

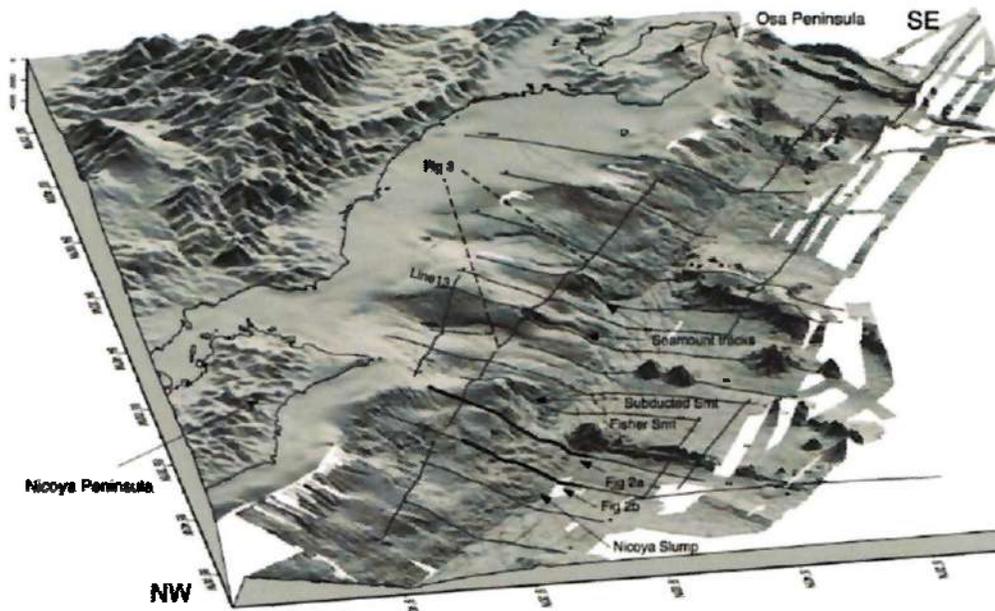


Figura 10: La subducción de los montes submarinos de la Dorsal del Coco en la Fosa Mesoamericana en el sur de Costa Rica (Tomado de von Huene et al., 2004).

3.1.2. Zona de Fractura de Panamá

La Zona de Fractura de Panamá (Figuras 1, 5, 11 y 12) es una falla transformada con dirección N-S de tipo dextral que limita las Placas del Coco, Nazca y la microplaca de Panamá. Costa Rica y parte de Panamá se localizan cerca de este punto triple entre las placas del Coco, Caribe (o Microplaca de Panamá) y Nazca.

Se estima que surgió hace aproximadamente 1 Ma en su posición actual y aún permanece activa (Astorga et al., 1991), aunque la evolución viene de varios millones de años atrás (MacMillan et al., 2004).

Según Astorga et al. (1991), la acción de la dorsal (o serranía) asísmica del Coco posiblemente ha provocado que el sistema extensional del graben de Nicaragua se transforme en un sistema compresional de fallamiento inverso en la parte sur de Costa Rica y la parte norte de Panamá. Lo cierto es que desde el Mioceno Medio se desarrollaron paulatinamente las áreas de deformación al sur de América Central, como la Zona de Fractura de Panamá. Existe, sin embargo, controversia y debe aún trabajarse en el asunto, sobre su evolución como frontera transcurrente entre las Placas del Coco y Nazca (ver discusión en Mann et al., 2007). Mientras por ejemplo Lonsdale & Klitgord (1978) proponían que el salto de la ZFP sucedió desde el sector de Coiba al actual al incorporarse un fragmento de la Placa Coco a Nazca, McIntosh et al. (1993) proponen que más bien saltó del oeste al este (Figura 4).

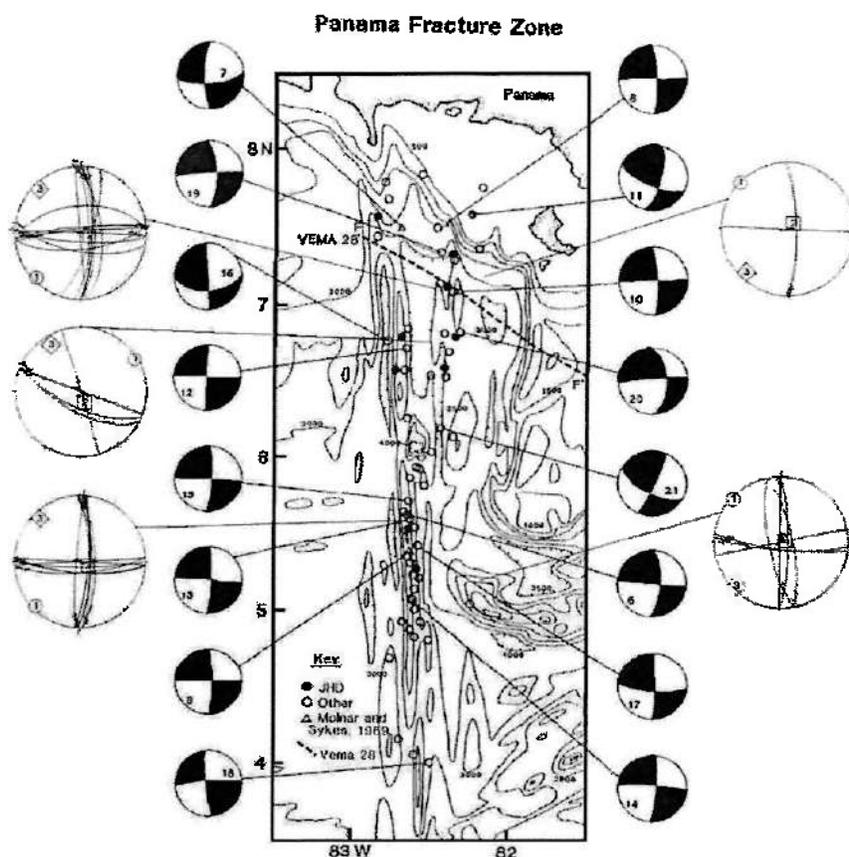


Figura 11: Mecanismos focales típicos de la zona de Fractura de Panamá y tensores de esfuerzos calculados (Tomado de López, 1999).

3.1.3. Cinturón Deformado del Norte de Panamá

El Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) es un sistema de fallas inversas que se extiende en forma curvilínea desde el Golfo de Urubá, Cuenca de Colombia, cerca del norte del límite colombiano con Panamá, atravesando la margen caribeña hacia el oeste y bordeando paralelo a la costa costarricense para finalizar cerca de Puerto Limón, Costa Rica (Figuras 1 y 12). Este cinturón define el límite norte de la microplaca de Panamá y se originó por el sobrecorrimiento continental de la corteza del istmo con respecto al basamento oceánico de la cuenca de Colombia (Montero, 1994). Bajo este sistema de fallas existe una falla basal que se inclina hacia el SW y alcanza profundidades de 20-25 km bajo Baja Talamanca. Montero (1994) observa que la porción este del CDNP ha manifestado un patrón de deformación más regular que el sector oeste. Antes del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991, el sector oeste se consideraba de baja sismicidad, pero a raíz de ese terremoto, la conceptualización ha cambiado. El patrón de deformación del sector oeste del CDNP (Montero, 1994), es el resultado de cambios rápidos en el estilo estructural y la vergencia del

fallamiento inverso. Esto puede ser debido a variaciones en el espesor de los sedimentos de la estructura cortical y en la velocidad de convergencia.

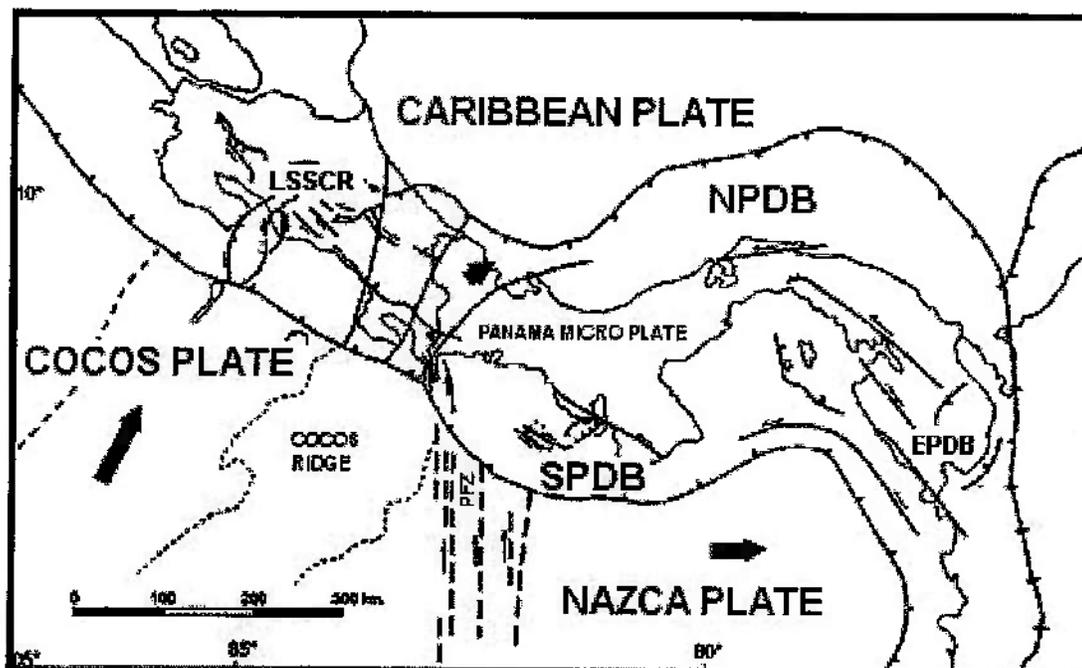


Figura 12: Marco neotectónico del sur de América Central, mostrando los límites de la microplaca de Panamá. CDCR [LSSCR], CDPN [NPDB], CDSP [SPDB], CDEP [EPDB] son respectivamente los cinturones deformados del Centro de Costa Rica del norte de Panamá, del sur de Panamá y del Este de Panamá. Las líneas en forma de abanico en la zona fronteriza Costa Rica – Panamá indican la dirección de los esfuerzos principal máximo horizontales relacionados con la indentación tectónica del levantamiento del Coco (Tomado de Montero, 2001).

Como se comentó en los párrafos anteriores, varios investigadores apoyan la teoría de que en presencia del levantamiento o Cordillera del Coco, el proceso de subducción genera uno de tipo colisión o punzonamiento en el sur de Costa Rica. Por esta razón, no se observa en esta zona sismicidad a mayores profundidades de los 40 km. La presencia de esta indentación en la parte central – sur de Costa Rica ha generado sistemas de fallas entre el Pacífico y el Caribe cuyos desplazamientos son función de la geometría del indentador y de la zona indentada (Montero, 2001). Los esfuerzos principales máximos generados tienen forma de abanico que varían en orientación desde N-S en el centro de Costa Rica a NE en Baja Talamanca. Los esfuerzos se propagan desde la zona de colisión en el Pacífico sur de Costa Rica, hasta el sureste del litoral caribe costarricense y el límite sureste de la Cordillera Volcánica Central.

Montero (2001) llama a la porción del CDPN que se ubica en Baja Talamanca como la Falla Limón, paralela al litoral caribe costarricense. Considera a este sistema de fallas inversas

de bajo ángulo el responsable del sismo de Limón del 22 de abril de 1991. Este sismo generó un levantamiento cosísmico de la corteza de 0.5 –1.5 m medidos en varios sitios de la costa desde Puerto Limón a la frontera con Panamá. La existencia de paleo-arrecifes levantados 60 metros, indican actividad sísmica previa muy importante en esta falla (Denyer et al., 1994).

Montero (2001) considera que el CDNP termina al terminarse la Falla Limón, con la falla transcurrente Río Blanco. El sector de la falla inversa hacia el oeste, que incluye las que él denomina fallas Siquirres - Matina, Guácimo y Guápiles (Figura 13) lo clasifica dentro del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (Apartado 3.1.5.). Este sector tiene diferente rumbo que el CDNP y se ubica en el Arco Interno, donde la orientación del esfuerzo principal máximo es aproximadamente N-S, mientras que en el CDNP, la orientación es NE.

3.1.4. Cinturón Deformado del Sur de Panamá

Al este de la Zona de Fractura de Panamá (ZFP), la placa Nazca se mueve en dirección ENE, en forma oblicua con respecto al borde sur de Panamá, con una tasa de 3.2 cm/año (DeMets, 2001; Figura 1). Consecuentemente, la ZFP está sufriendo subducción oblicua debajo del margen suroeste de Panamá y la deformación asociada está relacionada con fallamiento normal a lo largo de la margen continental (MacKay & Moore, 1990; Moore & Sender, 1995). Numerosos sismos de magnitudes moderadas ($M_S > 5.5$) se han originado en esta área. El último evento con una magnitud $M_S > 7.0$ ocurrió al sur de la Península de Azuero el 1 de octubre de 1913, causando daños en los pueblos y las ciudades del interior (MacDonald & Johnson, 1913).

3.1.5. Fallamiento cortical somero

En la Figura 13 se muestran, de acuerdo con Montero (2001), las principales fallas activas del territorio costarricense. Las fallas de la margen terrestre por lo general son someras y representan los estilos tectónicos suplementarios al del proceso de subducción. Estas estructuras están controladas por fases compresivas regionales y rasgos tectónicos locales, originando un juego estructural muy complejo, de grandes fallas regionales y locales. Estas producen eventos sísmicos importantes, pero por lo general de magnitudes menores a 7.

Astorga et al. (1991) habían propuesto que el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (ver Apartado 3.1.3.), ubicado paralelo a la costa caribeña panameña, atraviesa Costa Rica en sentido este-oeste, por el Valle Central como un sistema de fallas transcurrentes (SFTCR), dividiendo a Costa Rica en dos, y representa el límite oeste de la Microplaca de Panamá. Los estudios de Marshall et al. (2000) y Montero (2001) los llevan a concluir un panorama muy diferente.

Montero (2001) en particular, estudió los datos neotectónicos de sismicidad y sismotectónica para definir lo que él llama el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR, Figuras 12 y 13). Este cinturón viene a reemplazar el SFTCR, como un sistema

difuso y ancho entre la Placa Caribe y la Microplaca de Panamá, que atraviesa la región central de Costa Rica, desde la Fosa Mesoamericana (margen pacífico) hasta el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (margen caribe). Montero (2001) observa que en el antearco pacífico central (en la periferia del sitio de estudio), el sistema de fallas posee un desplazamiento sinistral, dextral y normal. En el arco interno, las fallas más hacia el norte son inversas con rumbo WNW, pero las de la parte central son predominantemente de desplazamiento de rumbo dextrales con rumbo NW y sinestrales con rumbo ENE y NE. En la región trasarco, el sistema de fallas del CDCCR se une con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, que incluye un sistema inverso de rumbo NW y otro de desplazamiento de rumbo dextral, de rumbo NE.

Montero (2001) afirma que las fallas neotectónicas que constituyen el CDCCR se originaron como el resultado del estado de esfuerzos producto de la colisión de la Serranía Oceánica (Dorsal) del Coco con la Placa Caribe frente al sur de Costa Rica. Explica que la dinámica del punzonamiento en la esquina suroeste de la Placa Caribe, ha generado el desplazamiento de la Microplaca de Panamá hacia el noreste, con respecto a la placa Caribe. También este mecanismo ha generado fallamiento extensional, combinado con fallamiento transcurrente sinistral, en la parte oeste de este difuso límite, generando las cuencas marinas observadas frente a Quepos y en la entrada del Golfo de Nicoya. Por su parte, el límite norte entre la Microplaca de Panamá y la Placa Caribe es un cinturón de pliegues y fallas inversas en la zona entre el arco interno y el trasarco, congruente con el mecanismo anterior.

Otro rasgo tectónico que ha afectado el territorio costarricense es el Escarpe de Hess (Figura 1), que se ha interpretado como la traza de una falla de posible movimiento transcurrente. En la región costarricense algunos investigadores han sugerido la continuidad del Escarpe de Hess hacia el oeste, correlacionándolo con el sistema de fallas del norte de la Península Santa Elena (Astorga et al., 1991). Más recientemente, Linkimer et al. (2010) han propuesto que el escarpe más bien se curva hacia el SW dentro de Costa Rica y desemboca en Barranca (ver Figura 8).

Ciertos investigadores como White (1991) proponen poner en una categoría aparte los sismos someros generados en las cordilleras volcánicas y alrededores, en América Central. Debido a que los centros más densos de población en el área centroamericana están en dichas cordilleras o en valles aledaños, estos sismos someros han sido la causa de los daños mayores y más pérdidas de vida en la región. Según White (1991), las soluciones focales de los sismos en la cadena volcánica dan evidencia de esfuerzos extensivos en la dirección E-W. Generalmente las estructuras transversales a la cadena son de desplazamiento de rumbo sinestrales, y las paralelas, son dextrales. Las estructuras paralelas son fallas normales, que generalmente producen depresiones, como por ejemplo las de El Salvador y Nicaragua, y las del Lago Arenal, en el noroeste de Costa Rica. El rumbo de estas fallas cambia con los alineamientos de los cinturones volcánicos.

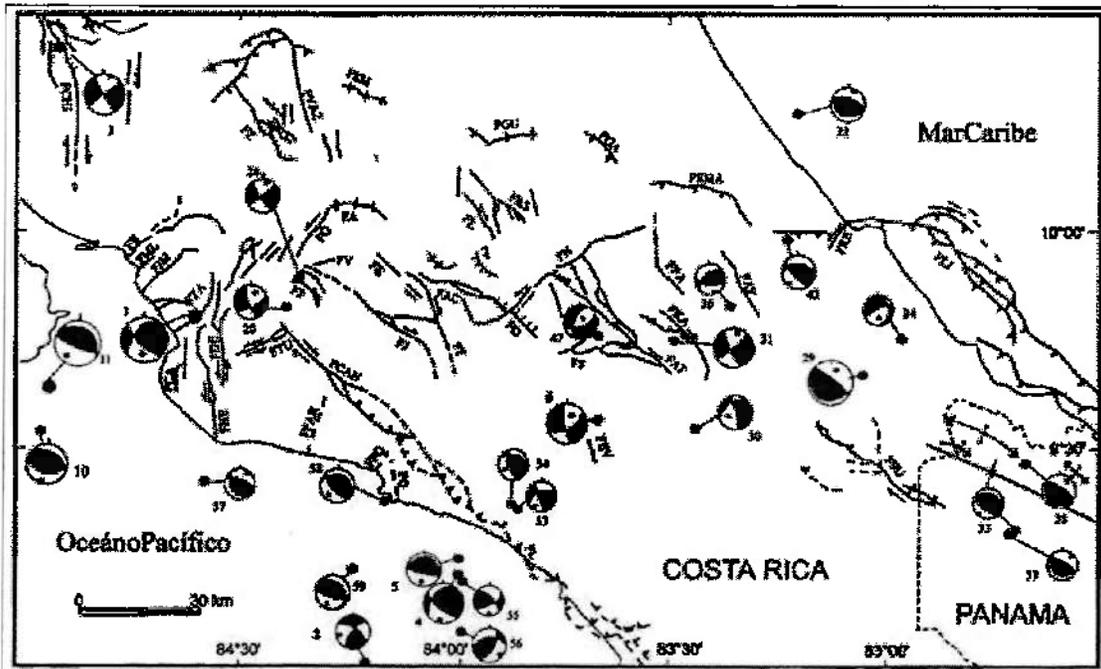


Figura 13: Fallas neotectónicas que definen el CDCCR (tomado de Montero, 2001). Las fallas son, de acuerdo con la simbología de la figura: FC Falla Cote, FCH Falla Chiripa, FSM Falla San Miguel, FVAZ Falla Volcán Viejo-Aguas Zarcas, FZ Falla Zarcero, FA Falla Alajuela, FG Falla Garita, FE Falla Escazú, FV Falla Virilla, FJA Falla Alajuela, FJ Falla Jaris, FCAN Falla Candelaria, FF Falla Frailes, FAT Falla Atirro, FB Falla Barranca, FML Falla Mata de Limón, FJM Falla Jesús María, FTA Falla Tárcoles, FDE Falla Delicias, FHE Falla Herradura, FTU Falla Tulín, FP Falla Picagres, FGU Falla Guápiles, FRS Falla Río Sucio, FL Falla Lara, FAC Falla Aguacaliente, FN Falla Navarro, FO Falla Orosí, y FAT Falla Atirro.

Stoiber & Carr (1973) y Carr et al. (1982) dividieron la cadena volcánica centroamericana en segmentos, donde identifican y caracterizan la morfología de los volcanes, los patrones de fallamiento y la sismicidad de cada uno de los bloques, observando los contrastes que los diferencian. Adicionalmente, correlacionan los cambios de la actividad de la zona de subducción con fronteras entre segmentos. Estos investigadores observaron que los límites entre los segmentos se caracterizan por la presencia de fallas transversales a los lineamientos volcánicos, la presencia de campos de conos piroclásticos, concentraciones de sismos someros y grandes erupciones históricas. En Costa Rica, las estructuras transversales mayores son alineamientos de focos volcánicos, con rumbo N-S, y fallas con rumbo generalmente entre N-S y N30°E. Los fallamientos con orientaciones N-S en la Cordillera Volcánica Central y de Guanacaste son comunes. Montero & Alvarado (1988) han observado en la zona del Volcán Miravalles un fallamiento N-S de tipo normal con probable componente de rumbo, que perturba los bordes caldéricos y parece influir en el ascenso del magma, estableciendo el sistema escalonado que define el graben La Fortuna-Peje. Esta estructura fue la responsable de los terremotos de Bagaces de 1935 y 1941 (Montero & Alvarado, 1988).

Las fallas corticales someras de mayor impacto para el sitio de estudio se han generado como proceso secundario del proceso de subducción y se encuentran dentro del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. El sector del Valle Central Oriental, dentro del cual se ubica la zona del sitio para el hospital nuevo de Cartago, sitio Tejar, se localiza en la zona de las Cuencas Intraarco.

Esta región está flanqueada por fallas activas hacia todos lados, en el que predominan las fallas de rumbo sinestrales, como Ochomogo, el Sistema de falla Aguacaliente, la Falla Navarro y otras menores, cuya génesis es controlada por los esfuerzos tectónicos regionales. Los detalles de estas fallas y su actividad, se dan en los capítulos 4 y 6.

3.2. SISMICIDAD

Muchos investigadores, como White & Harlow (1993) enfatizan diferenciar entre la sismicidad generada por la de la zona de subducción y la que ocurre en otros rasgos tectónicos someros. La zona de subducción, por su alto potencial, opaca y confunde la sismicidad generada por los otros tipos de fuentes. Debido a que la zona de subducción genera sismos a profundidades someras cerca de la fosa, muchos sismos someros corticales inevitablemente van a ser incluidos en esta clasificación.

La región entre México y el noroeste de Panamá está tectónicamente dominada por la interacción y el movimiento de la placa Caribe con las demás placas adyacentes, resultando en un sistema sismotectónico regional muy dinámico. Güendel & Protti (1998) calcularon la dirección de los ejes de presión (P) regionales en diferentes sectores de América Central para profundidades de 0 a 50 km, y concluyeron que en su mayoría, los ejes P tienen una dirección NE-SW (Figura 14). Los ejes de tensión (T) son ortogonales a los ejes P y cerca de las cadenas volcánicas tienden a actuar en forma de extensión radial. En las zonas C1 y C2 correspondientes a Costa Rica, la mayoría de los sismos tienen una componente inversa en C1 evidenciando la influencia de la zona de subducción (ver diagramas triangulares), mientras que en el arco volcánico (C2), los sismos generados se dividen en sismos con fallamiento inverso o transcurrente.

La instalación de redes locales de alta resolución en décadas recientes, ha proporcionado mucha información para el estudio específico de los sismos someros corticales. Estos eventos por su cercanía a los centros de población, su profundidad, y su alta frecuencia de ocurrencia, son los más dañadores para la región centroamericana. Entre ellos se encuentran el terremoto de Managua, Nicaragua (23 de diciembre de 1972), Guatemala (4 de febrero de 1976), El Salvador (10 de octubre de 1986), y Cartago, Costa Rica (4 de mayo de 1910).

La sismicidad histórica, así como la detectada instrumentalmente, se pueden incorporar en catálogos de terremotos llevando a cabo estudios detallados geológicos, tectónicos, geográficos e históricos, que proporcionen con precisión aceptable el tiempo de ocurrencia del evento, su localización (latitud, longitud y profundidad) y magnitud asociada.

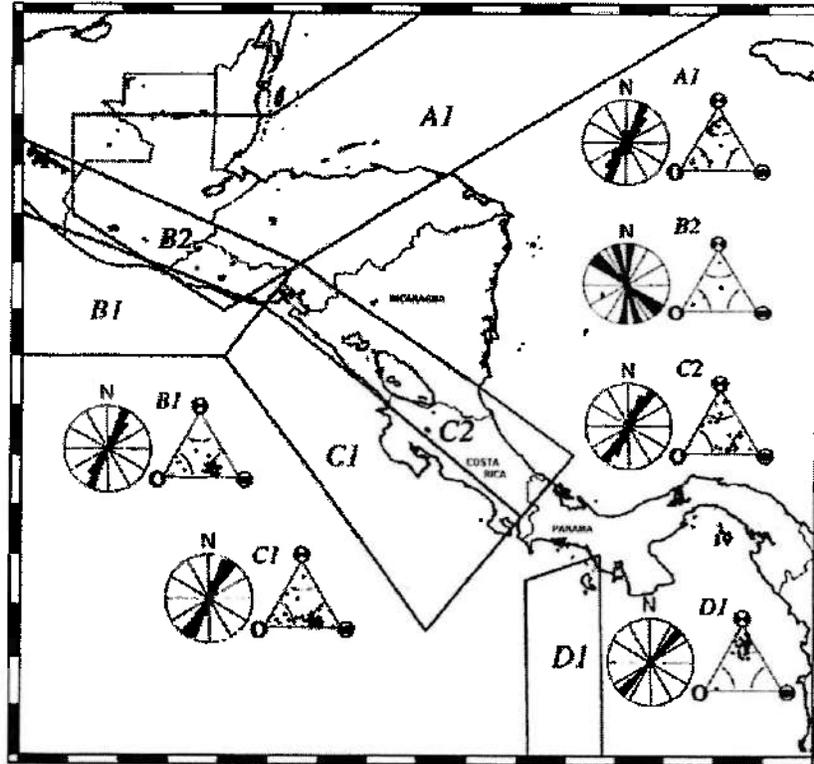


Figura 14: Orientaciones regionales de los ejes P para profundidades de 0 a 50 km in diferentes áreas de América Central usando diagramas triangulares y de rosas (tomado de Güendel & Protti, 1998).

En el presente, varias agencias o redes sismológicas registran un mismo evento y es muy común que reporten diferentes características para un mismo sismo, ya que el cálculo depende no solo de la sensibilidad de los instrumentos, sino su triangulación geodésica con respecto al evento, los diferentes tipos de arribos de ondas y los modelos de velocidades corticales utilizados. Un catálogo deberá incluir todas las fuentes que reporten un sismo (y las características que hayan reportado para un evento), y además indicar cuál es la agencia que 'mejor' evaluó el sismo. Aquí de nuevo, como en los estudios de sismicidad histórica, se va a requerir de conocimientos profundos de la sismicidad y tectónica de la zona.

Existen varias escalas de magnitud que dependen del tipo de ondas que se utilizaron para su cálculo. Esto resulta en que diferentes tipos de ondas arrojarán diferentes valores de magnitudes para un mismo evento. Por tanto, para establecer relaciones confiables entre los diferentes tipos de magnitud, hay que tener una amplia base de datos en la cual se incluyen evaluaciones directas de las diferentes magnitudes para un mismo evento. La magnitud momento (MV) es considerada por gran cantidad de expertos en el campo, como la mejor manera de medir el tamaño de los sismos, ya que es calculada con base en el momento

sísmico del evento, que es proporcional a la energía liberada. Es evidente que para tener homogeneidad al utilizar un catálogo, se deberán caracterizar todos los eventos con un mismo tipo de magnitud.

Como se puede concluir de lo anterior, para que un catálogo tenga validez sísmológica y estadística, tuvo que haber sido recopilado y avalado por expertos con conocimientos profundos en la sismicidad y tectónica de la zona en cuestión. Metodologías estadísticas han de ser aplicadas para evaluar su homogeneidad y completitud.

Desde mediados de la década de 1980 se instalaron dos redes locales en el territorio costarricense, la Red Sísmológica Nacional (RSN), operada en conjunto por la Universidad de Costa Rica (UCR) y el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), y la red de la Universidad Nacional (OVSICORI). El catálogo centroamericano a partir de esa fecha, para el territorio costarricense, da prioridad a los registros de estas dos redes, pero en especial los de la RSN.

El catálogo para América Central recopilado, analizado y homogenizado por Rojas et al. (1993) y trabajado en conjunto con expertos centroamericanos y noruegos en NORSAR, Noruega, en un proyecto de investigación auspiciado por el gobierno noruego, es la mejor base de datos existente para la zona centroamericana. Los eventos pre-instrumentales fueron estudiados minuciosamente, respaldados por un amplio conocimiento histórico y sísmológico. Se consultó exhaustivamente la literatura relevante, que data del tiempo de la Colonia y es extensa. Se incluyeron los eventos que aparecen en los catálogos regionales de los diferentes países centroamericanos. El catálogo se completó hasta el 30 de setiembre del año 2012 utilizando los boletines emitidos por la RSN y el International Seismic Center (ISC), que incorpora las localizaciones y magnitudes de otras agencias internacionales.

En el catálogo se realizaron ejercicios estadísticos para evaluar la homogeneidad y completitud para las diferentes zonas para diferentes ventanas de tiempo. Se generaron relaciones empíricas para la conversión de las diferentes magnitudes. Todos los eventos han sido recalculados para ser expresados en magnitud momento. La base de datos actual para la zona centroamericana está ajustada a partir del siglo XVI (1541) y hasta el 30 de setiembre del 2013. Para este estudio se utilizaron 80 972 sismos localizados entre las coordenadas de latitud 7.5° - 12° N y longitud 82.0° - 87.0° W. De ellos, 55 009 son de profundidades menores a 25 km y 25 963 son de profundidades mayores a 25 km hasta 250 km.

Este catálogo, que comprende todo Costa Rica y áreas circunvecinas, fue mejorado buscando e incorporando todos los tipos de magnitud reportadas para la mayor cantidad de eventos posible. De esta manera un mismo evento se reporta con una, dos o tres magnitudes diferentes que pueden ser: magnitud coda o magnitud duración (MC), magnitud local (ML), magnitud B o de onda de cuerpo (Mb), magnitud superficial o onda superficial (MS) y magnitud momento (MW). Por esa razón, uno de los primeros pasos a realizar fue realizar la homogenización del catálogo. Se verificó la completitud del catálogo para las diferentes ventanas de tiempo, determinándose que se encuentra completo a partir del año 1960, para sismos $MW \geq 4.0$.

Se comprobó que los epicentros de la sismicidad ubicada sobre la cadena volcánica es somera ($0 \leq 25$ km) y genera sismos de magnitudes $M \leq 7.0$. Estos sismos son generados por los esfuerzos tectónicos en una serie de fallas, por lo general normales o de desplazamiento rumbo, perpendiculares y paralelas al arco (White, 1991).

La ubicación de los eventos sísmicos en Costa Rica identifica preliminarmente las zonas donde se pueden producir los mayores daños a las obras de infraestructura. La Figura 15 muestra los sismos de todas las profundidades y con magnitudes MW igual o superior a 5, utilizando el catálogo de sismos de América Central, actualizando hasta el 30 de septiembre del 2013.

La Figura 16 muestra la diferencia de ubicación entre los sismos someros (profundidades menores o iguales a 25 km) y los sismos profundos (más de 25 km de profundidad). Esta ubicación va a reflejar la importancia de las zonas que son capaces de generar la mayor actividad sísmica. En estas figuras se utilizaron los sismos con magnitudes MW mayor o igual a 4 para tener una mejor definición de las zonas sismo-genéticas.

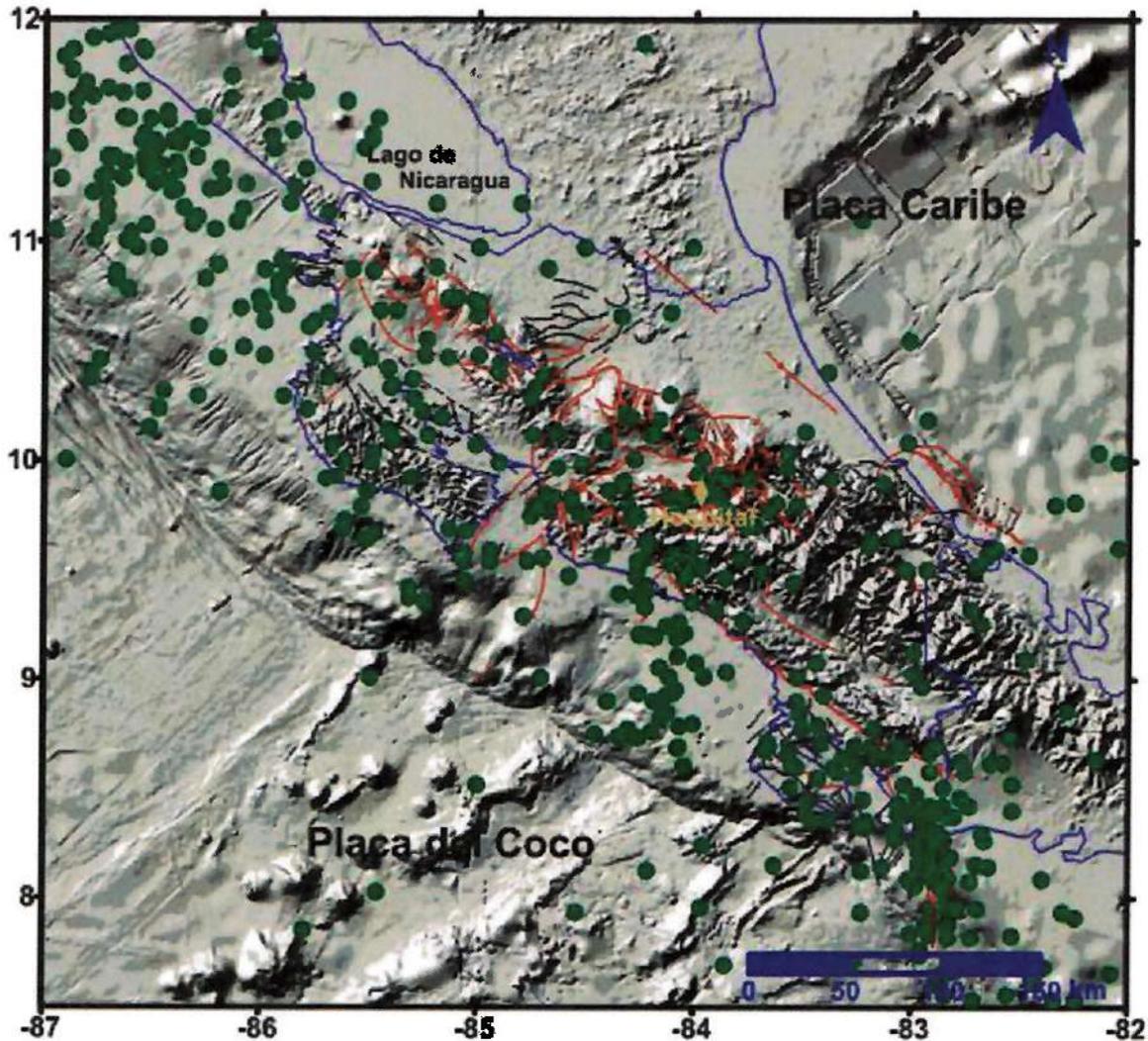


Figura 15: Localización de los sismos en Costa Rica con magnitud momento $MW \geq 5$ para todas las profundidades, a partir del siglo XVII.

Además de la constante generación de eventos telúricos, se puede apreciar que la actividad se ubica en todo el territorio costarricense. Los sismos someros son más abundantes y hay algunas áreas de sismicidad importante bien definidas. Por su parte, los sismos profundos ocurren por lo general cerca de la costa pacífica y en el sector del antearco, y están directamente asociados con el proceso de subducción y límites de placas, mientras que su abundancia decrece bajo el arco y trasarco, donde tienen profundidades de 100 a 200 km máximo, como se ha comentado anteriormente.

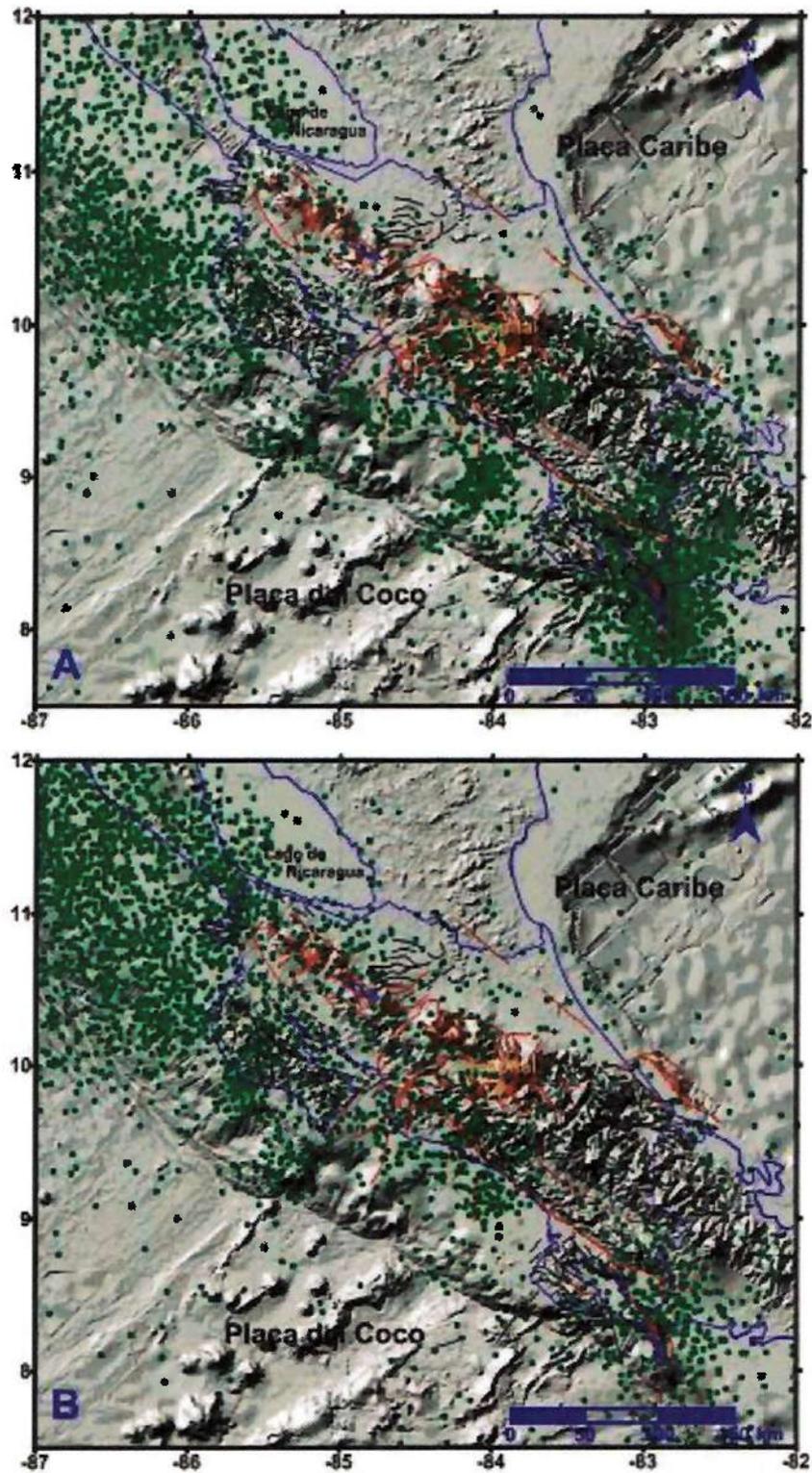


Figura 16: Localización de los eventos sísmicos con magnitudes $M_W \geq 4$ para sismos con profundidades de 0 a 25 km (A) y mayores de 25 km (B)

4. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y SISMO-TECTÓNICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El sitio del terreno para el hospital nuevo de Cartago se encuentra 4 km al suroeste del centro de la ciudad de Cartago, en la provincia homónima. Geográficamente, el centroide de la propiedad se localiza en las coordenadas geográficas 9.84276° N y 83.95460° (en la hoja cartográfica Istarú del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:50 000). La Figura 17 muestra la ubicación del sitio con respecto al poblado vecino de Tejar y al área industrial, agrícola y residencial de la periferia.

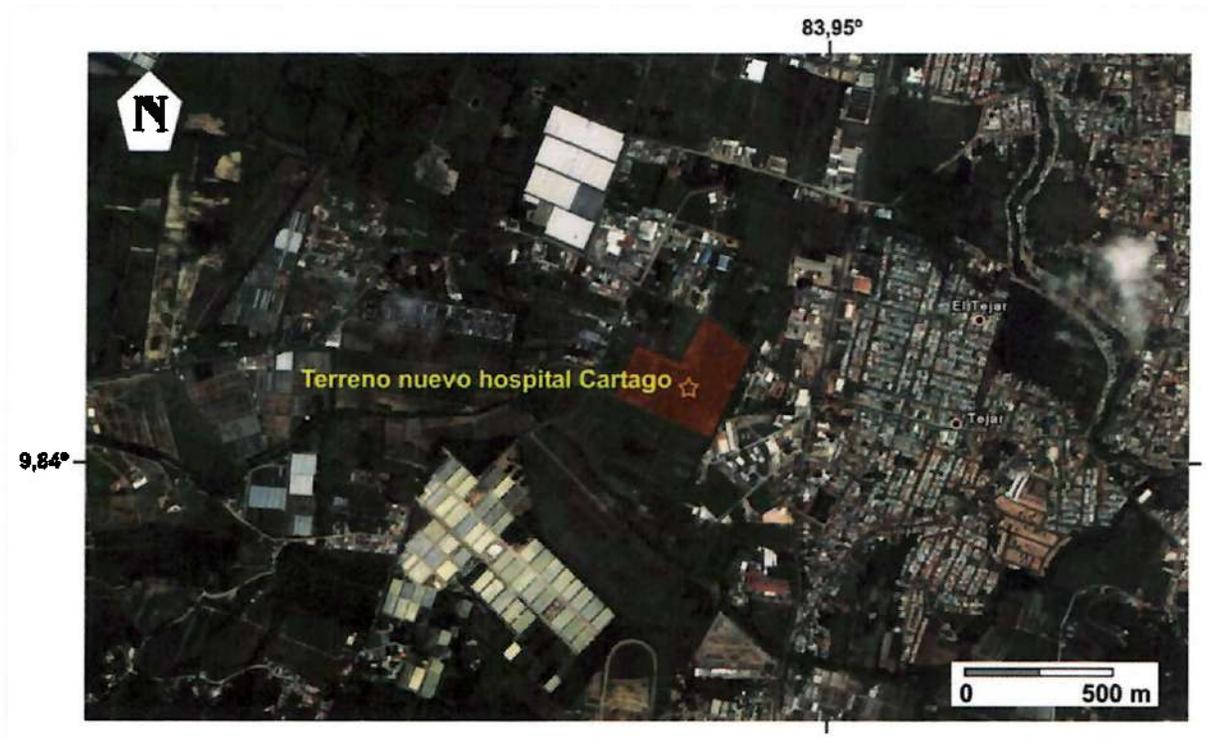


Figura 17: Ubicación del terreno del nuevo hospital de Cartago en Tejar.

4.1. ENTORNO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se ubica según la clasificación morfotectónica de Costa Rica (Denyer et al., 2003, 2009), en las Cuencas Intraarco, Valle Central Oriental.

Los trabajos de base que se han utilizado para la compilación geológica y tectónica son múltiples (ver detalles en el informe geológico acompañante): Krushensky (1972), Morales (1975), Denyer & Montero (1988), Woodward & Clyde (1993), Montero (2001), Fernández & Montero (2002), Linkimer (2003), Denyer et al. (2003; 2009), Montero et al. (2005), Montero & Kruse (2006), Denyer & Alvarado (2007), Quintanilla et al. (2008), Alonso-Henar (2011),

Alonso-Henar et al. (2013), Fernández (2013), y Montero et al. (2013). Estos trabajos y sus mapas han sido complementados con una revisión de campo y fotogeológica, y afinamiento del mapa geológico aquí presentado (Figura 18).

La geología del área periférica al sitio del nuevo hospital de Cartago en Tejar muestra básicamente una secuencia de sedimentitas del Neógeno (Formaciones Peña Negra, San Miguel y Coris), volcánicas del Neógeno (Formación La Cruz), volcánicas del Macizo del Irazú, y una secuencia de sedimentos inconsolidados, que incluye lahares, aluviones, coluvios y depósitos fluvio-lacustres finos, entre los valles de Cartago y Coris.

Una síntesis de la estratigrafía se da a continuación.

4.1.1. Sedimentitas del Neógeno

Al oeste y sur del Valle de Coris y del Tejar afloran una secuencia de rocas sedimentarias cuyas edades son principalmente del Mioceno e incluyen las formaciones Peña Negra, San Miguel y Coris.

Las rocas de la Formación Peña Negra son areniscas medias a finas y lutitas, pardas y grises hasta negras, en estratos usualmente decimétricos. Las rocas están profusamente meteorizadas a suelos color pardo-rojizo. Aflora sobre todo al sur del Valle de Coris, en las cercanías de Bermejo. Los buzamientos muestran estructuras tectónicas como plegamiento y falla en áreas periféricas. El contacto inferior de esta formación fuera del área estudiada es concordante sobre la Formación Pacacua en parte, y el contacto superior es con las rocas de las formaciones San Miguel y Coris. Su edad había sido establecida como Mioceno Medio por Denyer & Arias (1991).

La Formación San Miguel aflora al sur y oeste del Valle de Coris y en varios sitios hacia el occidente, como pequeños tajos para caleras. Está formada principalmente por calizas bioclásticas, cristalinas a nodulares y con intercalaciones de areniscas y conglomerados (Carballo & Fischer, 1978). Los espesores varían de 15 a 100 m y son en general con un contacto transicional a la Formación Coris, de modo que su edad es de Mioceno Inferior-Medio.

La Formación Coris aflora en gran parte del sector oriental y sur de la zona cartografiada del Valle de Coris, así como al sur de Tejar. Ortocuarzitas blancuzcas a moráceas afloran en las inmediaciones de quebradas, subiendo hacia el Alto Coris, en donde se aprovechan en tajos artesanales (p.ej. 535080E – 208050N). También afloran algunas cuarcitas blanco-amarillentas, y otras diferentes facies, ricas en tobas, grauvacas, brechas volcánicas y arcosas. En general son bancos decimétricos, métricos o masivos. En estos lugares habían sido descritas y mapeadas por Fischer & Franco (1979) y Denyer & Arias (1991). Según Fischer & Franco (1979), los ambientes de depositación de estas rocas fueron desde litorales hasta terrestres con algunas facies volcánicas claras, y determinaron una edad del Mioceno Medio-Superior. Los espesores totales no han podido ser evaluados debido a lo restringido de los contactos, y a la cercanía de varias fallas y pliegues. Denyer & Arias (1991)

estiman un espesor del orden de 500 m. Sobreyace a las formaciones San Miguel y Peña Negra y tiene contacto lateral con Peña Negra. El contacto superior es con la Formación La Cruz, en los Cerros de La carpintera, al norte del valle de Coris.

4.1.2. Volcanitas de Formación La Cruz (Grupo Aguacate, Neógeno)

La Formación La Cruz aflora en los sectores sur, suroeste de la zona cartografiada principal, y en los Cerros de La Carpintera. Denyer & Arias (1991) definieron esta formación como un conjunto de lavas predominantemente basálticas y tobas que sobreyacen concordantemente la secuencia sedimentaria en el Valle Central. Vienen a ser las facies volcánicas concordantes con las sedimentitas, hoy basculadas, y por tanto discordantes bajo las secuencias volcánicas no basculadas. En efecto, sobreyacen concordantemente a las formaciones Peña Negra y Coris y eventualmente son coetáneas, como sugieren Quintanilla et al. (2008). Dos dataciones en el noroeste de la hoja Caraigres arrojan edades de 10.90 ± 0.10 Ma y 11.35 ± 0.10 Ma (MacMillan et al., 2004), que viene a ser Mioceno Superior temprano. En todo caso, no parecen ser más jóvenes que unos 5.5 Ma.

4.1.3. Volcanitas del Macizo del Irazú (Cuaternario)

Afloran al norte del área cartografiada, al norte de Cartago, y comprenden un paquete amplio de volcanitas diversas, como lavas, piroclastos de caída, depósitos de avalancha volcánica y epiclastos diversos, con edades en general de menos de un millón de años, y predominantemente de menos de un cuarto de millón de años (cf. Alvarado et al., 2006; Alvarado & Gans, 2012).

Hacia Ochomogo aparecen depósitos de la avalancha volcánica de Reventado, hasta el norte de Cartago. El depósito caótico tiene una morfología irregular. El espesor según Pavanelli et al. (2003) es visible en 70 m, pero podría exceder los 100 m. Con seguridad, alcanza al menos 45 m de espesor 2 km al norte de Ochomogo, como lo atestigua el pozo perforado IS-470 (543710E-210580N). El depósito ha sido datado por Pavanelli et al. (2004) con radiocarbono en 5930 ± 100 años (calibrada sería 6750 ± 110 años a.P.). Su extensión parece estar sobreestimada, pues Pavanelli et al. (2004) incluyen toda la ciudad de Cartago y allende hacia el sur, mientras que esta está más bien fundada sobre depósitos de lahares y fluviales, según se desprende del análisis de la geología superficial y de la geología de pozos perforados en esa ciudad.

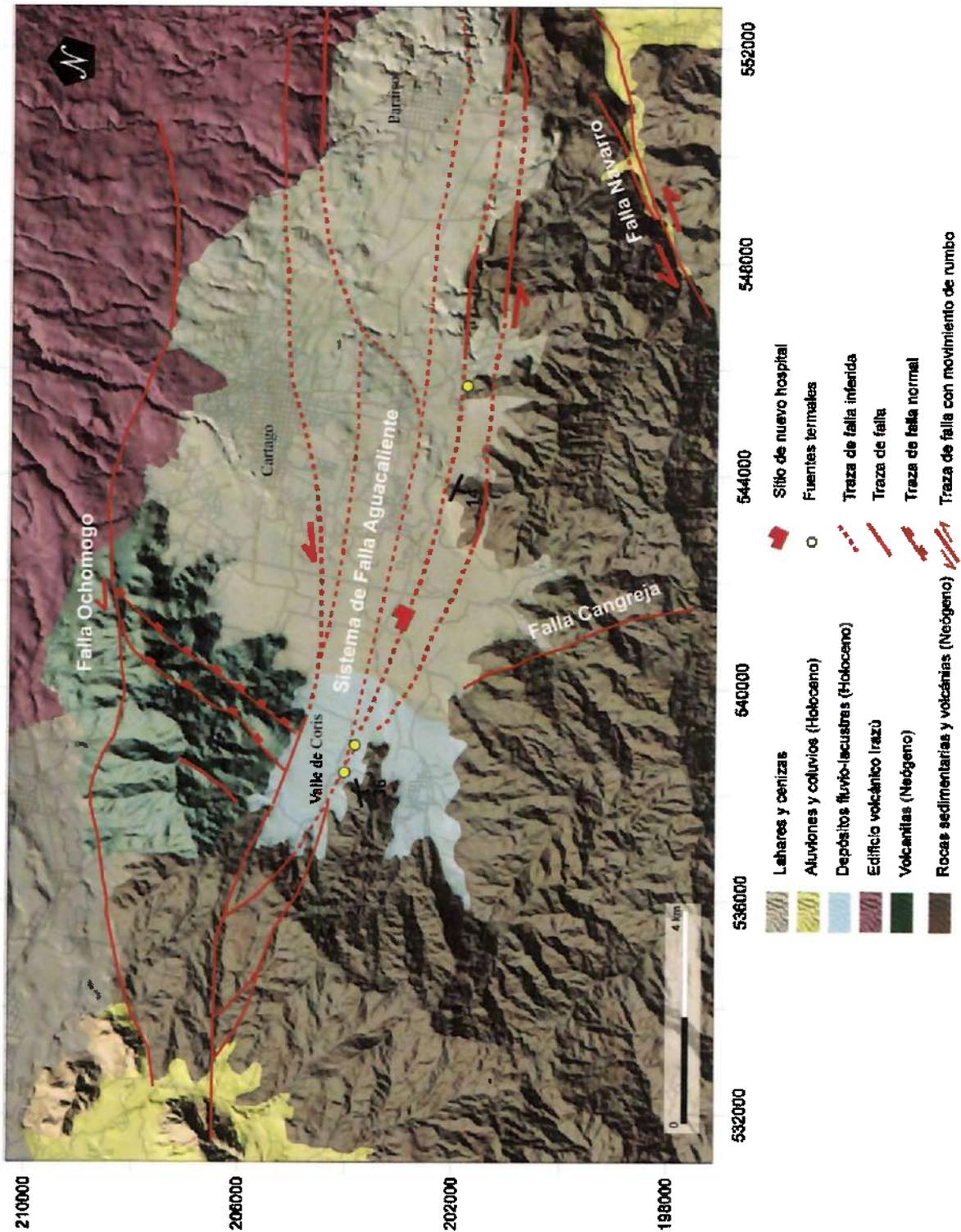


Figura 18: Mapa geológico en los alrededores del sitio del nuevo hospital de Cartago, sitio Tejar. Cartografía con base en curvas de Terra 1:25 000. Mapa reinterpretado para este trabajo (ver detalles en informe geológico).

4.1.4. Depósitos fluvio-lacustres, aluviones y lahares (Cuaternario)

En el sector occidental del Valle de Coris predominan los depósitos fluvio-lacustres, con limos, arcillas y arenas en bancos centimétricos a decimétricos de inundación o cuencas lacustres (Figura 18). Hacia Tejar, y de allí al norte y este, predominan los depósitos aluviales más gruesos, interdigitados con lahares de diferentes granulometrías, procedentes del Irazú. Culmina la secuencia y también está interestratificada en parte, un paquete de cenizas varias, principalmente finas de caída de los volcanes Irazú y Turrialba.

Los espesores totales del relleno de sedimentos, con base en las descripciones de los pozos perforados en el área, indican desde decámetros a más de 150 m en total (Figura 19), en parte interdigitado con rocas volcánicas, muy probablemente provenientes del Macizo del Irazú, que casi con seguridad se ha desarrollado desde el Pleistoceno Superior (cf. Quintanilla et al., 2008). El basamento hacia el lado sur es de rocas sedimentarias neógenas, muy probablemente areniscas de la Formación Coris.

Otros depósitos de aluviones espesos se encuentran en las partes laterales del área cartografiada, fuera de los valles de Coris y Cartago, en la entrada del Valle de Orosi, en el extremo sureste del mapa y en el área de Río Azul, en el extremo noroeste del mapa.

4.1.5. Geología estructural

El Valle Central Oriental está rodeado por una serie de fallas importantes, de las cuales la Aguacaliente, la Navarro y la Ochomogo son las más importantes rodeando Cartago, y que se ven en la Figura 18. Otras trascendentes como Cangreja se muestra también, mientras que otras como la Lara y Orosi, más en la periferia, no se ven en el área del mapa.

La falla más cercana e importante para el sitio del hospital nuevo de Cartago es la Falla Aguacaliente. En realidad, esta falla debe ser tratada como el Sistema de Falla Aguacaliente, porque no implica una traza única, sino una serie de fallas asociadas. La falla ha sido estudiada a lo largo de muchos años, en particular desde que Montero & Miyamura (1981) le asociaron el Terremoto de Cartago de 1910. Desde ese momento al presente, numeroso estudios la han abordado, tanto en análisis geológicos como estructurales y tectónicos locales a regionales (véase por ejemplo: Dóndoli & Torres (1954), Denyer & Montero, 1988; Woodward & Clyde, 1993; Montero, 2001; Fernández & Montero, 2002; Linkimer, 2003; Denyer et al., 2003 y 2009; Montero et al., 2005; Montero & Kruse, 2006; Quintanilla et al., 2008; Alonso-Henar, 2011; Alonso-Henar et al., 2013; Fernández, 2013, y Montero et al., 2013, y además la discusión detallada en el informe geológico y tectónico paralelo a este informe).

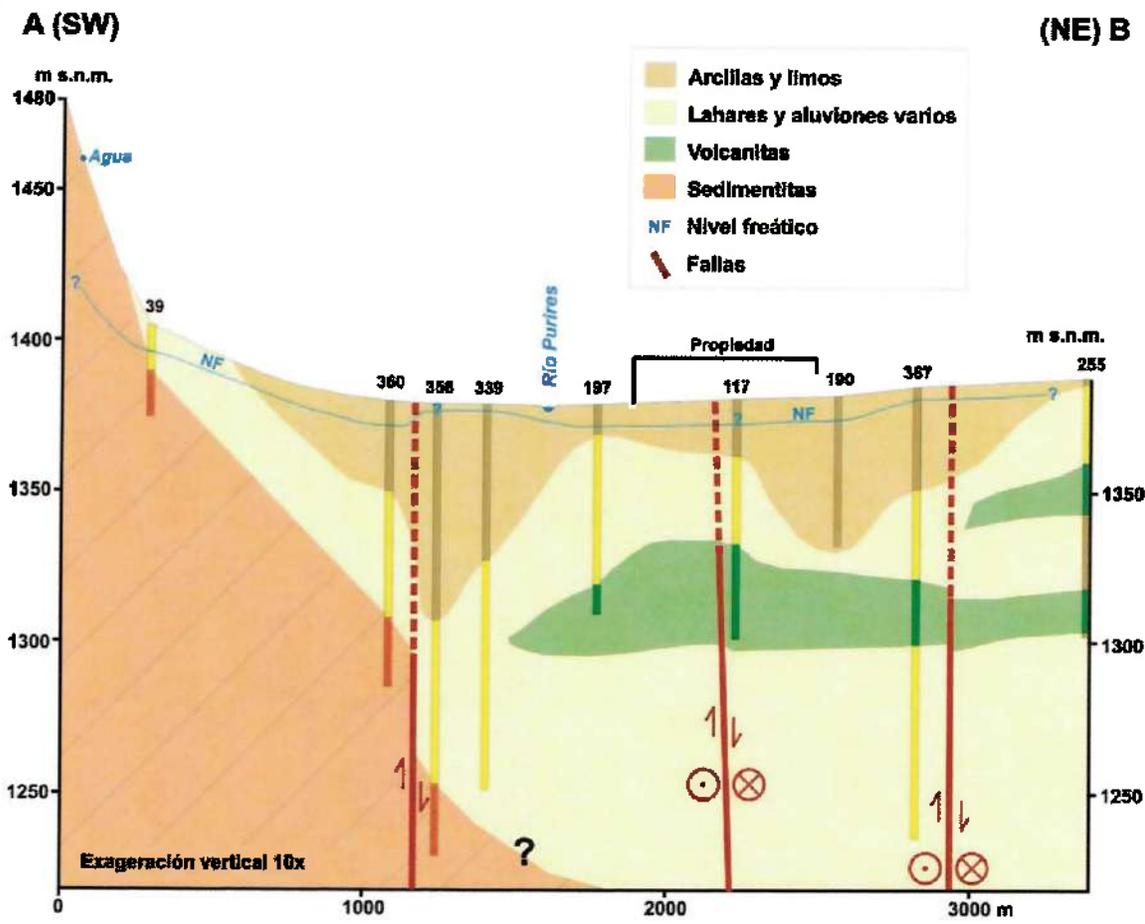
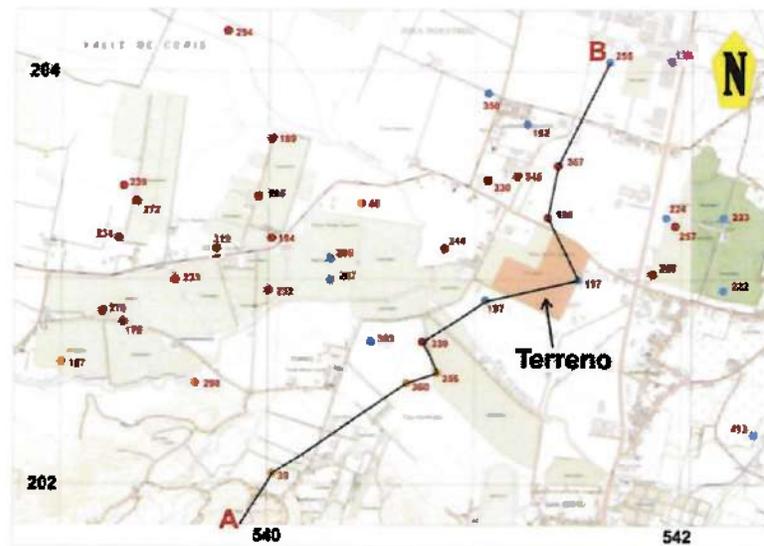


Figura 19: Arriba, mapa con la ubicación de pozos en los alrededores del sitio del terreno para el nuevo hospital de Cartago, sitio Tejar. Abajo, el perfil interpretativo con la geología y tectónica a partir del mapa de la Figura 18. Reinterpretado para este trabajo (ver detalles en informe geológico).

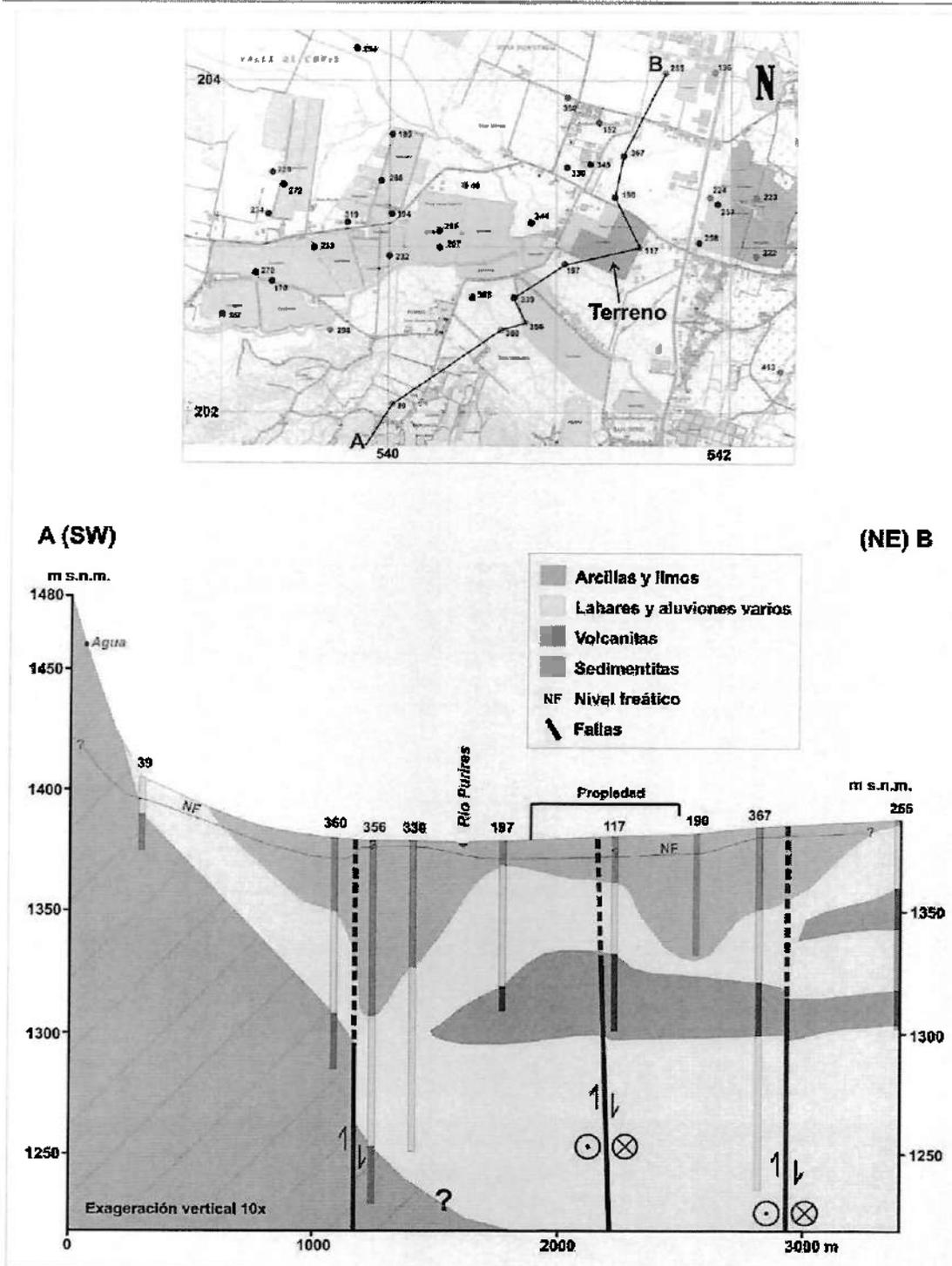


Figura 19: Arriba, mapa con la ubicación de pozos en los alrededores del sitio del terreno para el nuevo hospital de Cartago, sitio Tejar. Abajo, el perfil interpretativo con la geología y tectónica a partir del mapa de la Figura 18. Reinterpretado para este trabajo (ver detalles en informe geológico).

En resumen, a lo largo de tres décadas de investigación, la traza asignada en diferentes mapas ha variado por diferentes motivos: la escala de los mapas, el propósito de los mapas, la metodología, y los criterios neotectónicos, tectónicos y sísmológicos escogidos por los autores (véase la discusión en el informe geológico y tectónico paralelo a este estudio).

Los conceptos más modernos y actualizados que se han usado para interpretar la tectónica de esta área, han sido en parte esgrimidos por Alonso-Henar (2011), Alonso-Henar et al. (2013), Montero et al. (2013) y en el informe geológico y tectónico paralelo a este estudio. El área de los valles de Coris y El Guarco o Cartago se interpreta como una cuenca transpresiva localizada entre la Falla Ochomogo y el Sistema de Falla Aguacaliente. El sistema es sinistral, y genera en su interior una serie de estructuras menores, como fallas normales y escamas de fallas paralelas. El Sistema de Falla Aguacaliente se extiende hacia el Valle Central Occidental, en otras fallas como Río Azul, Patafallo, Aserri, Escazú y Belo Horizonte.

Las evidencias de las diferentes escamas del Sistema de Falla Aguacaliente que cortan los valles de Coris y El Guarco, al afectar sedimentos inconsolidados y suaves, en particular limo-arcillosos a arenosos, dejan trazas que no pueden ser seguidas con facilidad, de modo que las trazas dibujadas son aproximadas, siguiendo los indicadores morfoestructurales considerados, como escarpes, contraescarpes, ríos desplazados, cauces afectados y lomitas de presión (mapa geológico de la Figura 18). Esto ha sido posible estudiar con base en las fotografías aéreas y con el Mapa de Elevación Digital (MED) generado para este propósito.

Asimismo, con base en las consideraciones de índole estratigráfica de los pozos de la base de Datos del Senara, se ha construido un perfil geológico cortando el área del sitio del terreno, en donde se han interpretado las posibles estructuras trazadas en el mapa, en profundidad (Figura 19).

Un tercer argumento de trabajo, ha sido la correlación de las anomalías geofísicas encontradas con base en diferentes metodologías, en los estudios paralelos a este trabajo. La correlación de las anomalías geofísicas con las geológicas del perfil y las trazas en superficie del mapa, han llevado a definir cinco escamas o trazas del Sistema de Falla Aguacaliente, de las cuales 3 trazas son en su extremo sur de los valles de Coris y El Guarco y dos hacia el norte de Coris y centro del valle de El Guarco (Figuras 18 y 20).

Las fallas resultantes son principalmente verticales a subverticales (ángulo $>70^\circ$). Varias de estas estructuras se imbrican como relevos transpresivos, aunque los movimientos principales que se desprenden en el sector sur, son de índole sinistral y ligeramente normal, al menos en el sector occidental de las fallas, en el Valle de Coris y el sector occidental del Valle de El Guarco.



Figura 20: Vista desde el oeste del Valle de Coris y al fondo El Tejar. Abajo se muestran las proyecciones de las trazas de fallas del Sistema de fallas Aguacaliente, según las interpretaciones del trabajo geológico y tectónico.

4.2. SISMICIDAD DEL ÁREA DE ESTUDIO

La sismicidad de la región Central de Costa Rica tiene una actividad importante, y muchos de estos sismos han afectado el área de estudio. La Tabla 2 condensa los principales sismos registrados y en la Figura 21 se ilustran los sismos con $M_w > 6$, desde el año 1800. Nótese que la fecha y hora mostrada en la Tabla 2 es la GMT (Greenwich Meridian Time) o UT (Universal Time), que es la hora local + 6 hrs de diferencia.

En la Figura 21 se muestra además el detalle del ambiente tectónico del área y se localizan de los sismos someros (menores a 25 km de profundidad) y los sismos profundos (> 25 km) de magnitudes M_w igual o superior a 5.0 que pueden haber tenido consecuencias de importancia en el área de estudio. Se puede observar que el sitio está rodeado por varios sistemas de fallas, en donde algunos de estos han sido generadores de sismos de importancia. Los sistemas de fallas mostradas en la Figura 21 son las fallas someras corticales. Estas fallas son las que aportarán la mayor componente en la integración de la amenaza sísmica, por su cercanía al sitio. Estas generan sismos por lo general menores de magnitud 7.

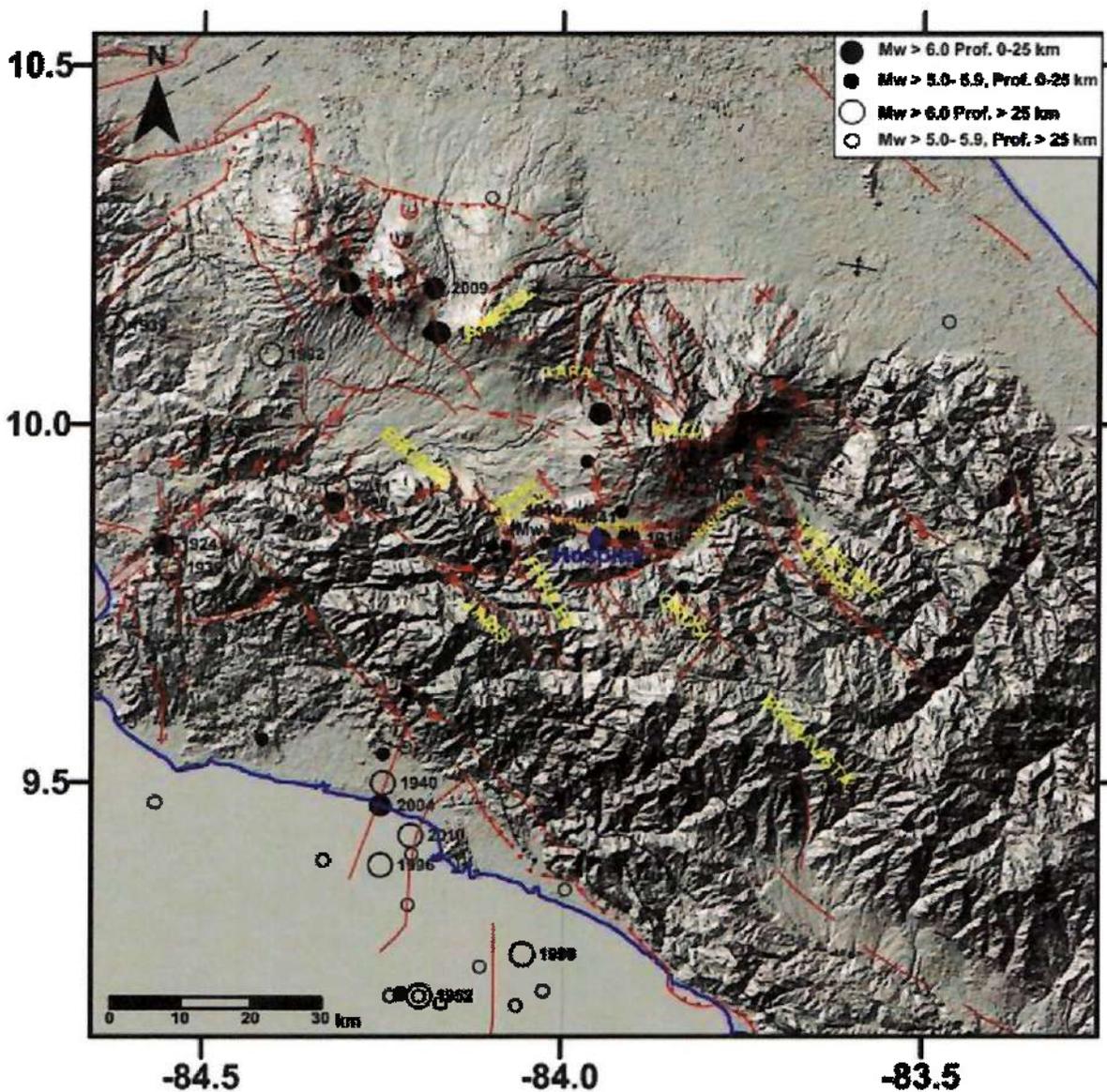


Figura 21: Mapa tectónico de la parte centro de Costa Rica con la ubicación de los sismos de magnitud $M_w \geq 5.0$ desde 1800: locales o someros (0-25 km) como círculos rellenos; profundos (> 25 km) como círculos sin relleno.

Tabla 1: Sismos $M > 5.0$ más importantes y sus principales características, en los alrededores del hospital nuevo de Cartago.

Año	Mes	Día	Hora (UTC)	Minuto	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (M_w)
1821	4	10	0	0	9.830	-84.080	10	5.5
1834	6	0	0	0	9.840	-83.950	10	5.0
1835	6	10	0	0	10.130	-84.190	5	5.4
1841	9	2	12	30	9.840	-83.950	10	6.3
1842	3	21	0	0	9.830	-84.100	10	5.8
1888	12	30	10	12	10.138	-84.183	10	5.8
1888	12	30	10	20	10.130	-84.175	10	6.0
1896	4	20	13	16	9.880	-83.920	10	5.2
1910	3	10	21	9	9.600	-84.000	45	5.2
1910	4	13	7	5	9.835	-84.027	12	5.8
1910	5	5	0	47	9.842	-83.910	9	6.4
1911	8	29	4	6	10.210	-84.280	8	6.1
1912	2	21	8	15	9.950	-83.967	5	5.2
1912	6	6	6	12	10.017	-84.267	10	6.2
1924	3	4	10	7	9.833	-84.558	15	7.0
1933	3	22	16	15	9.920	-83.730	10	5.2
1939	12	21	20	54	10.140	-84.630	75	7.3
1939	12	22	4	43	9.800	-84.550	70	6.8
1939	12	23	17	11	9.700	-83.700	45	5.2
1939	12	26	21	49	9.990	-84.510	85	6.0
1940	10	5	14	38	9.500	-84.250	33	6.2
1940	10	27	5	35	9.750	-84.500	33	6.8
1944	8	22	12	28	9.500	-84.000	40	5.2
1947	12	30	1	55	9.800	-84.300	40	5.8
1948	11	19	1	4	9.917	-83.833	80	6.8
1951	8	22	5	41	9.833	-83.867	3	5.2
1952	9	9	12	54	9.200	-84.200	33	7.2
1952	9	11	5	28	9.200	-84.200	33	5.6
1952	10	21	2	11	9.200	-84.200	33	5.0
1952	10	21	2	30	9.200	-84.200	33	5.7
1952	10	21	6	9	9.200	-84.200	33	5.0
1952	10	21	6	35	9.200	-84.200	33	5.2
1952	12	30	12	7	10.016	-83.950	5	6.0
1954	3	27	18	41	9.550	-83.770	90	5.0
1955	9	1	17	33	10.228	-84.308	3	5.8

Tabla 1: Sismos $M > 6.0$ más importantes y sus principales características, en los alrededores del hospital nuevo de Cartago (continuación).

Año	Mes	Día	Hora (UTC)	Minuto	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (M_w)
1956	7	19	23	38	9.520	-83.980	81	6.2
1957	2	4	9	1	9.460	-83.840	67	5.7
1959	1	13	8	34	9.460	-84.030	58	5.9
1959	6	4	1	57	9.550	-84.220	62	5.3
1959	7	4	1	57	9.540	-84.250	20	5.7
1961	2	27	15	44	9.940	-83.870	68	5.3
1966	4	9	2	34	9.200	-84.240	30	5.3
1966	4	9	2	42	9.190	-84.170	28	5.7
1968	7	17	6	23	10.420	-83.360	32	5.1
1971	6	5	14	20	9.328	-84.215	37	5.4
1971	8	5	22	58	9.574	-84.087	50	5.0
1973	8	4	0	44	9.836	-84.644	69	5.1
1973	10	18	1	9	9.186	-84.065	49	5.4
1974	2	28	20	15	9.241	-84.116	54	5.3
1974	2	28	20	20	9.510	-83.950	34	5.9
1976	12	1	14	15	9.978	-84.622	51	5.3
1976	12	20	10	18	9.316	-83.884	66	5.4
1978	1	4	22	52	9.527	-84.098	67	5.0
1982	8	17	18	24	9.558	-84.073	49	5.5
1983	4	3	14	46	9.207	-84.027	28	5.2
1983	7	3	17	13	9.490	-83.670	14	6.3
1990	6	30	14	51	9.867	-84.381	7	5.1
1990	7	23	5	27	9.473	-84.568	26	5.1
1990	8	30	22	20	9.764	-84.522	44	5.0
1990	12	22	17	27	9.892	-84.320	4	6.0
1991	4	22	20	6	9.700	-83.740	10	5.6
1991	4	22	20	7	9.770	-83.640	10	5.5
1991	4	22	22	8	9.794	-83.505	43	5.3
1991	4	22	22	19	9.921	-83.346	47	5.3
1991	4	22	23	0	10.145	-83.467	33	5.0
1991	4	24	19	12	9.440	-83.520	3	5.5
1992	3	7	1	53	10.100	-84.410	85	6.3
1993	7	10	20	40	9.806	-83.602	19	5.7
1994	12	28	21	22	9.561	-84.419	17	5.1
1995	8	23	7	45	9.349	-83.996	56	5.0
1996	8	28	17	16	9.391	-84.333	43	5.6
1996	9	4	19	6	9.384	-84.254	35	6.0

Tabla 1: Sismos $M > 6.0$ más importantes y sus principales características, en los alrededores del hospital nuevo de Cartago (continuación).

Año	Mes	Día	Hora (GMT)	Minuto	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (M_w)
1998	5	29	11	30	10.053	-83.549	8	5.2
1998	11	29	14	30	9.972	-83.551	39	5.1
1999	8	20	10	2	9.258	-84.056	45	6.9
1999	12	10	18	46	9.617	-84.194	0	5.3
2003	10	17	0	8	9.773	-83.834	6	5.1
2004	11	20	8	7	9.469	-84.254	11	6.2
2005	12	28	15	27	9.741	-84.280	69	5.1
2008	1	18	23	35	9.264	-83.757	30	5.1
2009	1	8	19	21	10.202	-84.146	6	6.2
2009	11	13	21	20	9.627	-84.217	11	5.1
2010	5	20	22	16	9.203	-84.226	23	5.9
2010	5	20	22	19	9.400	-84.210	38	5.1
2010	6	1	3	26	9.426	-84.212	53	6.0
2010	10	9	1	54	10.319	-84.103	88	5.9
2011	5	13	22	47	9.914	-84.316	71	6.0

Se puede observar, como se mencionó en el subcapítulo anterior y en el mapa geológico, que el sitio está rodeado por varios sistemas de fallas. Los sistemas de fallas mostradas en la Figura 21 son las fallas someras corticales. Los sismos de importancia en los alrededores del sitio del nuevo hospital de Cartago han sido principalmente asociados con la sismicidad en estos sistemas tectónicos corticales.

A continuación se comentan varios de los más importantes eventos que han sido bien documentados a lo largo de la historia por sus efectos destructivos y que se ubicaron en un radio de 50 km de distancia del sitio de estudio. Muchos de los sismos de subducción de magnitudes de consideración que se registraron en la margen oceánica no se comentan ya que no generaron daños de consideración en el país, o bien aquellos de magnitud importante con profundidades altas (> 50 km), que por eso mismo no causaron daños.

Varios sismos de magnitud ($M_S \geq 5.0$) importantes y superficiales se han registrado históricamente en el Arco Interno, pero posiblemente muchos de ellos tuvieron un efecto menor en el sitio. La mayoría de estos se alinean al sur del Valle Central, pero algunos otros ocurrieron al norte, en la Cordillera Volcánica Central.

Seis de estos sismos someros destructivos ocurrieron desde 1841 hasta el presente al sur de las ciudades de San José y Cartago causando la muerte a más de 600 personas. Estos sismos se han ubicado alineados a lo largo del trazo de la Falla Aguacaliente (al borde sur del Valle Central Oriental) y ocurrieron uno en 1841, tres de ellos en 1910, uno en 1912 y el último en 1952. El de 1841 fue un sismo destructivo de M_w 6.3 que ocurrió al norte de Cartago, el

cual se ha asociado con la falla Lara, pero que también se asocia posiblemente con la falla Aguacaliente; se reportaron 38 personas fallecidas. El sismo de Alajuelita de 1842 de MW 5.8 que se asociaría con la falla Aserri, y según los datos de González Víquez (1910) fue un fuerte temblor que causó daños en Alajuelita y otros poblados de San José. Los sismos más importantes ocurrieron los días 13 de abril y el 4 de mayo de 1910, este último conocido como Terremoto de Cartago (Figura 22). Ambos sismos han sido reestudiados por Montero (2010) y causaron intensidades máximas de VII en el sector este del área del proyecto del hospital (Figura 22).

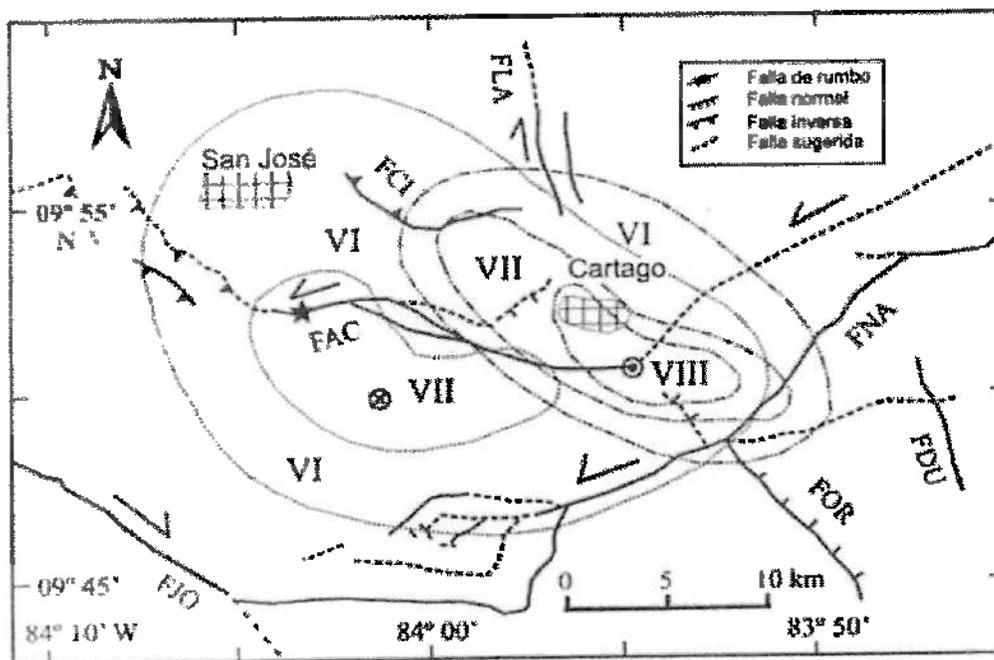


Figura 22: Epicentros de los sismos de 1910 (13 de abril, izquierda y 4 de mayo, derecha) a lo largo de la Falla Aguacaliente (FAC). La reinterpretación del epicentro del de abril se da en la estrella, más cerca de San José que lo pensado. Tomado de Montero (2010). Las otras fallas mostradas son FLA, Lara; FCI, Cipreses, FNA, Navarro, FDU, Duán, FOR, Orosi, y se dibuja en trazos parte de la Falla Ochomogo.

El sismo del 4 de marzo de 1924, (Mw 7.0), cuyo epicentro se ubicó a unos 10 km de Orotina, afectó la parte occidental del Valle Central y fue especialmente destructivo en la zona de Orotina, San Mateo y San Ramón. Montero (1999) lo asocia con la falla Tárcoles y opina que el mecanismo focal de este sismo indica un fallamiento transcurrente sinistral con una componente inversa. Para Montero (1999), este evento es de especial importancia porque es evidencia del fallamiento cortical por encima de la zona de convergencia de placas y que es parte de un límite difuso que existe entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá. Considera asimismo, que el sistema de fallas Bijagual participó en el proceso de rupturas que

caracterizó el evento principal y sus réplicas más importantes. Como simicidad inducida, en las faldas del volcán Irazú se reportaron sismos que pueden haber sido sismovolcánicos u ocasionados por las fallas que existen en este volcán, posiblemente las que se encuentran cerca de Llano Grande y San Juan. También se reportaron temblores con retumbos (indicativos de foco superficial) en Turrubares, Puriscal, Santa Ana, Escazú, Esparza, Guayabo, Villa Colón y Piedras Negras. Fernández & Doser (2009), por su parte, proponen que este sismo de Orotina de 1924 pudo haber ocurrido más al sur, cerca de Quepos, pero la propuesta no tiene sentido de acuerdo con los datos macrosísmicos.

En el período 1939-1940 se dio en la zona centro – oeste de Costa Rica una crisis sísmica que incluyeron los sismos del 18 de junio de 1939 (MW 6.5), 21 de diciembre de 1939 (MW 7.3), 22 de diciembre de 1939 (MW 6.8), 26 de diciembre de 1939 (MW 6.0), 5 de octubre de 1940 (MW 6.2) y 27 de octubre de 1940 (MW 6.8). Todos los mencionados sismos ocurrieron en la margen terrestre (salvo por el del 16 de junio de 1939, que ocurrió en la Isla Caballo del Golfo de Nicoya). Se han asociado la mayoría de ellos al proceso de subducción, con profundidades importantes, mayores a 80 km. Sismos profundos similares ocurrieron en 1956 y 1992, pero no causaron mayores daños debido a su profundidad.

El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ocurrió en la falda noroeste del Volcán Irazú. Tuvo una intensidad máxima de VIII en Patillos, falda oeste del Volcán Irazú, y de VI en el sitio del proyecto del hospital. Hubo 21 muertos por el sepultamiento de casas debido a deslizamientos. Este sismo se caracterizó por originar impresionantes deslizamientos en el sector oeste del volcán Irazú, Patillos, Corralillo, Cabeza de Vaca, Piedra de Tres Filos y Tierras Morenas. Los deslizamientos modificaron en gran escala la topografía del terreno especialmente en el área comprendida entre Patillos y Tierras Morenas. El río Sucio cambió su cauce al modificarse la configuración del terreno. Los asentamientos y agrietamientos fueron frecuentes en el área epicentral (Montero & Alvarado, 1995).

El sismo de Buenavista del 3 de julio de 1983 es posible que se haya originado en la Falla Buenavista, cerca del Cerro de la Muerte. De acuerdo con Boschini et al. (1988) un precursor de mb 5.1 se registró segundos antes del evento principal de MW 6.3. El sismo principal provocó una muerte, daños en edificaciones y extensos deslizamientos en la carretera Interamericana y otros caminos, afectando un área de unos 400 km². Ambos eventos se localizaron a 14 km de profundidad y generaron intensidades hasta de VIII – IX en zona mesosísmica y de VI en el sitio del proyecto del hospital. La Falla Buenavista tiene una longitud mínima de 30 km, rumbo N12°W, de desplazamiento de rumbo dextral con componente vertical.

El sismo de Cóbano del 25 de marzo de 1990 ha sido uno de los sismos más estudiados y el que más información sismo-tectónica ha aportado en la zona del Pacífico. A pesar de que se ubica fuera de los 50 km mencionados, causó intensidades importantes en el Valle Central Occidental. El evento principal, de MW 7.3, tuvo un precursor y dos réplicas, definiendo una ruptura múltiple. El sismo principal provocó intensidades (MM) de hasta VIII, y fue sentido desde el sur de Nicaragua hasta el oeste de Panamá, causando daño considerable en la zona central de Costa Rica. Protti et al. (1994) presentan evidencia que sugiere que

este sismo ocurrió producto de la ruptura de una aspereza, posiblemente una estriación de las montañas marinas adyacentes a la Cordillera del Coco, en la zona de subducción. Los investigadores obtuvieron un mecanismo focal, dirección y buzamiento de la ruptura que coincide con el plano de subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe. Coinciden con tal análisis Bilek et al. (2009). Por su parte, Montero et al. (1991), con base en su análisis de los diferentes mecanismos focales de varias de las réplicas y precursores del evento, proponen que el sismo fue originado en el sistema de fallas marinas que denominaron en aquel momento 'Tortugas'. Montero (2001) infiere de la delimitación del área de ruptura hecha por Protti et al. (1994) con el alineamiento de las réplicas y eventos asociados al sismo principal, que este se puede asociar a la Falla Barranca en su sector Marino o al levantamiento de Fisher. Montero et al. (1991) comentan que una vez que ocurrió el sismo principal, los sistemas de fallas aledañas fueron activados. El fallamiento normal encontrado en los diversos mecanismos focales lo explican estos investigadores como resultado de zonas distensivas asociadas a cambios de rumbo de las fallas principales, y citan como evidencia la presencia de las cuencas marinas. Agregan además que el sismo del 21 de diciembre de 1939, propuesto como generado por una falla transversal a la Fosa Mesoamericana por Carr & Stoiber (1977), está relacionado con este mismo sistema de fallas.

Una secuencia sísmica se dio desde abril de 1990 en los alrededores de Puriscal, principalmente como enjambre, de los cuales se registraron varias decenas de miles de temblores, y continuó hasta principios de 1991. Hubo dos sismos sobresalientes, el 30 de junio de 1990 (ML 5.0) y el 22 de diciembre de 1990 (MW 6.0), conocido como sismo de Piedras Negras. Sus epicentros y distribuciones de isosistas se muestran en la Figuras 23, pues causó intensidades de VI en el área del proyecto del hospital. Los daños más importantes con el último sismo ocurrieron en Puriscal y Alajuela, a edificaciones menores e iglesias, y algunos en San José, incluido el Teatro Nacional. Ocurrieron deslizamientos en el cañón del Virilla, y se reportaron 100 personas con heridas leves (Rojas & Barquero, 1991). La interpretación neotectónica y sismológica sobre este sismo es que se originó en la Falla Virilla (Montero et al., 1991), que luego fue mapeada en el Atlas Tectónico de Costa Rica (Denyer et al., 2003, 2009). Tal interpretación se mantiene en ulteriores trabajos, como el de Montero et al. (2005, Fig. 7). Un evento de magnitud MS 5.4 que ocurrió en 1835 y se denominó el sismo de Alajuela se ha localizado al noreste de la falla Virilla.

El 20 de noviembre del 2004 ocurrió un sismo de MW 6.2 con epicentro cerca del poblado de Damas, Quepos. Su intensidad en el área mesosísmica fue de VII y de V en el Valle Central. Hubo daños importantes en varias estructuras (varios colapsos de edificaciones en pilotes) y en carreteras y caminos. Se observó el fenómeno de licuación en algunas localidades. Se reportaron 7 muertes principalmente por infartos y una por accidente de tráfico. Rojas et al. (2004) interpretaron la distribución de las réplicas y los mecanismos focales y concluyen que el evento fue generado por la Falla Damas, de orientación NNE y ubicada un par de kilómetros al oeste de la Falla Paquita, al Oeste del promontorio de Quepos. Pacheco et al. (2006) consideran sin embargo que el sismo fue de subducción por una aspereza del fondo oceánico (ver Figura 10).

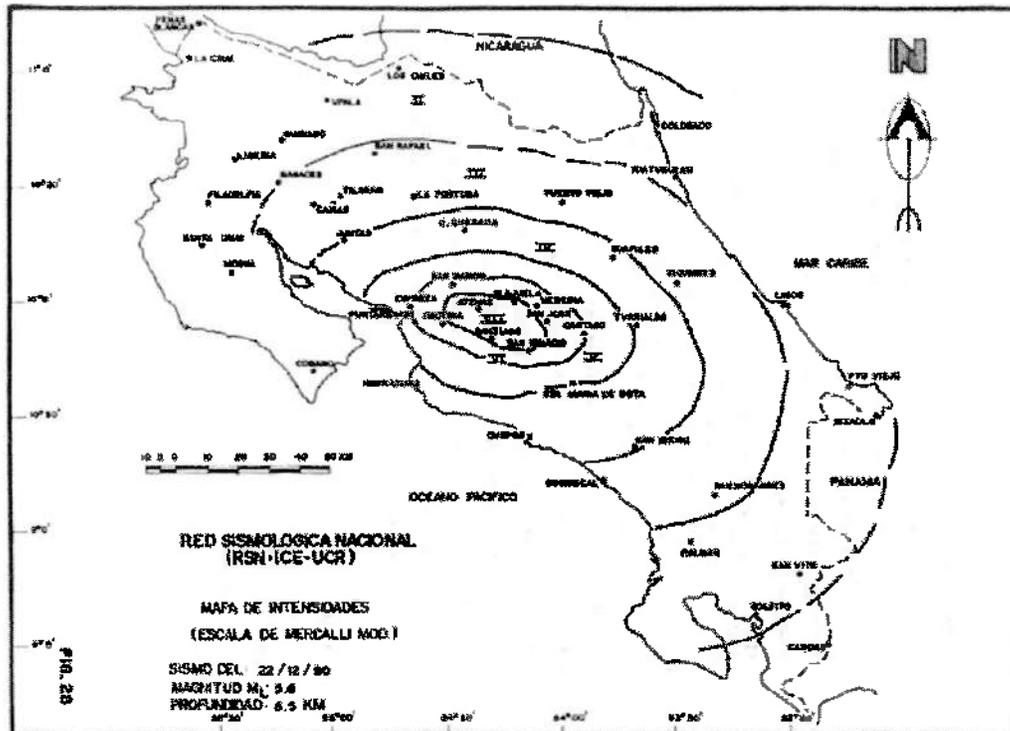


Figura 23: Mapa de Intensidades del sismo del 22 de diciembre de 1990 o sismo de Piedras Negras. Tomado de Rojas & Barquero (1991).

Los sismos al norte de la Cordillera Volcánica Central incluyen un sismo en 1772 ($M \sim 5.5-6.0$) con origen en la faldada suroeste del Barva, uno en Fraijanes 1888 de magnitud M_W 6.0, que afectó las ciudades de San José, Alajuela, Cartago y Heredia. Dos sismos de magnitudes mayores a 6 son el de Toro Amarillo de 1911 de M_W 6.1, asociado con la fallas Sabanilla (al suroeste del Poás), y el de Sarchí de 1912 M_w 6.2 que causó la muerte a 15 personas. En 1955, ocurrió otro también llamado de Toro Amarillo (M_S 5.5) y de una fuente sísmica aledaña al de 1911 (Montero et al., 2010).

El más reciente, del 8 de enero del 2009, el Terremoto de Cinchona, causó daños importantes en un radio de 10 km del área epicentral, y se sintió con intensidad V en el área del proyecto del hospital (Méndez et al., 2009; Montero et al., 2009; Figura 24). El informe oficial de la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) reporta 25 muertos, 5 desaparecidos, 100 heridos, 125 000 afectados, y \$485 millones en pérdidas (aprox. 1.5% del PIB).

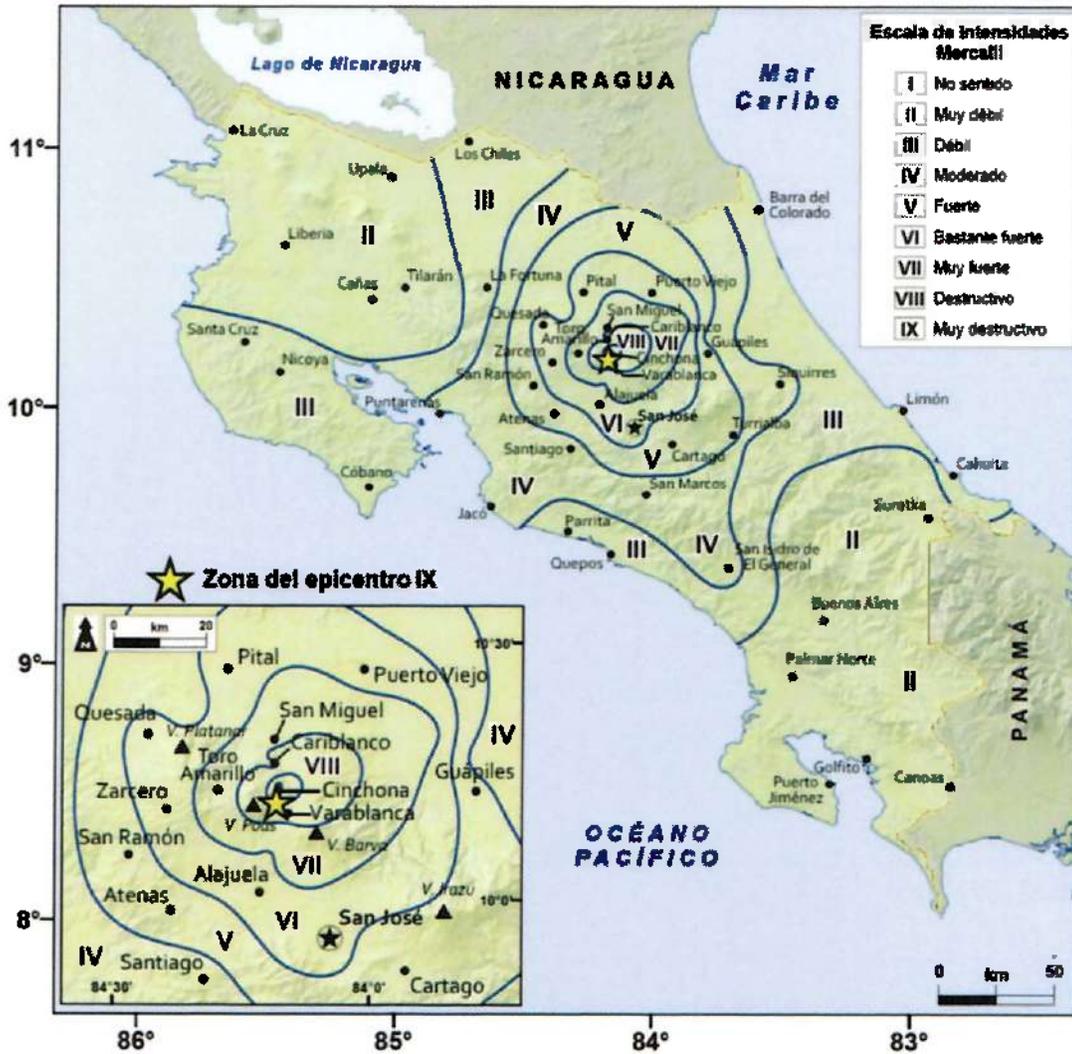


Figura 24: Mapa de intensidades del terremoto de Cinchona a nivel nacional y a nivel local en el recuadro inferior. Tomado de Montero et al. (2009).

5. METODOLOGÍAS PARA LA EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA

Al igual que en la evaluación de otras amenazas naturales, la cuantificación de la amenaza sísmica se divide en dos etapas: la caracterización del fenómeno que genera la amenaza, en este caso mediante los tamaños y la ubicación de los sismos, y luego la determinación de los efectos que estos eventos pueden tener en el sitio de estudio, particularmente los movimientos fuertes del terreno con capacidad destructiva.

5.1. DEFINICIONES, ALCANCES Y LIMITANTES

Existen dos enfoques principales para la evaluación de la amenaza sísmica: el determinístico y el probabilístico. Este estudio fue realizado con el enfoque probabilístico y mediante el enfoque determinístico los resultados fueron corroborados con escenarios sísmicos. La metodología probabilística de amenaza sísmica representa el estado del arte para la evaluación de la amenaza sísmica. Para etapas preliminares de pre y factibilidad de proyectos ingenieriles, el enfoque determinístico proporciona un enfoque muy sencillo y transparente para estimar las sollicitaciones dinámicas a esperarse en un sitio.

La metodología probabilística de amenaza sísmica ha sido adoptada por la comunidad ingenieril y es requerida por agencias reguladoras como la Comisión Reguladora Nuclear de los EE.UU. para el diseño, y es recomendada por entes de investigación como el 'Electric Power Research Institute'. El ATC-34 (1995) en su análisis crítico de los enfoques actuales de diseño sismo-resistente concluye que la metodología probabilística es por preferencia la metodología para la evaluación de la amenaza sísmica. Actualmente, los códigos sismorresistentes más influyentes (ASCE SEI 7-10, IBC 2012, ASSHTO 2011 y 2012, NEHRP 2007) utilizan la metodología probabilística para definir la demanda sísmica.

En un estudio probabilístico se toman en cuenta todas las fuentes actuando en conjunto sobre el sitio, cada una con su respectiva actividad sísmica. Para integrar simultáneamente la sismicidad de todas las fuentes en el sitio, hay que definir no solamente la ubicación de las fuentes sismo-genéricas y sus asociados sismos máximos, sino que también hay que definir modelos estocásticos para la ocurrencia en el tiempo de los sismos, y estadísticos para la distribución de magnitudes. La integración requiere también de relaciones de atenuación, que traducen las características del sismo en la fuente a los efectos en el sitio. Expresando los resultados como probabilidades de excedencia de los diferentes niveles de movimientos del terreno, como se hace en un análisis probabilístico, se da al diseñador la oportunidad de escoger una sollicitación dinámica que represente a su juicio, el mejor balance entre costos y riesgo. Con esta metodología se pueden escoger probabilidades de excedencia para las cargas dinámicas que son congruentes con las otras sollicitaciones de diseño de la estructura, haciendo este enfoque óptimo para etapas de diseño de proyectos ingenieriles.

A diferencia de un análisis de amenaza sísmica determinístico donde solo se toma en cuenta un evento de entre todas las fuentes sísmicas, supuestamente 'el peor'; en un estudio probabilístico se toman en cuenta todas las fuentes actuando en conjunto sobre el sitio. También a diferencia de la metodología determinística, en la metodología probabilística se puede evaluar la probabilidad de que el movimiento del terreno exceda un cierto valor durante un lapso determinado. Adicionalmente, en un estudio de amenaza sísmica probabilística se puede utilizar un enfoque de árbol de lógica, en el cual varios modelos o casos sísmicos contribuyen a los resultados con una ponderación que representa su verosimilitud. La incertidumbre en los resultados consecuentemente también se puede evaluar.

El fenómeno de generación de terremotos y los efectos que estos pueden causar en un sitio es muy complejo y en el presente no se cuenta con un modelo analítico que lo describa apropiadamente con la precisión requerida. En la descripción y predicción del comportamiento del fenómeno hay incertidumbre inherente por su complejidad, e inducida al aplicar algoritmos matemáticos inadecuados o bases de datos incompletas o no relevantes. El procedimiento probabilístico trata de evaluar la incertidumbre, que no es posible en uno determinístico. El sentido de seguridad que se podría tener aplicando criterios conservadores en un enfoque determinístico es muy arbitrario.

Se define amenaza sísmica como la probabilidad de que ocurra un evento adverso debido a la ocurrencia de un sismo. Riesgo sísmico por su parte, se define como la probabilidad de pérdida (cuantificable en pérdidas de vidas humanas y/o unidades monetarias) debido a la amenaza sísmica. Para este segundo concepto, hay que evaluar la amenaza sísmica y el comportamiento que sus efectos (vulnerabilidad sísmica) inducen en el bien en cuestión. Este bien puede ser una estructura, ciudad, región, complejo energético u otra obra civil importante. Una vez que se conoce el comportamiento sísmico de la estructura o sistema, se pueden evaluar las posibles pérdidas económicas. Se hace la salvedad que este es un estudio de amenaza sísmica en este contexto.

Para tomar en cuenta la modificación que puede generar las diferentes características geotécnicas del sitio en el movimiento fuerte del terreno que se determine como 'solicitud dinámica', este estudio recomienda la utilización de espectros de diseño que sean función del tipo de sitio geotécnico, como los del Código Sísmico de Costa Rica (2010). En el CSCR 2010 se proponen cuatro tipos geotécnicos de sitio son muy similares a los tipos de sitio que la mayoría de los códigos sismo-resistentes consideran para la generación de espectros de diseño. Al utilizar las formas espectrales para estos cuatro tipos de sitio, el movimiento fuerte del terreno que se determina como solicitud de diseño, se modifica en magnitud y contenido de frecuencia.

Para sitios con características geotécnicas muy pobres, como por ejemplo los suelos colapsables, arcillas muy blandas, turbas orgánicas, arenas muy sueltas, o suelos susceptibles a la licuefacción, se pueden requerir un estudio de respuesta dinámica para determinar la modificación del movimiento fuerte del terreno (en la amplificación y contenido de frecuencias del movimiento) debido a la presencia de estos depósitos. Estos depósitos tienen que tener

características geotécnicas peores para los 30 m superficiales, que los cuatro tipos de sito que describe el CSCR vigente.

5.2. PASOS DE LA METODOLOGÍA PROBABILÍSTICA DE AMENAZA SÍSMICA

Cornell (1968) delimitó los cuatro pasos de la metodología probabilística en su publicación germinal. Estos se muestran gráficamente en la Figura 25 y se describen brevemente a continuación.

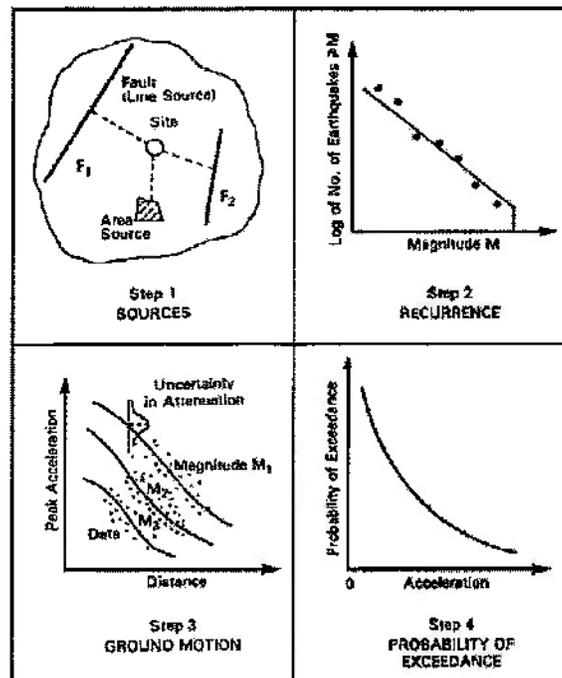


Figura 25: Pasos para determinar la amenaza sísmica para un proyecto con la metodología probabilística (tomado de Reiter, 1990).

5.2.1. Identificación y delimitación de las fuentes sísmicas

Las fuentes sísmicas pueden ser desde fallas claramente estudiadas y delineadas hasta estructuras geológicas difusas y poco entendidas, pero asociadas de alguna manera a modelos tectónicos o sismicidad. Las configuraciones de las fuentes pueden ser puntos, líneas, áreas o volúmenes. Esta tarea requiere estudiar los modelos sismo-tectónicos propuestos por los sismólogos, y analizar los catálogos de registros de eventos sísmicos, y la información geológica y geofísica disponible para el sitio. Entre más información se tenga, mejor la determinación de las fuentes que se puede hacer.

5.2.2. Determinación de la actividad en cada una de las fuentes

La actividad sísmica se evalúa en términos de la ocurrencia del número de eventos sísmicos (de todas las magnitudes) y la frecuencia de ocurrencia de los niveles de magnitudes

que se generan en una fuente en un lapso. Se requiere adoptar un modelo estocástico de ocurrencia de eventos y un modelo probabilístico de distribución de magnitudes. Para evaluar estadísticamente los parámetros de estos modelos se cuenta con los catálogos de eventos sísmicos. Es importante que estos sean homogéneos, precisos, completos, y preferiblemente de un largo período de observación.

5.2.3. Establecimiento de una relación de atenuación

En este paso se determina el efecto que el sismo generará en el sitio, utilizando relaciones de atenuación. Una relación de atenuación es una expresión matemática que predice el movimiento del terreno (usualmente expresado como aceleración pico o intensidad sísmica, pero también puede ser velocidad pico, velocidad, o aceleración espectral, u otros), en un sitio debido a la ocurrencia de un sismo en una fuente. Los parámetros que generalmente interfieren son: la magnitud para cuantificar el sismo, y la distancia (por lo general epicentral o hipocentral) para caracterizar el efecto del recorrido fuente-sitio. Se han propuesto varias fórmulas de atenuación en la literatura mundial para diversas condiciones y regiones (Campbell, 1985; Abrahamson & Shedlock, 1997; Douglas 2004, 2006 y 2008, Power et al, 2008). La relación de atenuación utilizada deberá predecir las observaciones de movimientos fuertes del terreno para la región en estudio. La relación de atenuación utilizada deberá predecir las observaciones de movimientos fuertes del terreno para la región en estudio, por lo tanto debe ser generada por los registros de movimientos fuertes del sitio o en zonas tectónicamente afines. La práctica común es utilizar varias fórmulas de atenuación en un estudio de amenaza sísmica.

5.2.4. Integración de los efectos experimentados en el sitio, producto de los eventos sísmicos en las fuentes

Esta integración tiene que tomar en cuenta la ubicación y geometría de las fuentes con respecto al sitio, su actividad, y relaciones de atenuación para traducir la ocurrencia de sismos en las fuentes como movimientos del terreno en el sitio. Formulada matemáticamente, se busca la probabilidad de que la aceleración pico (en caso de que este parámetro sea el que identifique al movimiento del terreno) exceda un cierto valor 'A' en un lapso 't'. Se calcula como el producto de la probabilidad de que un evento de magnitud 'M' a una distancia 'R' ocurra en un tiempo 't', y la probabilidad condicional de que dado este evento, la aceleración exceda 'A'. Cornell (1968) propuso un método manual para ejecutar este cálculo, pero obviamente se han desarrollado varios programas de computadora para ejecutar esta tarea (McGuire, 1976, 1995). Este paso requiere de un algoritmo capaz de integrar simultáneamente tres funciones probabilísticas – 1) La probabilidad de que un sismo de una magnitud específica ocurra en cierta fuente en un lapso definido, 2) la probabilidad de que la ruptura asociada con este sismo ocurra a una distancia específica del sitio 3) la probabilidad de que la sacudida sísmica en el sitio exceda una cierta intensidad.

6. EVALUACIÓN PROBABILÍSTICA DE LA AMENAZA SÍSMICA

6.1. IDENTIFICACIÓN Y DELIMITACIÓN DE LAS FUENTES SÍSMICAS

Dentro de una zona es posible localizar varias fuentes sísmicas originadas por un sistema tectónico regional. Por lo tanto se definirá como fuente sísmica a aquella área que cuenta con varias fuentes sísmicas originadas por un mismo accidente o sistema tectónico. Estas fuentes producen sismos y mecanismos de ruptura de magnitudes similares. La mayoría de las fuentes sísmicas fueron tratadas como áreas sísmicas de gran extensión. Estas fueron delineadas de acuerdo con la información sismo-tectónica más reciente y la ubicación de los sismos en los catálogos de sismos del área. En este estudio se subdividen las fuentes sísmicas en dos grandes categorías: las asociadas al proceso de subducción, y las fuentes sísmicas asociadas con los restantes procesos, que son corticales y someras.

6.1.1. Fuentes sísmicas asociados con el proceso de subducción

Las fuentes sísmicas asociadas al proceso de subducción contribuyen moderadamente en la cuantificación de la amenaza sísmica del área de estudio. El proceso de subducción se subdividió en 8 fuentes sísmicas a diferentes profundidades. Estas se muestran en la Figura 26 y sus características se detallan en las Tablas 2 y 5.

TABLA 2: PROPIEDADES DE LAS FUENTES DE SUBDUCCIÓN							
FUENTE	a	b	N	Profun. (km)	M _{max} (M _w)	Activ. %	N/km ² ×10 ⁻⁵
Nicoya 20	4.32	0.86	2.818	20	7.9	29.02	14.82
Nicoya 53	3.59	0.76	1.479	53	7.9	15.23	9.99
Norte 90	4.56	1.02	0.933	90	7.7	9.61	5.14
Dorsal 17	5.31	1.26	0.437	17	7.7	4.49	4.21
Quepos 39	3.55	0.75	1.496	39	7.7	15.40	10.67
Central 65	3.74	0.84	0.912	65	7.7	9.39	5.90
Sur 39	3.53	0.75	1.429	39	7.7	14.71	6.41
Caribe 39	3.37	0.90	0.209	39	7.7	2.15	1.33
Total de la actividad de fuentes de subducción						100.00	

La actividad de las fuentes se calculó como el porcentaje (con respecto al total de las fuentes de subducción) del número de sismos de magnitud (M_w) mayor o igual a 4.5 que se espera ocurran durante un año en cada una de las fuentes de subducción; este valor se calculó utilizando la fórmula de recurrencia del Apartado 6.2. También se calculó su actividad normalizada por área, que se muestra en la última columna de la Tabla 2 y que es el parámetro con que se comparan las actividades relativas de las fuentes.

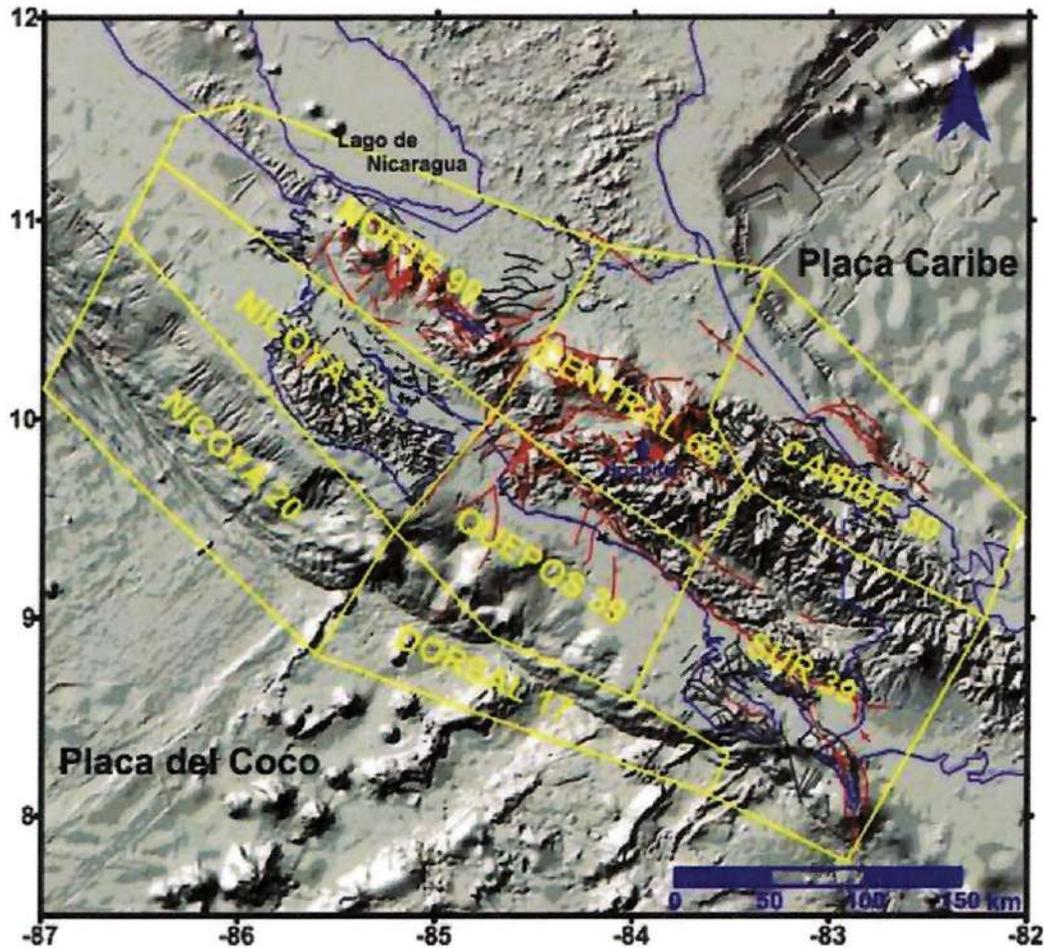


Figura 26: Fuentes sísmicas de subducción.

Las fuentes sísmicas Nicoya 20 y Dorsal 17 se ubican cerca o a través de la Fosa Mesoamericana, a las profundidades someras de 20 y 17 km, respectivamente. Nicoya 20, donde ocurrió el reciente (5 de setiembre del 2012) Terremoto de Sámara es la fuente sísmica más activa de subducción y las próximas más activas son Quepos 39 y Nicoya 53. El límite NE – SW, transversal a la Fosa Mesoamericana, entre Nicoya 20, Nicoya 53 y Norte 90 por un lado y Dorsal 17, Quepos 39 y Central 65 al otro lado, fue determinado con base en la evidencia existente de una disrupción en el proceso de subducción en esta zona, la llamada Contorsión de Quesada (Protti, 1991; Laporte et al., 1994). Las tres fuentes hacia el noroeste definen en profundidad y actividad, la interacción generada al subducirse la corteza de la placa del Coco. Las tres fuentes hacia el sureste evidencian que el buzamiento de la placa del Coco es menor.

Se puede apreciar que la actividad de la fuente sísmica Dorsal 17 es bastante más baja que la de sus vecinas Nicoya 20, Nicoya 53 Sur 39 y Quepos 39, que están ubicadas cerca del margen de subducción. Esta quietud relativa de Dorsal 17 refleja el comportamiento de la subducción que está siendo controlada por el arribo de la Cordillera del Coco, que ha provocado la disminución del ángulo y la velocidad de buzamiento del proceso de subducción.

La actividad sísmica a mayor profundidad de 25 km para la región sur y este del país está incluida en las áreas sísmicas Caribe 39 y Sur 39 y a profundidades promedio de 39 km. Aquí no se define un proceso de subducción claro, sino que se confunde con la sismicidad remanente de los procesos corticales someros.

Finalmente, en la zona norte de Costa Rica se delineó la fuente sísmica Norte 90, en donde se ubicó la actividad más profunda del proceso de subducción. En esta región se encuentran sismos de profundidades mayores a 100 km (Laporte et al., 1994), apoyando las tesis antes descritas, que el buzamiento es mayor cuanto más al norte de Costa Rica, y que a partir del centro del país el proceso de subducción se indefinía a mayor profundidad de 100 km.

6.1.2. Fuentes sísmicas someras

El esfuerzo tectónico que se produce como efecto del movimiento y la deformación de las placas, genera asimismo una deformación adicional a profundidades bajas (0-25 km), que origina la aparición de fallamientos inversos y transcurrentes en la corteza, que pueden ocasionar sismos de considerables proporciones, como por ejemplo los terremotos de Orotina (4 de marzo de 1924) y Limón - Telire (22 de abril de 1991). Estos son los procesos asociados cuyas estructuras se han ubicado en fuentes sísmicas someras corticales.

El territorio costarricense se cubrió con 10 fuentes sísmicas someras (Figura 27), debido a que en cualquier sitio existe la posibilidad de la existencia de una estructura sísmicamente activa, producto del marco tectónico anteriormente comentado. Estas diez fuentes son: Norte, Cordillera Volcánica de Guanacaste, Nicoya, Herradura, Quepos, Central, Poás, Sur, Talamanca y Caribe. Estas diez fuentes se denominan fuentes regionales someras. Las características de estas 10 fuentes regionales someras se detallan en las Tablas 3 y 5.

Al igual que para las fuentes de subducción, se calculó la actividad de las fuentes someras como el porcentaje (con respecto al total de las fuentes corticales someras) del número de sismos de magnitud (MW) mayor o igual a 4.5 que se espera ocurran durante un año en cada una de las fuentes someras, utilizando la fórmula del Apartado 6.2. También se calculó su actividad normalizada por área. Para las fuentes Central y Poás, solo un porcentaje de actividad se mantuvo en estas áreas ya que el resto se incluyó en las fuentes locales someras que se ubican dentro de estas áreas regionales.

Las fuentes sísmicas regionales someras más activas son Sur y Quepos, y entre ellas aportan aproximadamente el 49 % de la actividad de las fuentes someras. Si se examinan los valores de la actividad normalizada por área, se puede observar que Sur es la más activa de todas las fuentes, incluyendo las de subducción. Después seguirá la fuente de subducción Nicoya 20 y luego seguirían las regionales someras Quepos y Poás, al comparar la actividad por km².

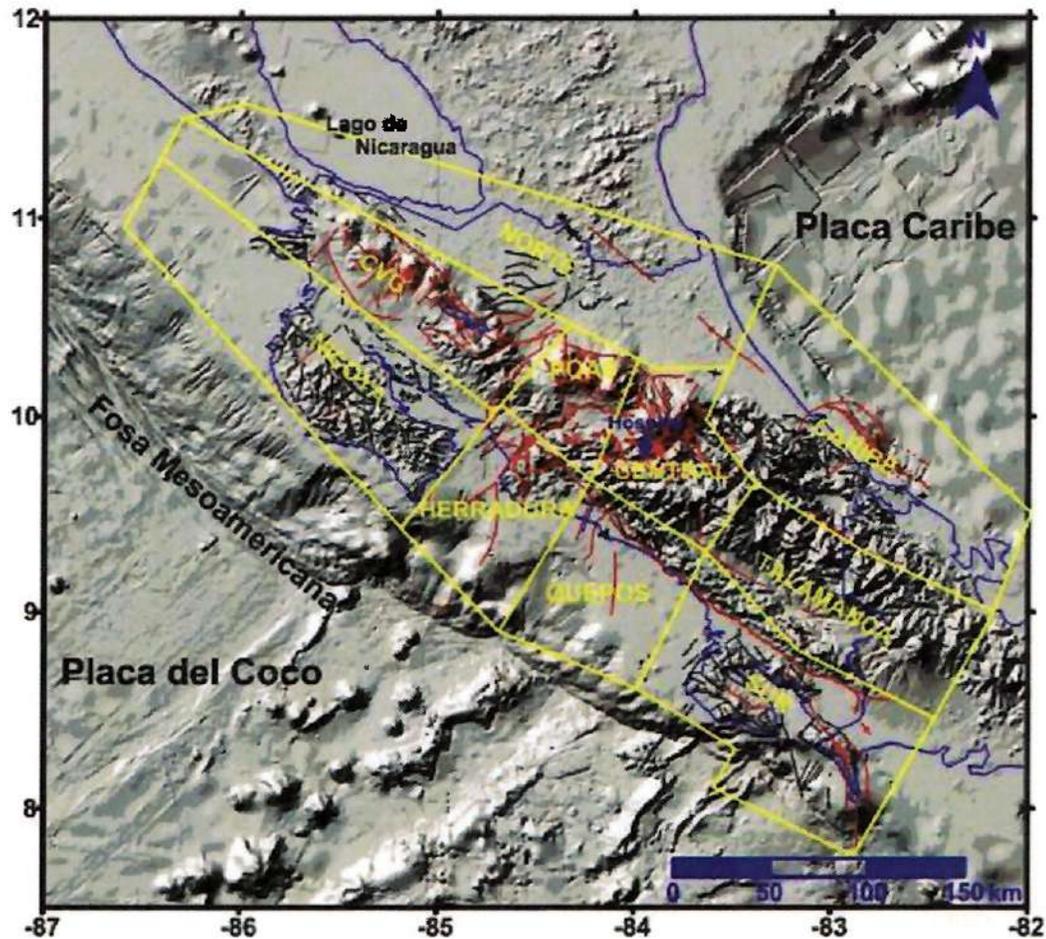


Figura 27: Fuentes sísmicas regionales someras

TABLA 3: PROPIEDADES DE LAS FUENTES REGIONALES SOMERAS							
FUENTE	a	b	N	Profun. (km)	M_{max} (M_w)	Activ. %	N/km^2 $\times 10^{-5}$
Nicoya	3.94	0.90	0.776	12	7.0	8.62	5.39
CVG	3.60	0.88	0.437	10	6.8	4.85	4.13
Norte	3.96	0.97	0.394	11	6.5	4.37	2.46
Herradura	4.13	0.98	0.525	11	7.5	5.83	7.78
Quepos	4.49	1.00	0.977	11	7.7	10.85	13.34
Central	4.31	1.01	0.582	9	7.2	0.01	10.12
Poás	3.86	0.94	0.427	8	7.0	0.24	12.41
Sur	4.39	0.86	3.311	10	7.7	36.76	25.90
Talamanca	5.39	1.23	0.716	10	6.5	7.95	7.53
Caribe	4.06	0.94	0.676	10	7.7	7.51	4.20
Total de la actividad de las fuentes someras regionales (actividad I)						86.98	

Basándose en los datos sísmológicos, geológicos geofísicos e históricos, se incluyeron dentro de las fuentes sísmicas Central y Poás, 12 fuentes sísmicas menores que representan el mayor impacto a la amenaza sísmica por su cercanía al sitio. Estas se denominan fuentes sísmicas locales someras, se muestran en las Figura 28 y son Aguacaliente, Navarro, Frailes, Orosi, Tucurrique, Jaris, Buenavista, Irazú, Lara, Aserri - Río Azul, Escazú, y Ángel. Las características de las 12 fuentes sísmicas locales someras se detallan en las Tablas 4 y 5.

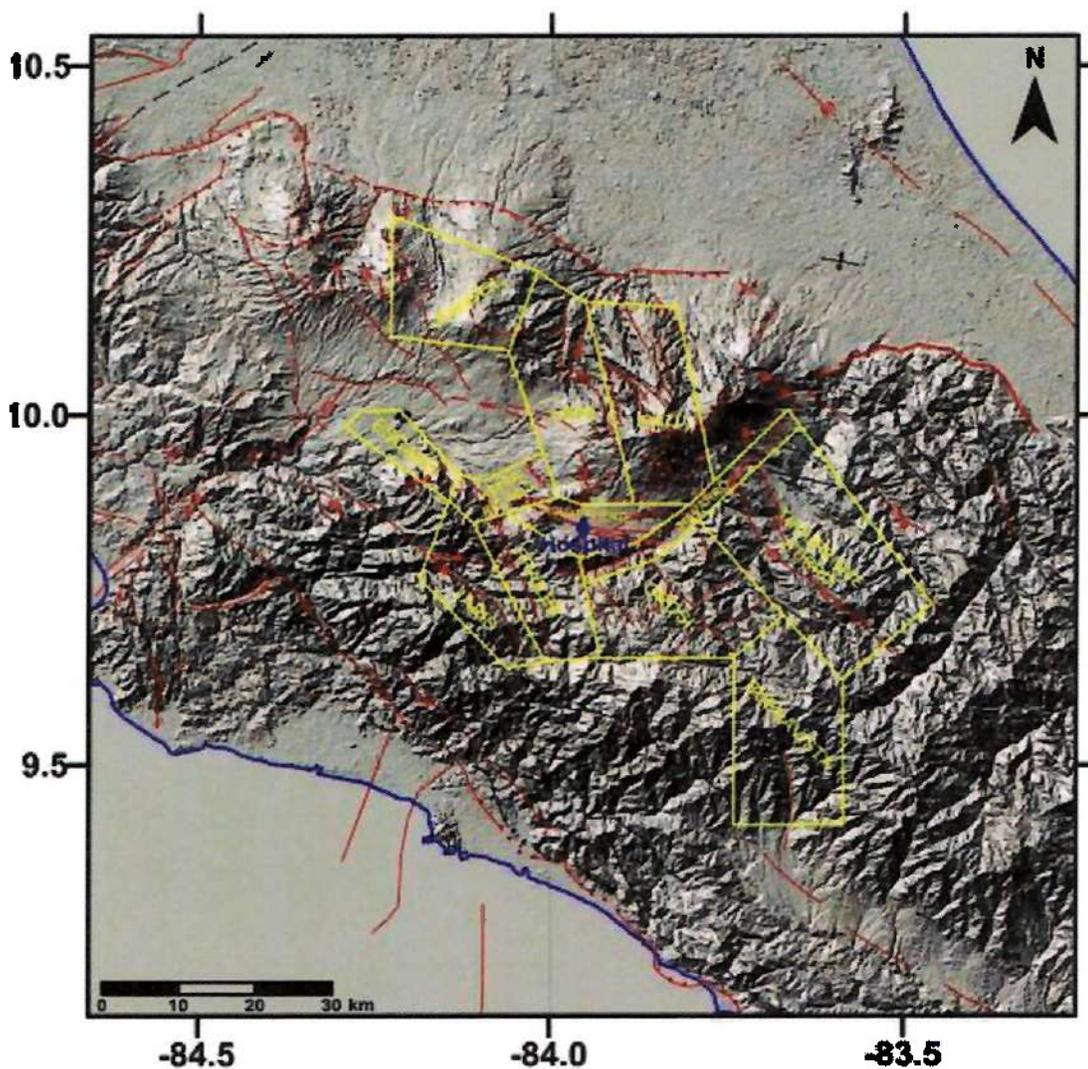


Figura 28: Fuentes corticales locales someras.

Al comparar las actividades de las fuentes locales con respecto a las regionales someras, se puede observar que estas aportan una porción baja de la actividad. La actividad que aportan las fuentes locales someras es aproximadamente el 13 % de la actividad de las fuentes someras en la "Actividad 1", sin embargo, por su cercanía a los sitios de estudio, impactan significativamente la estimación de la amenaza sísmica.

TABLA 4: PROPIEDADES DE LAS FUENTES LOCALES SOMERAS

FUENTE	a	b	N	Profun. (km)	M _{max} (M _w)	Activ. %	N/km ² ×10 ⁻⁵
Aguacaliente	2.13	0.82	0.028	8	7.0	0.31	19.23
Navarro	2.38	0.91	0.019	8	7.0	0.21	13.53
Frailes	3.72	1.17	0.029	9	6.5	0.32	11.65
Orosi	3.58	1.00	0.120	8	7.0	1.33	28.90
Tucurrique	2.92	0.83	0.153	8	7.0	1.70	22.52
Jaris	3.78	1.17	0.033	8	6.5	0.36	14.69
Buenavista	4.29	1.04	0.407	8	7.0	4.52	83.30
Irazú	3.70	1.13	0.041	8	7.0	0.46	9.75
Lara	2.63	0.84	0.071	9	6.5	0.79	17.11
Aserri-Río Azul	3.51	1.15	0.022	9	6.5	0.24	20.80
Escazú	2.72	0.93	0.034	10	6.5	0.38	32.19
Angel	3.79	0.99	0.216	7	6.5	2.40	64.29
Total de la actividad de las fuentes someras locales (actividad I)						13.02	

Para el estudio de amenaza sísmica del hospital de Cartago, sitio Tejar, se contemplaron dos maneras de evaluar los parámetros de recurrencia para calcular la actividad para las fuentes locales someras: en el primer caso se calcularon los parámetros "a" y "b" directamente para cada fuente, con la sismicidad que se ubica dentro de ellas. En el segundo caso, todas las fuentes locales adoptaron los valores "b" de las fuentes regionales someras donde estas se encuentran ubicadas. El valor "N" se repartió entre las fuentes regionales y locales someras mediante el coeficiente de reducción/aporte. Para los dos casos de "actividad" de fuentes locales someras, la actividad de las de subducción es la misma y se muestra en la Tabla 2. En el caso de las fuentes regionales someras donde se ubican las fuentes locales someras (Central y Poás), en la Tabla 3 se muestra la actividad remanente una vez considerada la actividad de las fuentes locales someras.

Las magnitudes máximas para cada una de las fuentes se determinaron basadas en los registros sísmicos y la inspección de las estructuras tectónicas dentro de la fuente, que puede dar valores mayores. El usado como máximo, es el mayor de ambos. Las profundidades para cada fuente se evaluaron a partir de las profundidades de los eventos registrados dentro de ellas, en los apropiados rangos de profundidad. La mediana y la desviación estándar fueron obtenidas para todas las fuentes. Se consideró importante tomar en cuenta 3 posibles valores para cada fuente: la mediana y luego el más y el menos la mitad de la desviación estándar, mostrados como profunda y superficial, respectivamente, en la Tabla 5 para todas las fuentes.

TABLA 5: PROFUNDIDADES DE LAS ÁREAS SÍSMICAS			
NOMBRE	Profundidad 1	Profundidad 2	Profundidad 3
	km (somera)	km (media)	km (profunda)
	(media - ½ σ)	(media)	(media + ½ σ)
FUENTES SÍSMICAS DE SUBDUCCIÓN			
Nicoya 20	15	20	25
Nicoya 53	38	53	68
Norte 90	64	90	116
Dorsal 17	12	17	22
Quepos 39	32	39	47
Central 65	52	65	78
Sur 39	30	39	48
Caribe 39	30	39	48
FUENTES SÍSMICAS REGIONALES CORTICALES SOMERAS			
Nicoya	9	12	15
Cord. V. Guanacaste	7	10	13
Norte	8	11	14
Herradura	8	11	15
Quepos	8	11	14
Central	6	9	12
Poás	6	8	11
Sur	7	10	13
Talamanca	7	10	13
Caribe	7	10	13
FUENTES SÍSMICAS LOCALES CORTICALES SOMERAS			
Aguacaliente	6	8	10
Navarro	6	8	11
Frailles	7	9	12
Orosi	6	8	11
Tucurrique	6	8	11
Jaris	6	8	11
Buenavista	6	8	11
Irazú	6	8	11
Lara	7	9	12
Aserri-Río Azul	7	9	12
Escazú	7	10	13
Angel Congo	5	7	10

A continuación se describen cada una de las fuentes sísmicas someras y las evidencias tectónicas y sismológicas de sus respectivas actividades.

Fuente Sísmica Regional Somera NICOYA

La actividad de las fallas corticales en la península de Nicoya se incluyó en la fuente sísmica del mismo nombre. Los movimientos fuertes del terreno experimentados en la

Península de Nicoya han sido en su mayoría producto de sismos de subducción. Generalmente estos sismos tienen sus epicentros en el mar, y algunas veces en la península, y son someros por su cercanía a la Fosa Mesoamericana. Mucha sismicidad somera de interplaca no muy bien localizada está incluida dentro de los sismos someros en este sector de la península, empero, se ha observado muy claramente que en la zona de los alrededores de Nicoya tembló notoriamente con sismos de M 2-3, muchos de ellos sentidos, posteriormente al Terremoto de Sámara del 5 de setiembre del 2012, cuyos epicentros mesosísmicos son localizados en fallas someras y en ese sector de la península.

Lo que el Atlas Tectónico de Costa Rica (Denyer et al., 2003, 2009) sobresaltaba como dos posibles fallas activas, Montaña y Limones-Cañas, lo ha actualizado totalmente el trabajo tectónico y neotectónico de Montero & Denyer (2011), donde muestran un complejísimo sistema de fallas con dirección NE, con pull-aparts y un juego de fallas con dirección N-S, esto es principalmente, las fallas Mora, Gigante, Cedro, Dominica, Lepanto, Sonzapote, Arío, Bongo y Cóbano, cuyo potencial sísmico no ha sido analizado en toda su dimensión (Montero & Denyer, 2011). Pese a que se observan estos rasgos tectónicos y sismológicos, solo las fallas cercanas a la desembocadura del Río Tempisque han experimentado sismos de consideración, y resulta casi imposible poder asignar los sistemas de fallas a la sismicidad de manera inequívoca diciendo que tal sismo corresponde a tal falla, y de la misma manera, seguir la geometría de las fuentes locales con las de las fallas, que son muchas y posibles.

Fuente Sísmica Regional Somera CORDILLERA VOLCÁNICA DE GUANACASTE

En esta fuente sísmica se incluye la sismicidad asociada principalmente con las cordilleras de Guanacaste y Tilarán. En esta fuente sísmica se incluyen varias fallas que han generado sismos destructivos como las Fallas Cote-Arenal, Chiripa y Bagaces. El Atlas Tectónico de Costa Rica (Denyer et al., 2003, 2009) muestra en el extremo noroeste de esta área sísmica, las fallas cuaternarias Caño Negro, Rincón de la Vieja, Guayabo, Tenorio, Bijagua y Liberia. De estas últimas, la Falla Caño Negro es la que ha estado más activa recientemente, ya que se le han asociado los enjambres sísmicos de 1984 y 1987 y en enero de 2002 se registró un sismo de 5.4 (Md) y más de 150 réplicas de magnitudes menores a 4.1 durante las 12 horas posteriores al evento principal (Taylor et al., 2002).

La Falla Bagaces es responsable de los terremotos de Bagaces de 1935 (MW 5.5) y 1941 (MW 6.0), que causaron intensidades máximas MMI de VII y VIII, respectivamente, y de profundidades someras (Montero & Alvarado, 1988). La Falla Cote-Arenal es una falla semi-curvilínea de rumbo NW-SE hasta WNW-SSE, que se extiende por más de 20 km con el bloque sur descendido (falla normal). Se le ha asociado el evento sísmico de la Laguna de Cote de octubre de 1911 (MW 6.5). A unos 7.3 km de la presa Sangregado, sobre el río Arenal, por el camino hacia Nuevo Arenal, se observó un extenso afloramiento de esta falla que afecta a toda la secuencia de tefras del volcán Arenal de los últimos 3200 años (Alvarado, 1989), la cual ha sido mejor definida con estudios por Bonilla et al. (2008).

La Falla Chiripa ha sido estudiada con mayor detalle, ya que se le asocia el Terremoto de Tilarán del 14 de abril de 1973 (MW 6.5; Plafker, 1973; Montero, 1986). Se describe como una falla de desgarre lateral derecho orientada NNW-SSE de unos 20 km de longitud. Tanto en el campo como en fotografías aéreas se observan una serie de alineamientos discontinuos y trincheras de falla que se extienden hasta la Laguna de Cote en el noroeste, donde se une e interactúa en forma compleja con la Falla Cote-Arenal (Montero, 1986). Las recientes observaciones sugieren un sistema de falla más complejo, con al menos 3 fallas principales en interacción. Este fallamiento está asociado con la deformación cortical que resulta de los esfuerzos compresivos regionales de rumbo NE originados por el proceso de subducción (Climent & Barquero, 2001).

Fuente Sísmica Regional Somera NORTE

En la zona norte del país se ubica la fuente sísmica somera con una de las menores actividades sísmicas por unidad de área de todo el país. Pese a que se han identificado algunos rasgos morfotectónicos, la actividad sísmica registrada es baja. Entre estos rasgos se encuentran la falla cuaternaria San Carlos y las fallas paleo-tectónicas Río Toro y Recreo, de acuerdo con el Atlas Tectónico de Costa Rica (Denyer et al., 2003, 2009). En términos generales se ha referido a esta región como una depresión estructural (graben), limitada al suroeste por el arco volcánico, aunque algunas estructuras compresivas parecen limitar a la cordillera. Incluye las Cuencas de San Carlos y Limón, la primera extensional y la segunda, considerada por Astorga et al. (1991), como una cuenca marginal, tectónicamente pasiva, salvo rasgos tectónicos poco conocidos, como el de Parismina y en Isla Calero, en la costa Caribe, que han mostrado sismicidad conspicua (cf. Linkimer & Soto, 2012).

Fuente Sísmica Regional Somera HERRADURA

Esta fuente representa la parte oeste del CDCCR, que termina al sur de la Península de Nicoya. Está compuesta por varias fuentes sísmicas de tipo transcurrente con componente inversa que puede generar sismos de gran magnitud. Los terremotos del 20 de enero de 1905 (MW 7.0), 4 de marzo de 1924 (Mw 7.0), 22 de diciembre de 1939 (MW 6.8), caracterizan un sistema de este tipo. Montero (2001) observa que en el antearco Pacífico central existe un sistema de fallas con rumbos NE a N que incluyen las Fallas Barranca, Jesús María, Mata de Limón, Tárcoles, Bijagual, Herradura, Delicias, Parrita, Paquita, Quepos y Tulín con desplazamiento entre normal y normal sinistral. Estas inician en el sector oceánico y continúan en la margen terrestre. La Falla Barranca la asocia Montero (1999) con un enjambre sísmico que ocurrió en junio de 1978.

Aunque el terremoto de 1990 (Terremoto de Cóbano, 25 de marzo, Mw 7.3) califica como uno de subducción (cf. Protti et al., 1994; Bilek et al., 2009; Yue et al., 2013), se considera de manera conservadora la posibilidad aquí justificada, de que puede ser por sistema sinistral, en la Falla Barranca, sector Marino. Asimismo, Fernández & Doser (2009)

proponen que el sismo de Orotina de 1924 pudo haber ocurrido más al sur, cerca de Quepos, pero la propuesta no tiene sentido de acuerdo con los datos macrosísmicos.

En la región Esparza – Orotina se ha relacionado la gran profundidad de los valles principales y zonas alternamente de levantamiento y de hundimiento con las fallas Barranca (sector Continental), Jesús María, Tárcoles y el sistema Bijagual (Montero, 2001). Corrigan et al. (1990) y Fernández et al. (1997) proponen la existencia de una falla en la entrada del Golfo de Nicoya, de rumbo NE y casi paralela y muy cerca de la línea de costa sureste de la Península de Nicoya y que sería la extensión continental de la Falla Barranca. Corrigan et al. (1990) la relacionaron con la indentación de la Cordillera del Coco durante el proceso de subducción, y desplazaría la Cuenca Nicoya en sentido sinistral. Montero (1999) considera que estas fallas representan el límite oeste del CDCCR, y Fisher et al. (1998) y Protti (1994) consideran que estas fallas son controladas por el proceso de subducción, especialmente el mecanismo generado por los montes del fondo marino al incorporarse a la zona de Benioff. Existe incluso la más novedosa hipótesis de considerarla asociada con el Escarpe de Hess (Linkimer et al., 2010), pero parece más improbable.

En el extremo noreste de esta fuente, corre la falla Candelaria con rumbo NW-SE. Montero (2001) afirma que no se ha demostrado que la Falla Candelaria esté sísmicamente activa, aunque algunos temblores se han ubicado cerca de su traza. En 1989 se registró una secuencia sísmica al este de esta falla con un evento principal de MW 4.8.

Fuente Sísmica Regional Somera QUEPOS

En esta fuente sísmica se inicia el Sistema de Falla Longitudinal de Costa Rica, que corren (NW-SE) paralelas a la costa pacífica, desde la cercanía de Quepos, pasando por el Valle de Térraba, y terminando más allá de la frontera con Panamá. Las evidencias tectónicas de actividad se encuentran en la fuente sísmica Sur. Esta fuente sísmica, junto con la Sur (Osa-Burica), son las más activas del territorio costarricense. El más reciente sismo de importancia generado en esta fuente fue el 20 de noviembre del año 2004 y tuvo una MW 6.3. Este sismo se le asocia a la Falla Damas, ubicada un par de kilómetros al oeste de la Falla Paquita (Rojas et al., 2004), o bien a la subducción de un monte submarino (cf. Pacheco et al., 2006).

Además de las fallas cuaternarias anteriormente mencionadas, en esta área sísmica se ubican las fallas paleotectónicas del cinturón de plegamiento y corrimiento inversas y aproximadamente paralelas a la costa, también presentes desde la periferia de Quepos, y que podrían tener actividad neotectónica. Al igual que el Sistema de Falla Longitudinal de Costa Rica, que se originaron por los mismos sistemas compresivos ocasionados por el empuje superficial generado por el proceso de subducción donde las montañas y rugosidades del fondo oceánico incrementan el nivel de esfuerzos. Mucha de la actividad registrada en esta fuente se debe a la sismicidad somera de subducción.

Fuente Sísmica Regional Somera CENTRAL

La fuente sísmica Central se orienta a lo largo del Valle Central. Incluye el área comprendida desde el Valle de El Guarco por el este y sus importantes sistemas de fallas, parte noroeste de la Cordillera de Talamanca, hacia el oeste en el Valle Central Occidental. Del análisis reciente de la región central de Costa Rica, se puede observar una distribución de eventos dentro de un sistema de fallas principales localizadas tanto en la parte norte como en la parte sur de esta área sísmica. Estos sistemas tienen orientación preferenciales N-S, NW-SE y NE-SW y son de dimensiones pequeñas a moderadas (menos de 20 km), sin embargo, por su gran actividad y superficialidad, son importantes por los daños que pueden ocasionar a las ciudades y poblaciones cercanas. Montero (2001) ubica aquí una gran cantidad de fallas que forman parte del CDCCR que han sido estudiadas en detalle. Las fallas que han tenido más actividad en las últimas dos décadas son las de la zona de Puriscal y la Falla Virilla.

El Sistema de Falla Aguacaliente - Orosi es la fuente sísmica más importante de la parte sureste del Valle Central. Históricamente ha generado terremotos importantes, tales como el del 2 de setiembre de 1841 (MW 6.3), 4 de mayo de 1910 (MW 6.4), 21 de febrero de 1912 (MW 5.2) y 21 de agosto de 1951 (MW 5.2), que han causado serios daños a la infraestructura de las ciudades de Cartago, Tres Ríos, Curridabat, Paraíso y Orosi. Además de los sistemas de fallas en el Valle de El Guarco, como Aguacaliente, Ochomogo, Orosí, y Navarro, en la fuente sísmica Central se incluyen las fallas Escazú - Aserri, Lara, Frailes, Jaris, Pejibaye – Atirro y Pacuare, al sur y sureste de San José.

En el extremo noreste de esta fuente se incluye el sector del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) compuesto por las fallas inversas que Montero (2001) denomina Guápiles, Guácimo y parte de la Siquirres-Matina. Montero diferencia entre el límite de placas CDNP, zona bien definida, y el CDCCR que es una ancha banda difusa de fracturamiento producto de un complejo estado de esfuerzos. Parte de las evidencias que presenta para diferenciar este sector de falla inversa con respecto al CDNP, es su cambio de rumbo al adentrarse en el Arco Interno: en general tiene una tendencia WNW-ESE, pero se compone de curvas que bordean las estribaciones montañosas y luego el flanco norte de los macizos de los volcanes Turrialba e Irazú.

Fuente Sísmica Regional Somera POÁS

Varios sistemas de fallas se identifican en esta fuente, principalmente con orientaciones N-S y NNW, relacionadas con los macizos volcánicos del Poás y Barva. En la zona del Volcán Poás se han observado varias fallas bien desarrolladas y patrones de fracturas y fallas, con patrones de fallamiento predominantemente orientados NNW. Esta predominancia en el rumbo de los sistemas de fallamiento podría estar relacionada además, dentro de la tectónica regional, con el alineamiento de varios conos volcánicos en el sentido N-S, como Poás, Congo, Hule y la Laguna Río Cuarto (Alvarado & Climent, 1985; Soto & Alvarado, 1989) y en el flanco septentrional del Barva.

Además están las fallas Carbonera, Ángel, Sabanilla y Viejo-Aguas Zarcas (Alvarado & Climent, 1985; Barquero, 1985; Soto, 1999; Montero et al., 2010). Estas han sido las áreas de los sismos de 1772, 1851, 1888, 1911, 1912, 1955 y el de Cinchona del 8 de enero del 2009 (MW 6.2), donde previamente se habían detectado enjambres sísmicos, como el de 1982 (cf. Montero et al., 2010).

Fuente Sísmica Regional Somera SUR

Esta fuente sísmica es la de mayor actividad sísmica de todo el país e incluye Punta Burica y la península de Osa. En esta área sísmica el catálogo de sismos ha registrado más de 25 sismos mayores que 6 y 6 mayores que 7, incluyendo el terremoto del 5 de diciembre de 1941 (MW 7.6). Esta área sísmica incluye las fuentes Canoas, David, ZFM y ZFP y parte de la FLCR y la Golfito ubicada en la Península de Osa. Las cuatro primeras fallas son la expresión terrestre de la Zona de Fractura de Panamá, límite triple de convergencia de placas con gran potencial destructivo, como se ha discutido antes. Hacia el sur y el centro de esta área sísmica, cerca de la frontera con Panamá, se ubican los extremos norte de varias fallas cuaternarias con rumbos aproximados N-S.

En la península de Osa el Catálogo Sísmico se han registrado tres sismos de magnitudes mayores a 6. Aquí ubica casi toda la falla cuaternaria Osa, unos 25 km de sus 30 km de extensión, con rumbo NW-SE. También al norte de la Península de Osa, pasando cerca de Ciudad Cortés y Palmar Sur se extiende, al pie y paralela a la Fila Costeña, parte del Sistema de Falla Longitudinal de Costa Rica, de movimiento inverso y rumbo NW-SE.

Fuente sísmica regional somera TALAMANCA

Esta zona está poco estudiada por su difícil acceso. Algunas estructuras sísmicas han sido identificadas en esta área, pero la mayoría son paleotectónicas, como la falla inversa Chánguena (parte del sistema de fallas paleotectónicas del cinturón de plegamiento y corrimiento inversas) y las fallas inferidas Kámuk y Salitre, también con rumbo NW-SE. Sin embargo, hacia el sur y el centro de esta fuente sísmica, cerca de la frontera con Panamá, se han realizado varios estudios sísmicos y neotectónicos relacionados con el proyecto hidroeléctrico Boruca del Instituto Costarricense de Electricidad. Ahí se han ubicado varias fallas cuaternarias con rumbos aproximados N-S: Manchuria, Santa Clara, San Vito, Alturas, Lucha y Tigra. Aunque no se muestran en el Atlas Tectónico de Costa Rica (Denyer et al., 2003, 2009) como continuando las fallas relacionadas con la Zona de Fractura de Panamá (Canoas, Media), sí pueden estar relacionadas por su génesis. En esta parte de esta área sísmica se ha registrado la mayor sismicidad del área, incluyendo cuatro sismos mayores a magnitud 6 y uno mayor que 7.

El área de todos modos está sometida a una alta tasa de levantamiento (Driese et al., 2007). La migración de la indentadura del empuje de la Cordillera del Coco, más la alta tasa de levantamiento, más el clima tropical puede enmascarar muchas de las estructuras cuaternarias

en el interior de la cordillera. La región sufrió muchos temblores de $M > 4$ luego del Terremoto de Golfito del 2 de abril de 1983 (MW 7.3), incluyendo el de Buenavista del 3 de julio de 1983 (MW 6.3) (Boschini et al., 1988).

Fuente Sísmica Regional Somera CARIBE

Esta fuente está ubicada en el extremo este del CDCCR y comprende también el extremo oeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP). Esta fuente es un ancho cinturón arqueado de plegamiento y sobrecorrimento que se extiende paralelo a la costa caribe desde el golfo de Urabá en Panamá hasta Limón en Costa Rica. Una serie de pliegues y fallas inversas del cinturón de plegamiento y corrimiento lo caracterizan. Las fallas inversas son capaces de producir grandes terremotos como los de 1822 (MW 7.5), 1904 (MW 7.2), del 24 de abril de 1916 (MW 7.1), 7 de enero de 1953 (MW 6.0), y 22 de abril de 1991 (MW 7.7) (Mendoza & Nishenko, 1989; Camacho & Viquez, 1993). Este último generó aceleraciones de 0.1-0.3 de la gravedad en el Valle Central de Costa Rica. El levantamiento a lo largo de 70 km de la costa del Caribe hasta Bocas del Toro y el análisis de terremotos previos con levantamientos similares, sugieren recurrencias de tales eventos cada 200-1100 años (Plafker & Ward, 1992). La actividad sísmica con mecanismos inversos se extiende evidentemente hasta el área de Sixaola. En esta área también hay fallas transcurrentes, principalmente dextrales.

Los mecanismos focales son predominantemente de sobrecorrimento (Camacho et al., 2010), algunos con desplazamiento de rumbo y pocos con componentes normales, lo cual es más común en el sector oriental del cinturón (Mann et al., 1990). La convergencia entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá ha sido determinada por Vega & Kellog (1993) como cerca de 15 mm/año en dirección NNE-SSW.

Fuente Sísmica Local Somera Ángel

En 1982 se produjo un enjambre sísmico en el flanco este del Volcán Poás, que fue registrado por la RSN. Los sismos fueron sentidos principalmente en Varablanca, su magnitud máxima fue 3.3, y las profundidades están en el rango de 5 km (Alvarado & Climent, 1985).

La Falla Ángel es una falla con orientación NNW localizada en el sector oriental del macizo del volcán Poás. Alvarado et al. (1988) sugieren que la actividad sísmica ocurrida durante 1772, 1851 y 1888 (MW 6.0 y 5.8, respectivamente para los últimos dos; Alvarado et al., 1988) es producto de esta falla. El terremoto de Cinchona del 8 de enero de 2009 (MW 6.2), se produjo en esta falla (Montero et al., 2009).

Es una falla segmentada de rumbo variable entre $N70^{\circ}W$ y N-S, que se extiende por más de 20 km, según el nuevo trazo propuesto por Montero et al (2010). Al norte de Birrí se inicia con rumbo $N25^{\circ}W$, continúa con un trazo segmentado con rumbo entre $N70^{\circ}W$ y $N30^{\circ}W$ sobre la falda oeste del volcán Barva. Un nuevo segmento de rumbo N-S se localiza sobre la

falda este del volcán Poás y termina con un rumbo N50°W al noreste del volcán Poás. Arroyo & Alvarado (2002) proponen una serie de lineamientos de rumbo noroeste y movimiento predominantemente dextral ubicados sobre el flanco nor-noroeste del volcán Poás. Uno de estos, denominado falla Venecia por Barquero et al. (2007), podría considerarse como la continuación de la falla Ángel hacia el noroeste. Esta falla sugerida parece terminar cerca de la falla San Miguel al noroeste.

La falla Ángel fue descrita originalmente por Alvarado et al. (1988). Estos autores la muestran con un rumbo N30°W, cuya prolongación hacia el sureste de Varablanca, estaría cubierta por cenizas holocenas. Soto (1999) la remapea con base en fotografías aéreas y sugiere un trazo de falla que difiere en cierto grado del originalmente descrito por Alvarado et al. (1988) y Barquero (1995). En su trazo al noreste del volcán Poás, tiene un rumbo N50°W, entre fuerte y débil. En este sector muestra claros desvíos derechos de divisorias y quebradas, entre los cuales el más visible es el del río Ángel, de unos 650 m. se observan divisorias angostadas, cambios de pendientes, sillas de falla y drenajes adaptados. Al cruzar al sur el río La Paz, se entra al sector ubicado sobre la falda oeste del volcán Barva, donde se observan divisorias y drenajes desviados dextralmente, como el del río Desengaño. Al este-sureste de Poasito se observaron charcas pantanosas alineadas con la traza de la falla.

Por otra parte, hay una serie de estructuras cuspidales en el Poás, que consisten en un conjunto de fallas arqueadas ubicadas cerca de la cúspide del volcán Poás. Las direcciones predominantes son N-S hasta NNW-SSE y se localizan sobre los bordes este y oeste del volcán Poás. Fueron mapeadas por Thorpe & Francis (1981) y Prosser & Carr (1987) como dos calderas en nido, y se mencionan en Brown et al. (1987). Corresponden parcialmente con algunos lineamientos mostrados en Woodward & Clyde (1993). Alvarado (1989) y Soto (1999) las cartografían como fallas arqueadas, pero no como parte de calderas. Su argumento es que no hay depósitos piroclásticos voluminosos cuyas erupciones puedan haber originado tales calderas.

Fuentes Sísmicas Locales Someras LARA e IRAZÚ

Estas fuentes sísmicas incluyen todo el fallamiento contenido en el macizo del Irazú, el Bajo de la Hondura y parte de los cerros Zurquí. Es un complejo sistema que incluye a las fallas Lara, Patria, Blanquito, Alto Grande, Hondura y Sucio (cf. Denyer et al., 2003; 2009) y otras fallas innominadas que cortan principalmente el sector caribe del Irazú, y de las cuales se conoce poco, por estar en un área poco accesible.

El sistema de falla Lara se localiza al norte de la ciudad de Cartago. De acuerdo con Rojas et al. (2000), tiene cuatro segmentos, tres de ellos con rumbo NW y buzando hacia el SW, con ángulos entre 80° a 85°. De acuerdo con ellos, Montero (2001) opina que el sismo de Cartago de 1841 de magnitud 6.3 probablemente tuvo su hipocentro en algún segmento del sistema de la falla Lara. Según Montero (2003), tiene rumbos N a NW y una longitud mínima de 11 km al oeste del volcán Irazú, siguiendo localmente los valles de afluentes del río Blanco y del río Cascajal, y al NW continúa con la falla Patria. Presenta valles lineales, escarpes de

falla, sillas de falla y estribaciones desplazadas dextralmente, así como los escarpes locales sugieren una componente de levantamiento en el lado oriental de la falla (Montero, 2003).

En el flanco norte del edificio del Irazú se distingue la falla Blanquito (Montero & Alvarado, 1995), con al menos 9 km de longitud y un rumbo NNW, evidenciada por valles lineales escarpados y sillas de falla, entre otros características geomórficas. Asociada con esta se encuentra la falla Alto Grande. La falla Río Sucio, originalmente descrita en Montero & Alvarado (1995), presenta tres ramales principales, el oriental tiene un rumbo NW y posee una longitud mínima de 14 km y se expresa por valles lineales, sillas de falla y escarpes facetados al SW con alturas entre 200 m hasta un máximo de 400 m al pie del cerro Alto Grande. Incluye una estructura transtensiva incipiente en su extremo sureste, cerca del cerro Alto Grande, sugiriendo una componente dextral en este ramal. El ramal central se inicia en el sector norte del volcán Irazú y se une con el ramal oriental al noroeste de la unión de los ríos Sucio y Vueltas. Se caracteriza por sus valles lineales y escarpes que miran al suroeste. El brazo occidental tiene rumbo variable, siendo NW en su extremo sureste, donde se alinea con el río Blanco y la quebrada Golondrina. Luego al sur de Tierras Morenas, presenta una estructura de tipo cuenca de tracción, a partir de la cual la falla varía su rumbo hacia el N. La geometría de la cuenca de tracción sugiere una componente dextral en este ramal. Se une al brazo oriental en el cañón del río Sucio. A partir de acá, la falla Río Sucio continúa con un rumbo al NNW, atravesando los ríos Sucio, Patria, General y Puerto Viejo (Montero, 2003).

En un radio de 5 km del volcán Irazú, sobresalen otras fallas de trazo rectilíneo a curvilíneo. Entre las rectilíneas, está la falla Irazú con un rumbo NE, evidenciada por un claro escarpe que mira al NW, indicando una falla de componente normal donde el bloque W baja, pasando al pie de los conos Nochebuena y Gurdíán. En el extremo noreste pasa del lado este del cráter del Diego de La Haya. Al sureste de esta falla, se presenta otra falla de un rumbo similar, aunque tiene un trazo más curvilíneo, con un escarpe que mira igualmente al NW y que pasa entre los conos Pasquí y Los Quemados. Al oeste del volcán Irazú se observan otras fallas de trazo curvilíneo con un rumbo cercano al N. Una de estas pasa por el cerro Sapper y la otra por el cerro Retes. Ambas tienen escarpes facetados al oeste, valles lineales y sillas de falla. Parecen relacionarse con la traza central de la falla Río Sucio (Montero, 2003).

La fallas de rumbo N del río Hondura (8 km de longitud) con una componente lateral derecha y la del río Patria (18 km de longitud mínima) con componentes vertical y dextral limitan el sistema de falla Río Sucio al oeste, en el Bajo de la Hondura (Montero, 2003).

El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ocurrió en la falda noroeste del Volcán Irazú. Tuvo una intensidad máxima de VIII en Patillos, falda oeste del Volcán Irazú, y hubo 21 muertos por el sepultamiento de casas debido a deslizamientos. De hecho, este sismo se caracterizó por originar impresionantes deslizamientos en el sector oeste del volcán Irazú, Patillos, Corralillo, Cabeza de Vaca, Piedra de Tres Filos y Tierras Morenas. Los deslizamientos modificaron en gran escala la topografía del terreno especialmente en el área comprendida entre Patillos y Tierras Morenas. El río Sucio cambió su cauce al modificarse la configuración del terreno. Los asentamientos y agrietamientos fueron frecuentes en el área epicentral (Montero & Alvarado, 1995).

Los enjambres y sismos aislados son relativamente frecuentes, pero sus magnitudes han sido discretas a moderadas en los últimos 30 años, desde la década de los ochentas del siglo XX, cuando se tienen registro gracias a las redes sismológicas nacionales que han operado en Costa Rica.

Fuentes Sísmicas Someras Locales ESCAZÚ Y ASERRÍ-RÍO AZUL

Montero et al. (2005) consideran que las fallas Río Azul, Aserrí, Patalillo, Belo Horizonte y Escazú forman un sistema de fallas inversas buzantes al oeste y una continuación del Sistema de Falla Aguacaliente hacia el oeste del Valle Central.

Se considera que partes de estas fallas han de haber estado activas desde el Plioceno y formaron el límite noreste de los Cerros de Escazú y el frente de montaña hacia el Valle Central, de modo que ha sido rellenado por las volcanitas de los últimos 800 mil años. Algunas han continuado su actividad neotectónica, formando estas fallas que bordean el sur de la ciudad de San José y el área de Escazú.

Incluso, Montero et al. (2005) consideran que parte de este sistema es ciego y pasa por debajo de la ciudad de San José en su parte centro-sur hasta el sector de la Falla Cipreses al este, y que han generado sismos históricos en el orden de M 3-5.7. Las fuentes se han separado con base en las direcciones predominantes de las fallas y el sistema compresivo y de dirección de rumbo predominante que parece tener la fuente Escazú.

Fuentes Sísmicas Someras Locales FRAILES Y JARIS

La zona ubicada al sur de la ciudad de San José ha sido el objeto de un detallado estudio tectónico (Barquero, 1995, Barquero & Boschini, 1993). Se identificaron varios sistemas de fallamiento, generalmente de tipo transcurrente, con rumbos NW-SE y E-W. Algunas otras fallas pertenecientes a este sistema son Jaris, Salitral, Resbalón y la Mesa. A varias de estas fallas se les han asociado sismos de magnitudes hasta de 5. La falla Jaris con sus 42 km de longitud es una de las más prominentes de esta área. Fue descrita originalmente por Castillo en 1969 y se le ha asignado microsismicidad en algunos de sus segmentos. La falla Jaris es una falla de rumbo NW caracterizada por valles lineales, sillas de falla, relevos distensivos, ríos desplazados y adaptados, que corta depósitos cuaternarios (Montero, 2001).

Montero (2001) ubica el trazo de la Falla Frailes colineal con la Falla Jericó o Higuíto, por lo tanto con rumbo NW-SE y que cambia a E-W, y se une con la falla Jaris. En este último sector su movimiento sería inverso buzando al norte, aunque al resto se le asigna movimiento de desplazamiento de rumbo dextral. Asocia esta falla con el sismo del 09/08/91 (MS 4.8) que causó daños menores. También menciona que en su extremo norte esta falla parece cambiar a un rumbo E-W donde se observan escarpes en el lado norte de la falla y podría unirse su extremo oeste con la Falla Jaris.

Fuente Sísmica Somera Local AGUACALIENTE

Desde el Valle de Coris, pasando por el sur de la Ciudad de Cartago, hasta el Valle de Orosi se ha identificado un sistema de varias fallas paralelas, con rumbo aproximado E-W donde se han incluido los lineamientos denominados Lourdes, Valle de Coris, Paraíso, y las fallas Norte de Coris, y Aguacaliente. La mayoría de estas fallas son de desplazamiento de rumbo lateral izquierdo, pero en algunas zonas es posible observar la presencia de una componente de fallamiento inverso (Montero et al., 1991; Montero et al., 2005).

La Falla de Coris, que algunos investigadores la denominan falla de Tablazo (Rojas et al., 2000), o Curridabat (Geomatrix, 1994) es una falla que tiene rumbo WNW-ESE y una longitud de casi 10 km, sería parte del sector norte del Sistema de Falla Aguacaliente en el Valle Central Oriental. Se le asocian eventualmente (aunque hay otras interpretaciones) dos eventos de MW 5.8 y 5.4 del 13 de abril de 1910 que generaron daños en Desamparados y San José. Se han identificado secuencias geológicas desplazadas como evidencia de esta falla y contrastes de vegetación en terrenos planos pero sus evidencias físicas no indican una actividad muy alta.

El ramal sur del Sistema de Falla Aguacaliente es casi paralelo a la llamada previamente Coris, uniéndosele como a 2 km al sur de la Ciudad de Cartago. Tiene una expresión geomorfológica débil en algunos sectores, y en otros, forma sinuosa con rumbo variable entre NW, E-W y WNW en sus sectores oeste, central y este respectivamente y una longitud de 16 km. Otras expresiones morfológicas son prominentes, como una serie de espolones truncados alineados, contraescarpes en depósitos recientes, contrastes de vegetación en zonas planas, alineamientos de valles lineales y fuentes termales y mineralizaciones sulfurosas, lomos de falla y sillas de falla, y presenta fuentes termales en el Valle de Coris y en Hervidero. Continúa con la Falla Paraíso hacia el este. En esta localidad se excavaron trincheras exploratorias donde se observan depósitos lacustres recientes desplazados (Geomatrix, 1994). Fue estudiada inicialmente por Dóndoli & Torres (1954), posteriormente fue estudiada por Montero et al. (1989), Montero et al. (1991), Woodward & Clyde (1993), Montero (1994), Fernández & Montero (2002), Montero et al. (2005) y Alonso-Henar et al. (2013). Se trata de una falla de movimiento de rumbo con movimiento sinistral.

De acuerdo con estudios realizados en trincheras en la zona de Bermejo de Cartago, se ha encontrado evidencia de al menos tres rupturas superficiales en los últimos 1000 años, siendo la más reciente consistente con el Terremoto de Cartago de 1910 (Alonso-Henar et al., 2013). Se ha estimado que esta falla tiene un periodo de recurrencia de 500 años y tiene una capacidad sismogénica de producir terremotos de magnitud entre Mw 6.5-6.9 (Alonso-Henar et al. 2013). La zona de falla de Aguacaliente ha sido la zona sísmicamente más activa de los alrededores de San José desde 1984, con enjambres y sismos con epicentros que se localizan preferencialmente en la zona oeste de la falla (Montero et al., 2005). Por esta razón esta es una de la fallas más importante de la zona de estudio y sus eventos podrían ser disparadores de deslizamientos en áreas periféricas montañosas.

Fuente Sísmica Somera Local NAVARRO

Los estudios de Salazar et al. (1992) y de Geomatrix (1994), basados en las evidencias de la interpretación de las fotografías aéreas, imágenes de radar e investigaciones de campo (incluyendo trincheras), concluyen que la falla del río Navarro, orientada ENE, por más de 15 km, es de rumbo siniestral con componente normal, en donde el bloque norte está hundido con respecto al sur, con desplazamientos verticales acumulados del orden de varias decenas a centenas de metros. En una trinchera realizada, se observó la zona de complejo fallamiento (normal, inverso y de rumbo) desarrollada en tobas y en depósitos fluvio-lacustres. No obstante, depósitos aluviales datados en 12 000 años, no presentaron evidencia de fallamiento o deformación en uno de los tramos de la falla.

De acuerdo con Montero (2001), la falla Navarro con un rumbo ENE a NE es una falla de desplazamiento sinistral que en su extremo oeste sigue el borde norte del valle del río Navarro. Al salir de este valle al este, modifica su rumbo al N40°E y en esta zona debe de tener además una componente normal, donde el bloque este baja. Sobre la falda sur del volcán Turrialba, la falla retoma un rumbo ENE. Cerca de Juan Viñas toma un rumbo N50°E hasta el río Bonilla, al norte de la población de Lajas (Linkimer, 2003), por lo que se le ha asignado una longitud de 54 km, aunque en tramos disectados.

Es una falla activa, con expresión superficial prominente, con una inclinación predominantemente vertical, aunque se ha apreciado que puede tener una ligera inclinación hacia el sur o el sureste en algunos sitios.

Una trinchera realizada por Geomatrix (1994), al sur de Paraíso, mostró que es una falla activa con una zona de falla de la menos 50 metros de ancho. Esta misma empresa estimó que los desplazamientos, en el caso de un movimiento telúrico originado en la falla Navarro, que tenga manifestación en superficie, serían del orden de 0.2 a 0.5 m (horizontal máximo, movimiento puro) y 0.14 a 0.35 m (máximo vertical).

Según Montero (2001) tiene sismicidad asociada, aunque nunca ha llegado a su máximo estimado de Mw 6.7. La distribución de daños originados por el terremoto de Orosi del 9 de agosto de 1951 de magnitud 5.0 (Boschini, 1989), sugiere que esta falla fue la generadora.

Fuente Sísmica Somera Local TUCURRIQUE

Las fallas más importantes en esta fuente son las denominadas Tucurrique y Atirro. La Tucurrique está ampliamente descrita en Montero (2003) y Montero et al. (2013b). Corresponde con el ramal oeste de la falla Atirro. Se extiende en forma prominente por 20 km desde la fila Rincón de la Esperanza, hasta la comunidad de Juan Viñas. No obstante, Montero (2001) la extiende hacia el noroeste hasta el cerro Pasquí. El rumbo de la falla es N30°W en el extremo norte y N60°W en el extremo sur. Tomando en cuenta su longitud, esta falla podría generar un sismo máximo de MW 6.6 (Linkimer, 2003). La falla Tucurrique tiene un movimiento dextral, asumido por el desplazamiento del río Vueltas. Además, localmente muestra una

componente de levantamiento en el bloque este, lo que ha provocado el encajonamiento del curso del río Pejibaye, inmediatamente al NE de la traza de falla y la acumulación de potentes depósitos aluviales en la región donde se localiza la población de Pejibaye (Montero, 2001). La expresión geomórfica y la juventud de los depósitos aluviales que son desplazados por esta falla sugieren que es activa (Montero, 2001). De acuerdo con Alvarado et al. (1998), esta falla afecta depósitos coluvio-aluviales y laháricos, presumiblemente del Pleistoceno superior.

El sistema de fallas Atirro-Río Sucio consiste en una serie de falla dextrales, de rumbo predominantemente NW, que se extienden desde el río Patria (al oeste de Guápiles) hasta el río Chirripó (al noreste de la fila Matama), pero acá se incluyen solamente las del sector sureste. Linkimer (2003) identificó al menos 20 lineamientos que sugieren ser fallas activas o neotectónicas, que en conjunto presentan una longitud de 80 km y una ancho máximo de 12 km en el sector de Turrialba; estima que estas fallas pueden generar sismos con magnitudes que oscilan entre 4,8 y 6,8 MW. Los sismos más recientes que causaron daños ocurrieron el 10 y el 13 de julio de 1993, con magnitudes de 5,5 y 5,3, respectivamente; fueron localizados en el área de Pejibaye.

Fuente Sísmica Somera Local OROSI

La falla más importante de esta fuente es la Orosi, transcurrente dextral, que corre a lo largo del valle del río Grande de Orosi. En realidad es una serie de fallas paralelas en ese valle, en donde además se localizan fuentes termales (en los sitios de coordenadas 554,45E-194,4N y 552,2E-197,5N). Su longitud total es de unos 14 km en dirección NW.

Hay otra serie de fallas en ese sector de Tapantí, en las estribaciones norte de la Cordillera de Talamanca, mapeadas por Berrangé & Whittaker (1977) y Astorga (2004), cuyos movimientos son poco conocidos. Son fallas con direcciones paralelas y perpendiculares a la Orosi, con longitudes del orden de 6-10 km.

La sismicidad en esa área es bastante repartida en el territorio, aunque no es claro cuáles son las fallas más activas.

Fuente Sísmica Somera Local BUENAVISTA

La Falla Buenavista es una falla de unos 15 km de longitud con rumbo N 12° E, de tipo dextral con una leve componente vertical, de acuerdo con el mecanismo focal presentado por Boschini et al. (1988) para el terremoto de Pérez Zeledón del 3 de julio de 1983. (MW 6.3). La falla Buenavista fue descubierta como consecuencia de la ocurrencia de este sismo. Esta falla corre en casi toda su longitud por el valle del Río Buenavista. En la margen derecha (oeste) de este valle se observan laderas de pendientes moderadas y en la margen izquierda más fuertes, desarrolladas sobre facetas triangulares con diferente grado de conservación. Las facetas del este son más grandes y fácilmente observables en imágenes infrarrojas. En la desembocadura de la Quebrada Hilario con el Río Buenavista, a unos 7 km al norte del

poblado de Rivas, se distingue una terraza cuyos materiales están colgados unos 60 m con respecto al nivel del Río Buenavista y 40 m con respecto al nivel de la terraza inferior. Estas condiciones corroboran levantamientos verticales diferenciales de los dos bloques tectónicos de la falla (Boschini et al., 1988). La falla se observa en topografías aéreas entre las poblaciones de Rivas y La Piedra, por aproximadamente 11 km. La sismicidad indica por su parte, que el área de ruptura se extiende 19 km hacia el norte de La Piedra, esto implicaría una longitud mínima de 30 km. El trazo de la falla es ligeramente curvilíneo, lo que ha dado origen a pequeñas cuencas de tracción y posibles lomos de compresión, como por ejemplo el que se observa en la desembocadura de la Quebrada Nino Arias con el Río Buenavista, a unos 6 km al norte de Rivas (Boschini et al., 1988).

Mora & Peraldo (2011), con base en estudios geológicos, fotogeológicos y macrosísmicos, sugieren que una fuente con dirección E-W podría ser una opción de la ruptura de este sismo de 1983. Las fallas posibles son las que llaman Pangolín y División. Otras fallas mapeadas en el sector sur de la Cordillera de Talamanca, cerca de la Falla Buenavista, son las Pueblo Nuevo y Chimirol, mapeadas por Alvarado et al. (2009) en la parte sur de esta fuente, que tiene una sismicidad repartida a lo largo de su área, y cuyas fuentes sísmicas se conocen poco.

6.2. ACTIVIDAD DE LAS FUENTES SÍSMICAS

El modelo estocástico de Poisson para ocurrencia de eventos está incorporado en el programa EZFRISK (Mc Guire, 1995). El modelo de recurrencia de magnitud es el propuesto por Richter:

$$\log N_m = a - b \times m$$

El catálogo que se usó para para evaluar los parámetros sísmicos de las fuentes sísmicas para el nuevo hospital de Cartago de la CCSS en el sitio Tejar se compiló especialmente para este propósito. Este catálogo se basa en el Catálogo Sísmico para América Central actualizado al 30 de setiembre del 2013, usando los boletines de la Red Sismológica Nacional de Costa Rica (RSN) y el de International Seismic Center del Reino Unido (ISC), que compila las magnitudes y localizaciones para eventos reportados por otras agencias internacionales.

En el catálogo se realizaron ejercicios estadísticos para evaluar la homogeneidad y completitud para las diferentes zonas para diferentes ventanas de tiempo. Se generaron relaciones empíricas para la conversión de las diferentes magnitudes. Todos los eventos han sido recalculados para ser expresados en magnitud momento. La base de datos actual para la zona centroamericana está ajustada a partir del siglo XVI (1541) y hasta el 30 de setiembre del 2013. Para este estudio se utilizaron 80 972 sismos localizados entre las coordenadas de latitud 7.5° - 12° N y longitud 82.0° - 87.0° W. De ellos, 55 009 son de profundidades menores a 25 km y 25 963 son de profundidades mayores a 25 km hasta 250 km.

Este catálogo, que comprende todo Costa Rica, fue mejorado buscando e incorporando todos los tipos de magnitud reportadas para la mayor cantidad de eventos posible. De esta manera un mismo evento se reporta con una, dos o tres magnitudes diferentes que pueden ser: magnitud coda o magnitud duración (MC), magnitud local (ML), magnitud B o de onda de cuerpo (Mb), magnitud superficial o onda superficial (MS) y magnitud momento (MW). Por esa razón, uno de los primeros pasos a realizar fue realizar la homogenización del catálogo. Se verificó la completitud del catálogo para las diferentes ventanas de tiempo, determinándose que se encuentra completo a partir del año 1960, para sismos $MW \geq 4.0$.

Para la evaluación de los parámetros sísmicos, el catálogo se ha dividido en eventos someros y profundos, con el límite establecido en 25 km de profundidad. En la Figura 29 se muestra la sismicidad profunda junto con las fuentes de subducción, en la Figura 31 se muestra la sismicidad somera, junto con las fuentes regionales someras, y en la Figura 33 lo mismo con las fuentes locales someras.

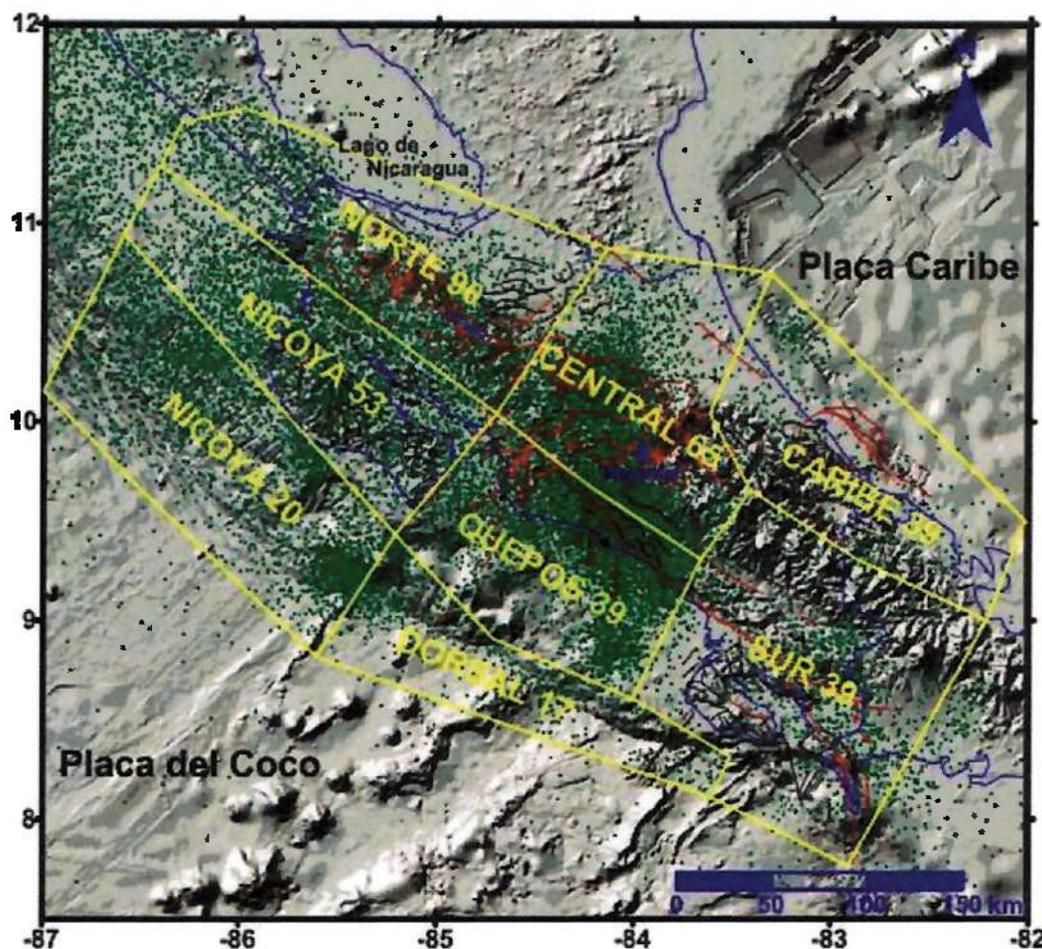


Figura 29: Fuentes de subducción y sismicidad profunda (> 25 km; epicentros marcados por puntos verdes) utilizada para calcular los parámetros sísmicos de las fuentes de subducción.

La determinación de los parámetros 'a' y 'b' es el resultado de la regresión estadística usando mínimos cuadrados para la relación de recurrencia arriba citada para los eventos registrados en la correspondiente fuente en la correspondiente ventana de profundidad. El intervalo de magnitud para el cálculo es de 0.2 M. Los valores de 'a' y 'b' determinados para cada fuente están en las Tablas 2, 3 y 4. Los parámetros "a" fueron normalizados por año, como lo requiere el EZFRISK. Las Figuras 30, 32 y 34 muestran las relaciones de magnitud frecuencia para las fuentes de subducción, regionales someras y locales someras.

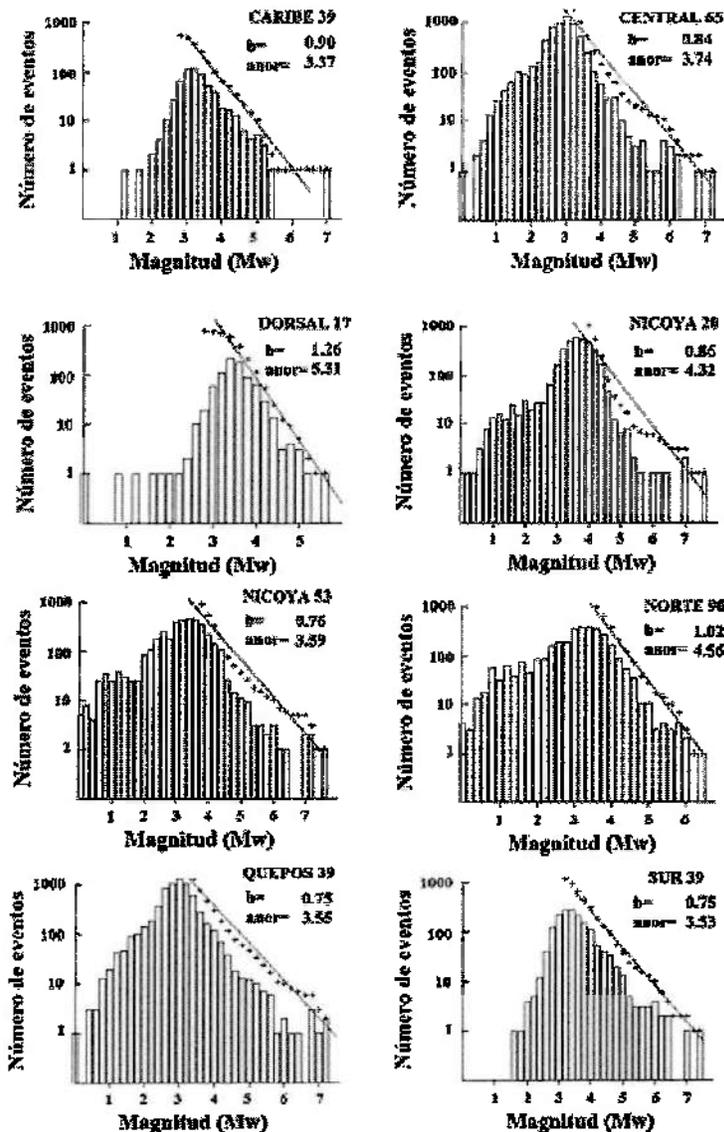


Figura 30: Parámetros anor y b de las fuentes sísmicas profundas de subducción.

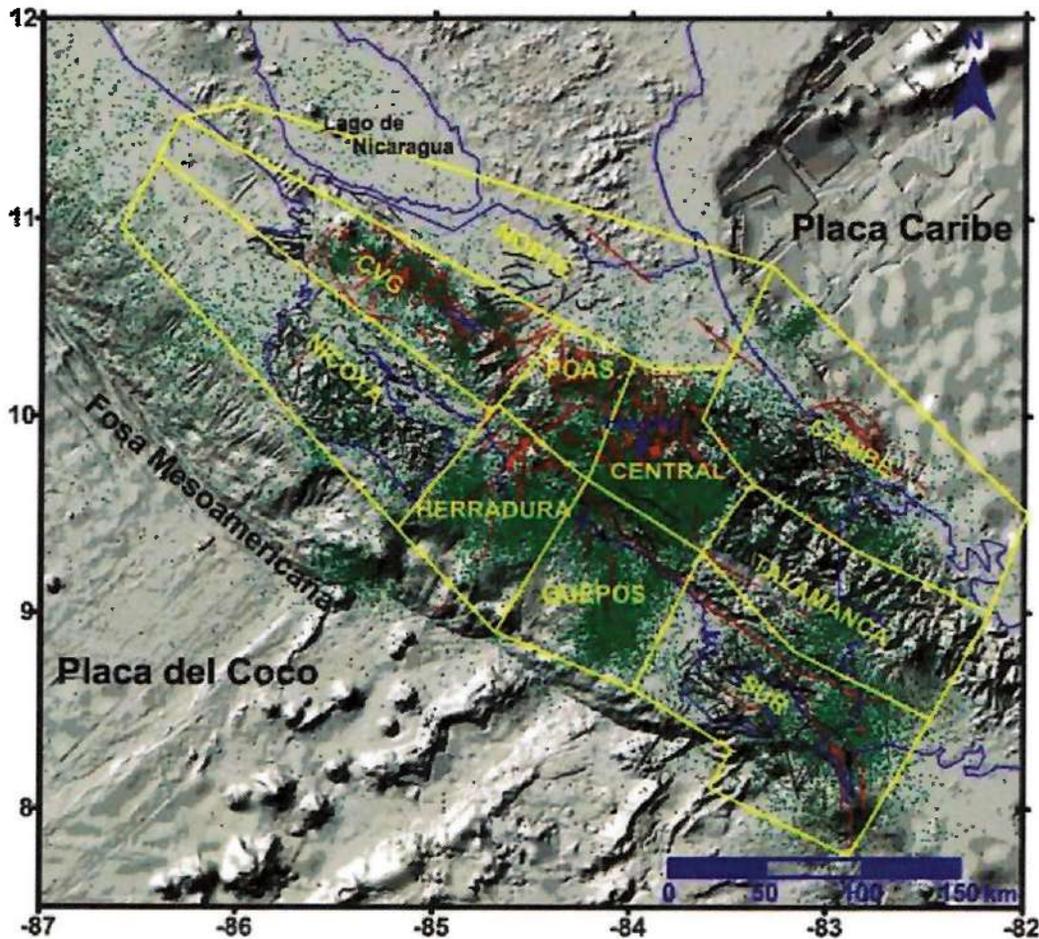


Figura 31: Fuentes regionales someras y sismicidad somera (< 25 km, epicentros marcados por puntos verdes) utilizada para calcular los parámetros sísmicos de fuentes someras.

Para las fuentes locales someras se calcularon dos conjuntos de parámetros 'a' y 'b'. El primer conjunto de valores se calculó con la sismicidad que se ubica dentro de las respectivas fuentes, dentro de una profundidad de 0-25 km, al igual que las fuentes regionales someras (Figura 33). En la Figura 34 se muestran las relaciones de recurrencia para las fuentes locales someras y los parámetros 'a1' (normalizado) y 'b1'. Estos valores se aplicaron a la 'Actividad 1' de las fuentes locales. Para los segundos valores de recurrencia de las fuentes locales someras se adoptaron directamente los valores 'b' de las fuentes regionales donde se ubican. Luego, el valor de 'N' se calculó como una proporción del valor del 'N' de la fuente regional somera donde se ubican. Estos valores fueron aplicados al 'Actividad 2' de las fuentes locales.

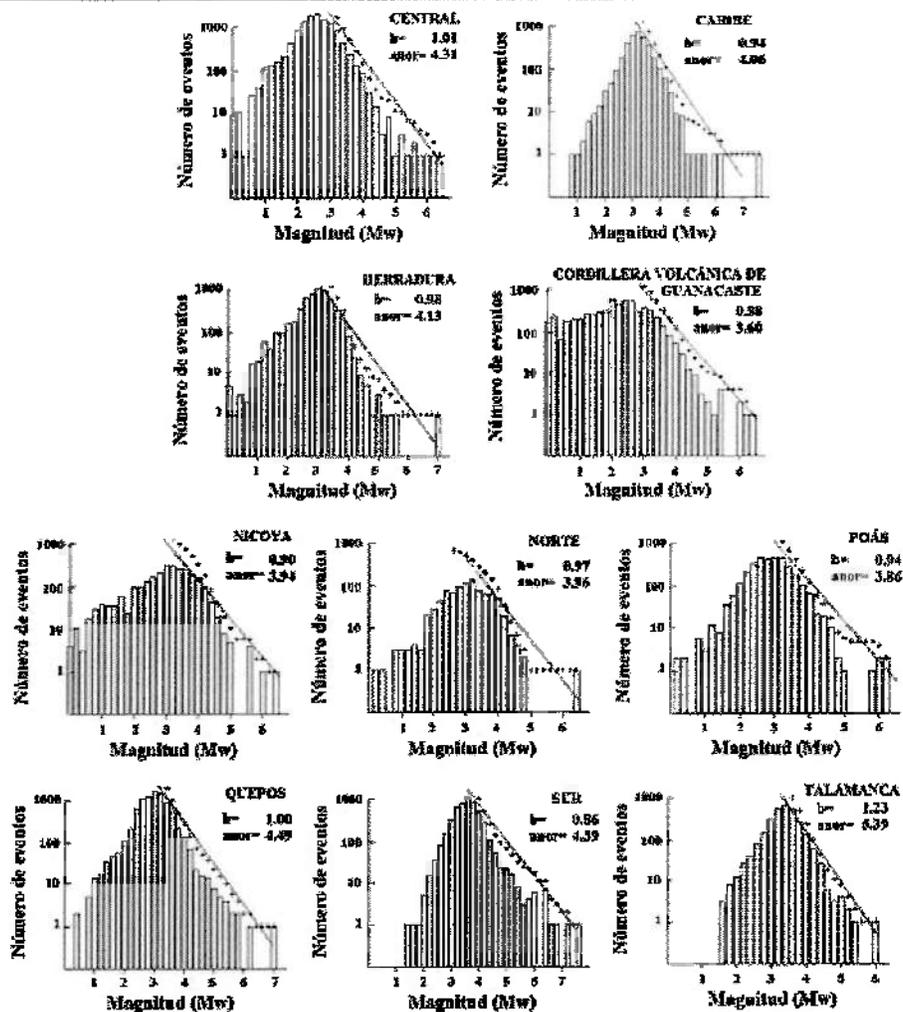


Figura 32: Parámetros $anor$ y b de las fuentes sísmicas regionales someras.

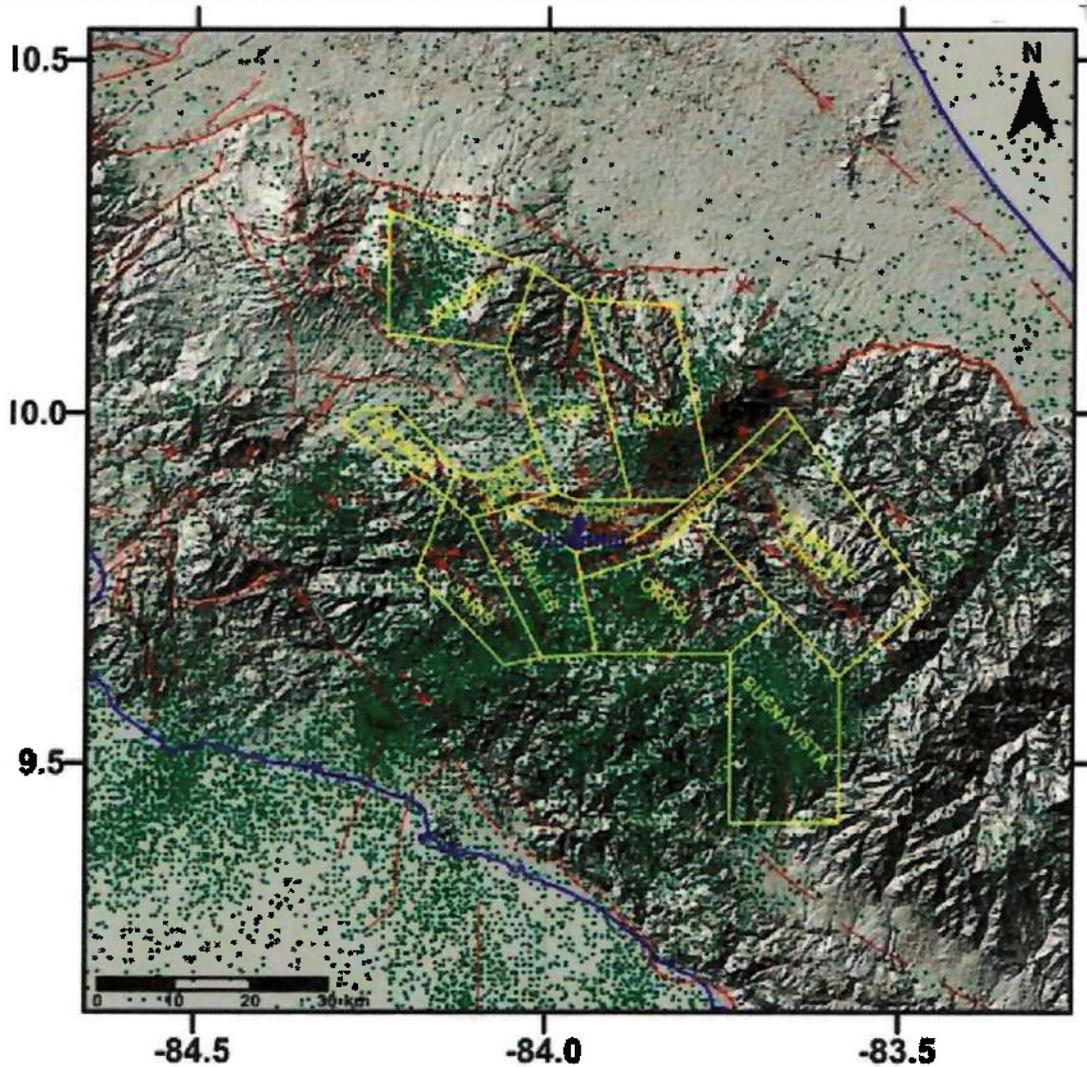
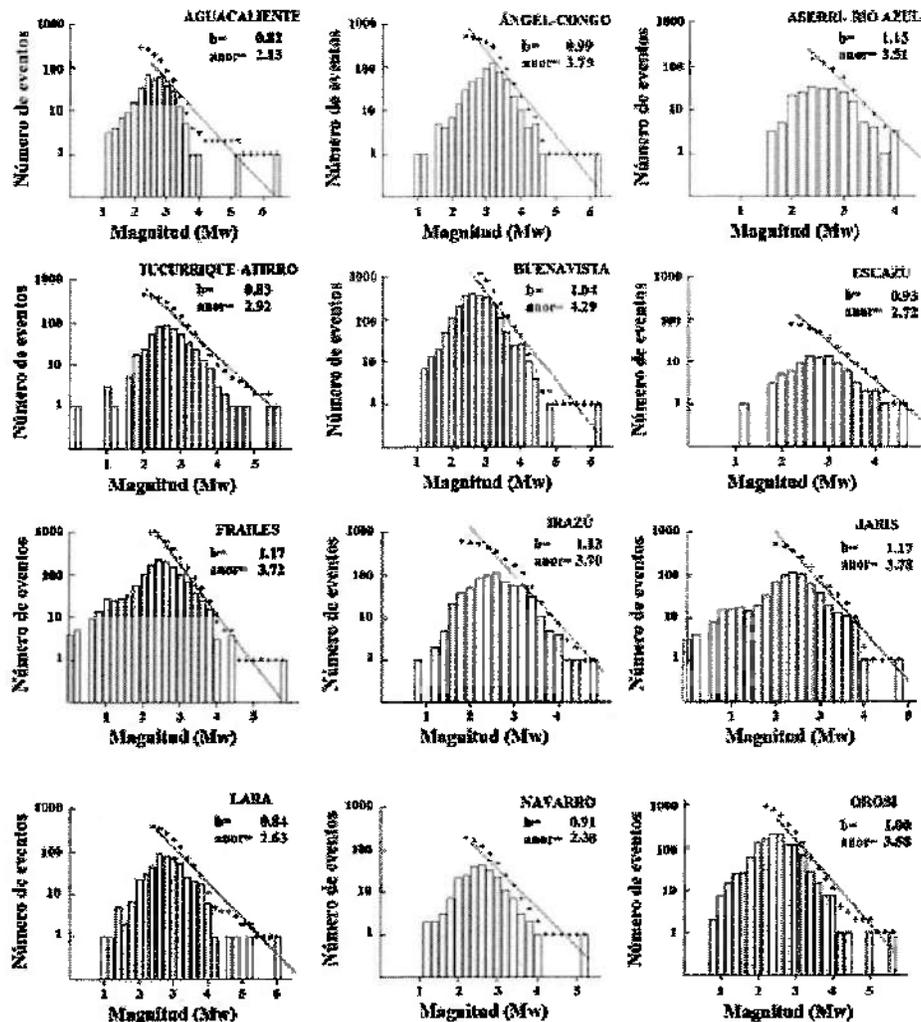


Figura 33: Sismicidad somera (< 25 km) utilizada para calcular los parámetros sísmicos de fuentes locales someras.

Para las fuentes regionales someras que contienen fuentes locales someras dentro de su extensión, hay que reducir el valor "N" para no tomar en cuenta dos veces la sismicidad de las fuentes locales. En este estudio, las fuentes regionales someras Central y Poás fueron reducidas respectivamente al 0.1 – 5 % y 55 – 65 %, para los casos de "Actividad 1" y "Actividad 2" de las fuentes locales en la integración de la amenaza sísmica. Para el caso de "Actividad 2", las fuentes Aguacaliente, Irazú y Lara, cada una se les asignó el 10%, a las fuentes Navarro, Frailes y Aserri el 5 %, a las fuentes Tucurrique y Buenavista el 15%, a la fuente Orosi el 12% y a la Jaris el 8 % del valor "N" de la fuente Central. A la fuente Escazú se le asignó el 10 % y a la fuente Angel el 25% del valor "N" de la fuente Poás.

Figura 34: Parámetros a, a₀ y b de las fuentes sísmicas locales.

6.3. RELACIONES DE ATENUACIÓN.

Se estudiaron varias fórmulas atenuación (Douglas 2004, 2006 y 2008 Power et al, 2008 y Abrahamson & Shedlock, 1997) para su aplicación en este estudio. (Nota: las fórmulas de atenuación mencionadas están descritas en Douglas 2004, Douglas 2006 y Douglas 2008, varias de ellas también se referencian individualmente.) Por la riqueza de las bases de datos y la alta vulnerabilidad de las estructuras del oeste de los EEUU, se han derivado muchas relaciones de atenuación para los sismos corticales, como las de Boore, Joyner y Fumal de 1993 y 1997, las de Sadigh de 1993 y 1997, las de Idriss de 1993, las de Campbell de 1993, 1997, 2003 y 2007. También se estudiaron fórmulas de atenuación para bases de de datos a nivel mundial como las de Ambraseys & Douglas 2003 y las de Abrahamson & Silva, 1997. Los

Japoneses también poseen una de las bases de datos mas extensas del mundo y han generado varias formulas de atenuación (Zhao et al. 2005, Fukushima et al, 1988).

El Proyecto NGA (Next Generation Attenuation Models) presentó en 2008 cinco conjuntos de fórmulas de atenuación elaboradas por los cinco grupos de investigadores principales que presentaron sus modelos en 1997 (Abrahamson & Shedlock, 1997). El NGA es un proyecto multidisciplinario coordinado por el PEER (Pacific Earthquake Engineering Research Center) en asociación con el U. S. Geological Survey y el Southern California Earthquake Center. El proyecto generó cinco relaciones de atenuación por cinco equipos que durante el desarrollo del proyecto trabajaron independientemente pero interactuando entre sí. El proyecto incluyó además una componente de investigación en la que se desarrolló, actualizó y expandió la base de datos de movimientos del terreno de PEER, incluyendo la recopilación de información complementaria sobre el tipo geotécnico de sitio de las estaciones, modelos tectónicos de los sismos y geología del camino fuente - sitio de registro. La base de datos disponible para los 5 equipos incluye 3551 registros de 173 sismos corticales en todo el mundo, aunque gran cantidad de estos son del oeste de los EEUU. Solo los registros del sismo de Managua y su réplica (diciembre 1972), de entre la gran cantidad de acelerogramas de Centro América, se incluyeron en la base de datos PEER. Quedó a criterio de cada equipo del NGA, cuales de estos registros utilizar en sus relaciones. Los equipos que utilizaron el mayor número de registros en sus modelos fueron Abrahamson y Silva (2008) y Chiou y Youngs (2008).

Se consideraron las fórmulas de zonas de subducción como la de Youngs et al. (1997) para todo el mundo, la de Zhao et al. (2005) para Japón y la de Dahle et al. de 1995 que incluyen registros de sismos de subducción y corticales someros para la región Centroamericana y México.

En este estudio se seleccionaron y aplicaron diferentes fórmulas de atenuación para las fuentes corticales y de subducción. Las fórmulas de atenuación utilizadas para las fuentes corticales fueron las de Dahle et al. 1995 (DAHLE95), Boore, y Atkinson 2008 - (BO+AT08), Abrahamson y Silva 2008 - (AB+SI08), Chiou y Youngs 2008 - (CH+YO08) y Zhao et al. 2005 (ZHAO05). Para las fuentes de subducción se utilizaron las fórmulas de Dahle et al. 1995 (DAHLE95), Youngs et al 1997 (YOUN97) y Zhao et al. 2005 (ZHAO05). Se consideró que el conjunto de estas seis fórmulas proporcionaba un buen balance entre condiciones tectónicas de fallamiento somero y de subducción que a su vez también incluyen sismos someros de empuje y sismos profundos intraplaca. A la hora de integrar la amenaza sísmica, se consideraron 15 diferentes casos de atenuación al aplicar 5 fórmulas para las fuentes corticales someras y 3 para las de subducción. Todas las fórmulas se utilizaron para el caso en que las condiciones geotécnicas de sitio sean compatibles con roca (S1 de acuerdo al CSCR 2010).

La relación de atenuación espectral de Dahle et al. (1995) es la tercera actualización de las relaciones de atenuación propuestas para una base de datos de movimientos fuertes del terreno a nivel centroamericano. Un proyecto de investigación auspiciado por el gobierno noruego, hizo posible la recolección y procesamiento de 280 registros, con los cuales se

desarrollaron fórmulas de atenuación espectrales. Las dos primeras versiones, de Taylor (1992) y Climent et al. (1994), también se generaron en este proyecto de investigación. De los 280 registros, 157 registros provienen de Costa Rica, 34 de Nicaragua y 27 de El Salvador, y se complementaron con 62 registros de la red de Guerrero, México, para sismos de magnitudes de 7 y 8 que son muy escasos en el banco de datos centroamericano. Los datos incluyen sismos de subducción y sismos corticales someros generados por fallas de desplazamiento de rumbo, normales e inversas. La relación de atenuación DAHLE95 para la aceleración pico se muestra en la Figura 35 A.

Abrahamson y Silva (2008) propusieron una fórmula de atenuación para condiciones corticales someras donde utilizaron 2754 registros de 135 sismos dentro del proyecto NGA. Como la mayoría de las formulas NGA, el modelo básico es la suma de varios funcionales que dan oportunidad de incluir funcionales de atenuación geométrica según magnitud y distancia (de ruptura), de tipo de fracturamiento en la fuente (inverso, oblicuo, desplazamiento de rumbo), para el efecto de pared colgante (Hanging wall effect) y de respuesta de sitio no lineal. También hay un término en el modelo de estos investigadores que permite definir la fuente con la profundidad hasta el nivel superior de ruptura y otro para el sitio, definido por la profundidad donde se encuentra la roca caracterizada por una VS = 1000 m/s Ellos mantuvieron el mismo funcional de atenuación geométrica que el de su modelo de 1997 (Abrahamson y Silva, 1997). En la Figura 35 B se muestra la relación de atenuación AB+SI08 para fallamiento de desplazamiento de rumbo.

La segunda relación de atenuación del proyecto NGA utilizada es la de Boore y Atkinson (2008) que es la actualización de la relación de Joyner, Boore y Fumal (1997). Este nuevo modelo fue generado con base en 1574 registros de movimientos fuertes del terreno de 58 sismos someros de la base proporcionada por PEER. El trabajo de estos investigadores, reconocido mundialmente, necesita poca introducción. Además de magnitud y distancia, la relación toma en cuenta condiciones de sitio y tipo de fallamiento y es una de las más sencillas del conjunto NGA. En la Figura 35 C se muestra la relación BO+AT05 para condiciones de desplazamiento de rumbo.

El modelo de Chiou y Youngs es el tercero del NGA que se utilizó en este estudio. Esta relación es la actualización de la fórmula de Sadigh et al (1997) que fue desarrollada primordialmente con 1950 registros de sismos corticales someros de la base de datos PEER. El nuevo modelo es muy similar al de 1997 para aceleración pico, pero genera sacudidas menores a cortas distancias (10-50 km) y mayores a distancias mas largas. En la Figura 35 D se muestra la relación CH+YO05 para condiciones de desplazamiento de rumbo.

La fórmula de Youngs et al. (1997) se basó en sismos de subducción de varios lugares como Chile, Perú, Alaska, Cascadia (Frente a la costa de Pacífica del estado de Washington, EE.UU.), Japón, México y las Islas de Salomón en el Pacífico Sur. Los aproximadamente 475 registros de sismos de subducción utilizados en esta relación fueron tipificados en dos, los de interfase y los de intraplaca. Se utilizaron registros con magnitudes momento mayores a 5 y distancias entre 10 y 500 km. Los sismos someros de interfase son de empuje de ángulo somero, generados en la interfase entre la placa subducida y la placa cabalgante. Los de

intraplaca ocurren dentro de la placa subducida a un ángulo alto y son de fallamiento normal, que responden a la tensión del buzamiento hacia debajo de la placa subducida. En la Figura 35 E se muestra la relación YOUN97.

El conjunto de relaciones de atenuación espectrales que presentan Zhao et al (2005) fue generado con una muy extensa base de datos de movimientos fuertes del terreno de 4726 registros, de los cuales 4518 son de Japón y el resto son del oeste de los EEUU y de Iran. La base de datos se subdividió en los diferentes mecanismos de la fuente (sismos corticales, sismos de subducción de interfase- someros y sismos profundos de losa subducida). En el modelo se utilizó un algoritmo presentado por Abrahamson Youngs en 1992, que modela la atenuación geométrica, incluye términos para el tipo de fallamiento y para el tipo de sitio de registro. Este es el modelo de atenuación utilizado con más posibilidades de modelar el tipo de fuente y de ruptura, y se muestra en la Figura 35 F.

Se consideraron quince diferentes escenarios a partir de las seis fórmulas de atenuación escogidas para la integración de la amenaza sísmica, utilizando 3 diferentes fórmulas de atenuación para las fuentes de subducción y 5 diferentes fórmulas de atenuación para las fuentes corticales someras: 1) Las Fuentes de subducción utilizando Dahle et al 1995, Youngs et al 1997 y Zhao et al 2005, 2) fuentes coticales utilizaron las formulas Dahle et al., 1995, Boore y Atkinson 2008, Abrahamson y Silva, 2008, Chiou y Youngs, 2008 y Zhao et al., 2005.

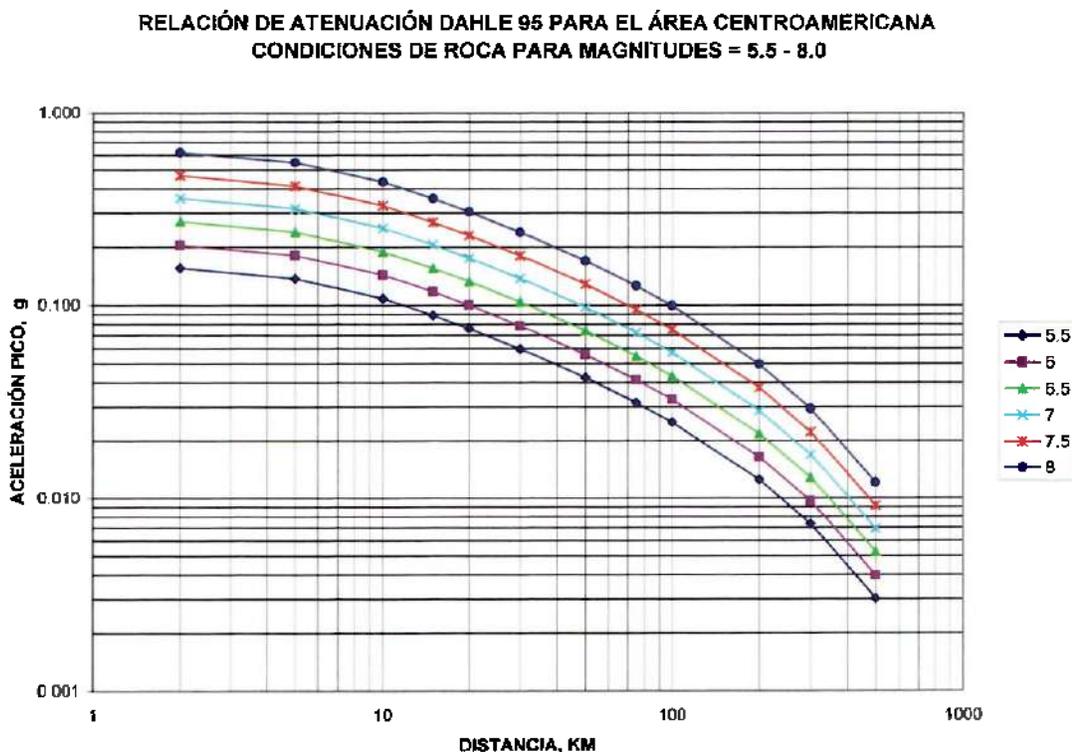


Figura 35 A: Relación de Atenuación de Dahle et al. 1995.

RELACION DE ATENUACION AB + SI 08 CORTICALES NIVEL MUNDIAL
CONDICIONES DE ROCA PARA MAGNITUDES 5.5 - 8, SISMOS DESP. RUMBO.

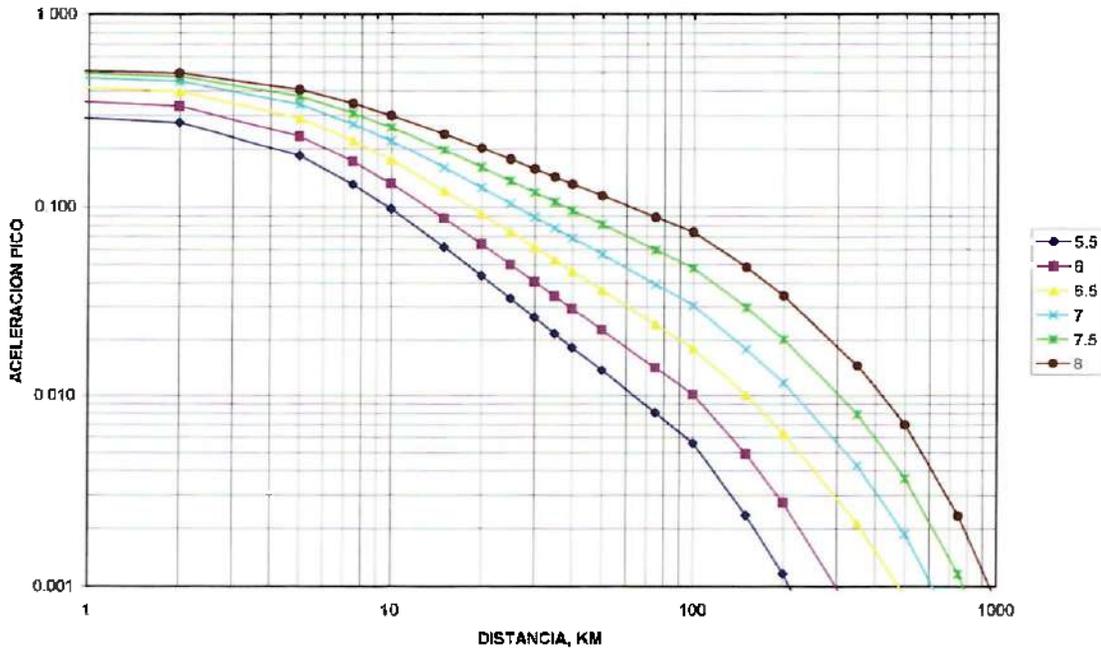


Figura 35 B: Relación de Atenuación de Abrahamson y Silva. 2008.

RELACION DE ATENUACION BO + AT 08 CORTICALES NIVEL MUNDIAL
CONDICIONES DE ROCA PARA MAGNITUDES 5.5 - 8, SISMOS DESP. RUMBO

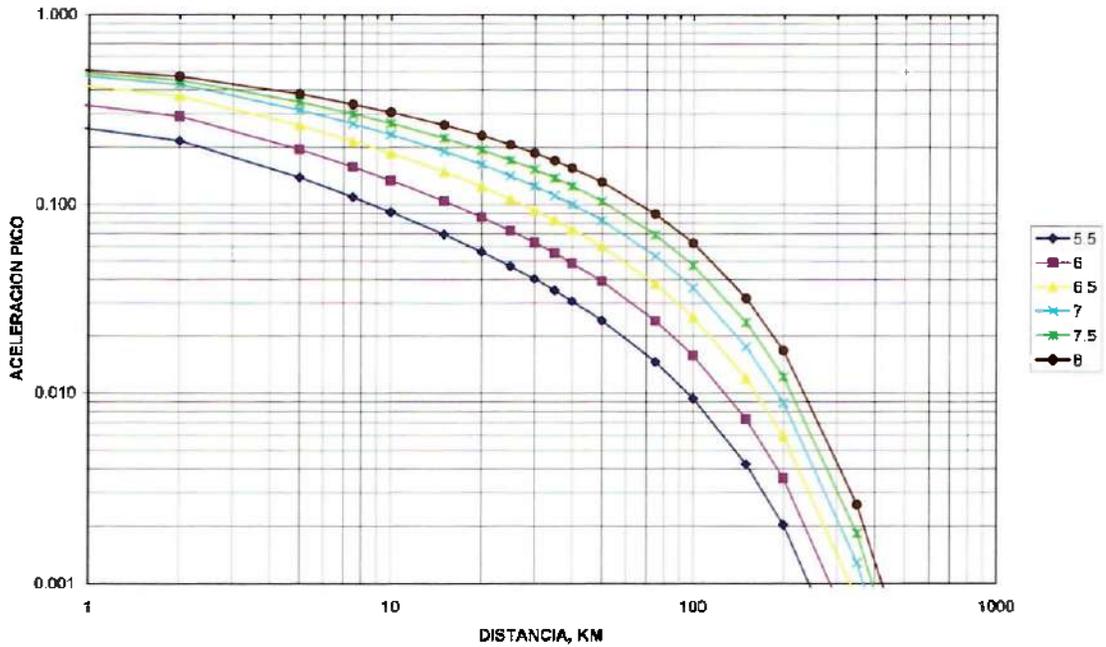


Figura 35 C: Relación de Atenuación de Boore y Atkinson. 2008.

RELACION DE ATENUACION CH + YO 08 CORTICALES NIVEL MUNDIAL
CONDICIONES DE ROCA PARA MAGNITUDES 5.5 - 8, SISMOS DESP. RUMBO

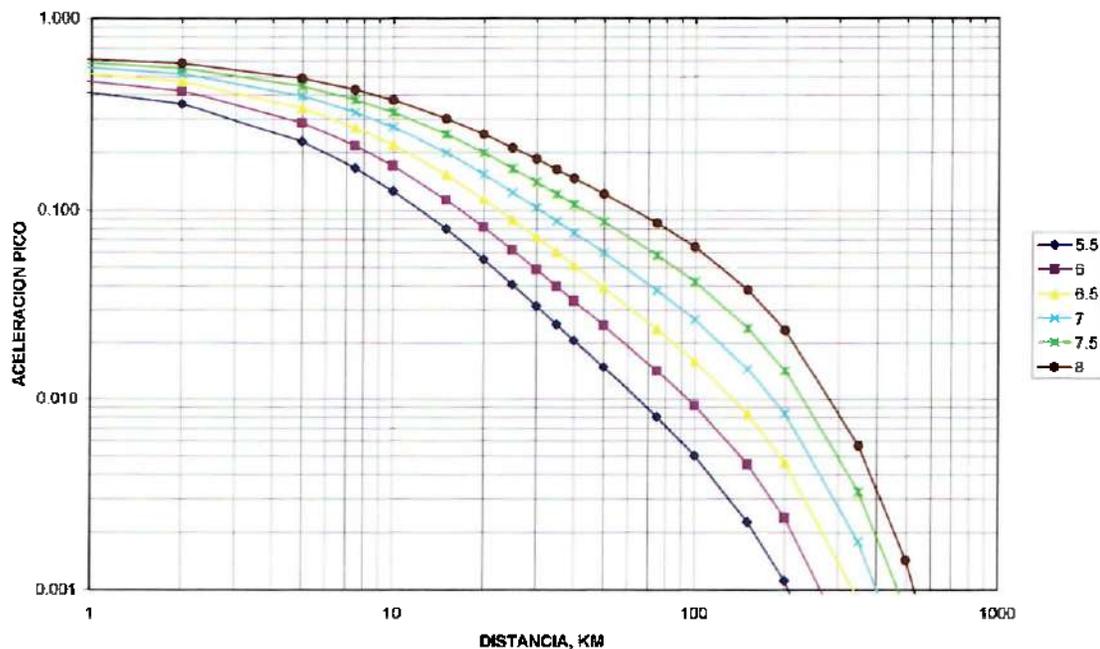


Figura 35 D: Relación de Atenuación de Chiou y Youngs. 2008.

RELACIÓN DE ATENUACION YOUNGS ET AL 1997 SITIOS DE ROCA
SISMOS SUBDUCCION DE TODO EL MUNDO, MAGNITUDES 5.5 - 8.0

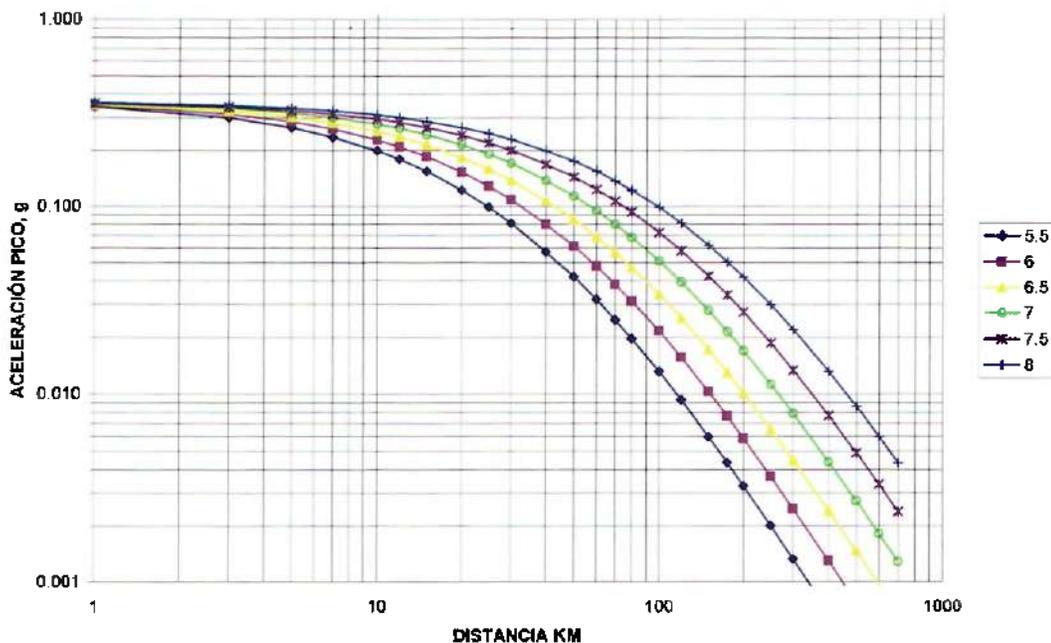


Figura 35 E: Relación de Atenuación de Youngs et al. 1997.

RELACION DE ATENUACION ZHAO 05 JAPON Y OTROS PAISES
 CONDICIONES DE ROCA PARA MAGNITUDES 5.5 - 8, SISMOS DESP. RUMBO

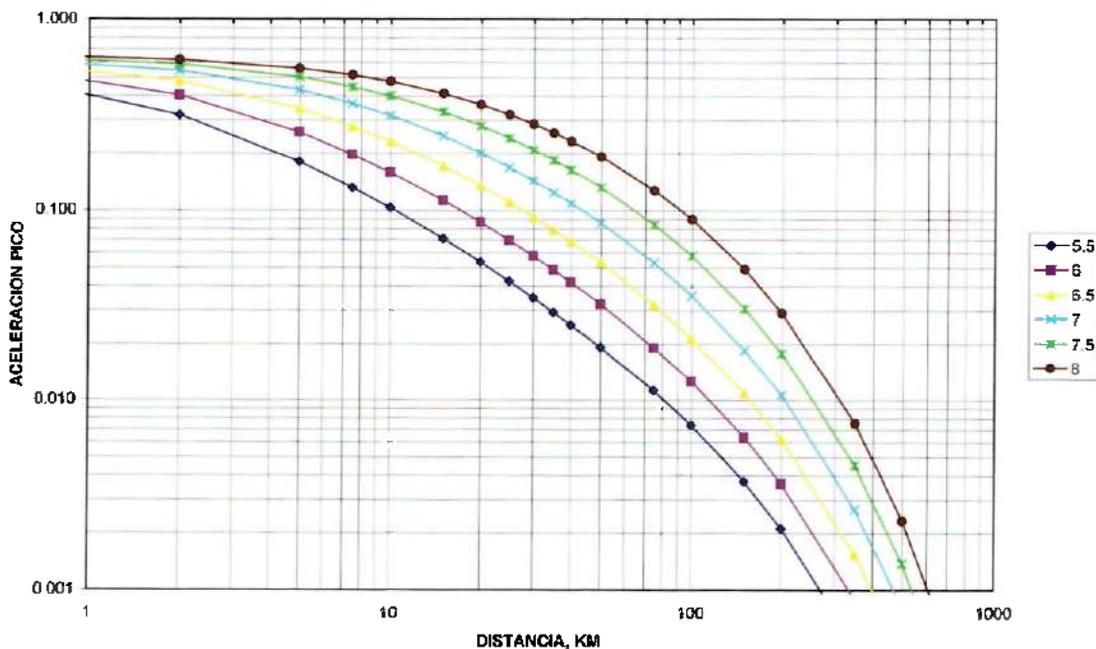


Figura 35 F: Relación de Atenuación de Zhao et al. 2005.

6.4. Integración de la Amenaza Sísmica

La integración de los resultados se llevó a cabo utilizando el programa EZFRISK (Mc Guire, 1995) de R. Mc Guire. El algoritmo incorporado en este programa resuelve la ecuación (2) el "planteamiento de la probabilidad total".

$$H(a) = \sum_i v_i \iint P[A > a | m, r] f_{M_i}(m) f_{R|M_i}(r|m) dr dm \quad (2)$$

Donde: $H(a)$ es la amenaza, expresada como la tasa anual de sismos que producen una intensidad de movimiento del terreno en el sitio mayor que un valor 'a'. El parámetro 'A' puede representar aceleración pico, velocidad o desplazamiento, o puede ser pseudo aceleración (o velocidad) espectral para una frecuencia dada. La sumatoria de la Ecuación (2) cubre todas las fuentes sísmicas y v_i es la tasa anual de sismos de magnitudes (mayores que la magnitud mínima de interés, $M0(i)$) para la fuente sísmica 'i' y $f_{M(i)}(m)$ y $f_{R(i)|M(i)}(r|m)$ son las funciones de distribución de probabilidad de magnitud y distancia para cada fuente. $P[A > a | m, r]$ es la probabilidad de que un sismo de magnitud 'm' a una distancia 'r' produzca una intensidad de movimiento fuerte del terreno mayor que 'a' (McGuire, 1995).

Las coordenadas de integración de la amenaza sísmica para el nuevo hospital de Cartago, sitio Tejar son 9.84276° N y 83.95460° W, cuya ubicación se muestra en la Figura 17.

Para determinar el impacto de la incertidumbre en los parámetros de entrada, en especial la evaluación de los parámetros sísmicos de las fuentes, la profundidad de las fuentes y las fórmulas de atenuación, se adoptó el enfoque de árbol de lógica para la incorporación de varios escenarios analizados e integrados en un solo resultado para el sitio. Se generaron 90 escenarios variando los valores de los principales datos de entrada y a cada parámetro utilizado, se le asignó un peso. La ponderación total de cada escenario es el producto de las ponderaciones de los pesos de los datos de entrada utilizados. Un promedio ponderado de todos los resultados de los escenarios analizados brinda el resultado final. El árbol de lógica utilizado se muestra en la Figura 36, con 90 ramas que provienen de los cuatro parámetros de entrada a los que se les asigna 2, 3 ó 5 valores ó 2, 3 ó 5 opciones a cada uno. El peso del caso 6, por ejemplo es $0.2 \times 0.5 \times 0.3 \times 0.5 = 0.0150$ y se muestra, para cada caso en la columna de la derecha de la Figura 36.

Los 90 escenarios aquí contemplados se generaron tomando en cuenta diferentes opciones para: tres profundidades para cada una de las fuentes (la profundidad media, la media menos la mitad de una desviación estándar y la media más la mitad de una desviación estándar, Tabla 5), quince escenarios para las fórmulas de atenuación (apartado 6.3- cinco para las corticales y tres para las de subducción) y dos maneras de considerar la relación de recurrencia o actividad para las fuentes locales someras (apartado 6.2): $90 = 3 \times 5 \times 3 \times 2$. Los 90 casos considerados en la evaluación sísmica para el sitio de hospital Tejar se muestran en las Figuras 37 A y 37 B y los resultados finales en la Figura 39, que se comentarán a continuación.

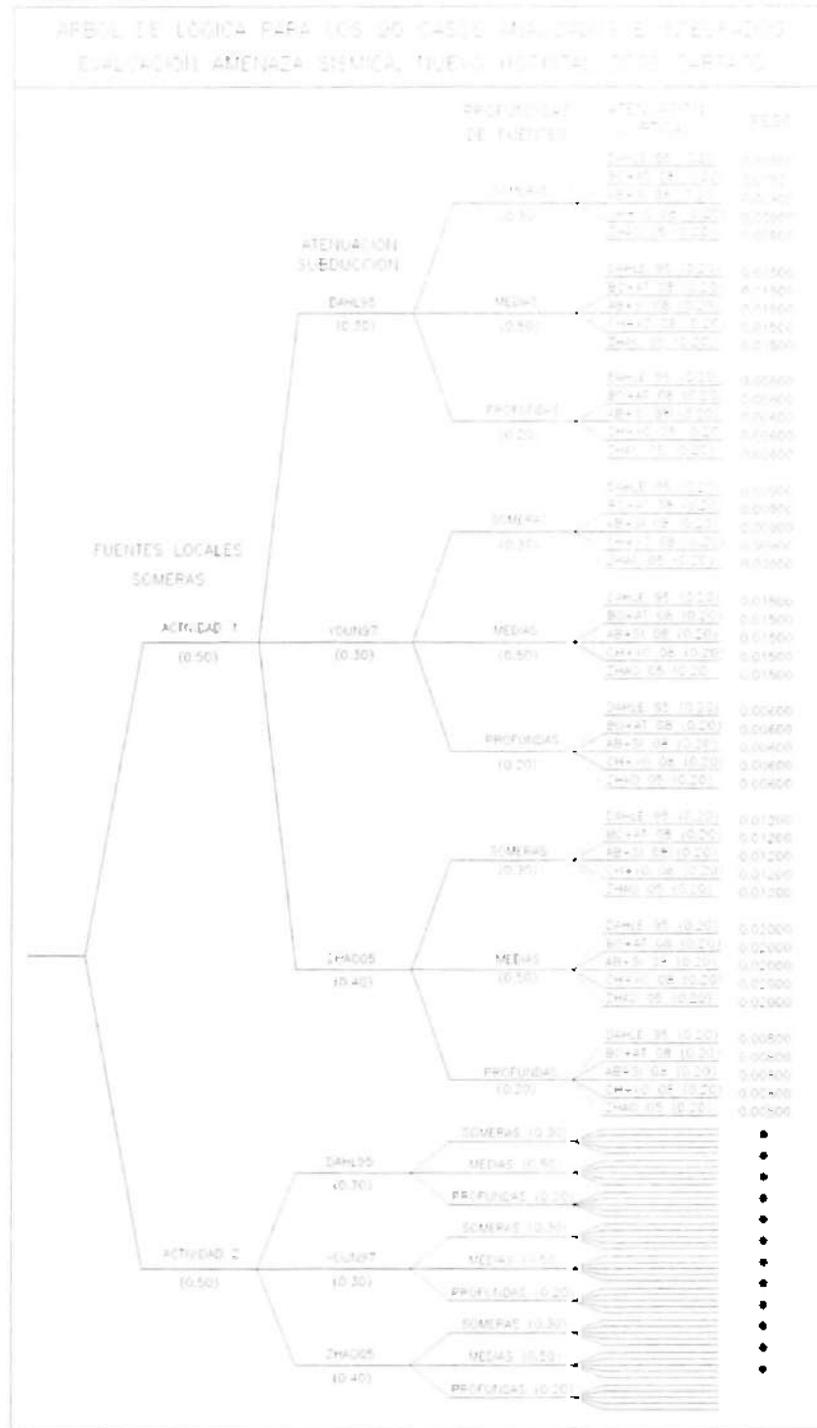


Figura 36: Arbol de lógica para la integración de los resultados.

7. ANALISIS DE RESULTADOS

En las Figuras 37 A y 37 B se muestran los resultados de los 90 casos expresados como aceleración pico vrs. probabilidad anual de excedencia para el sitio del futuro hospital CCSS en Tejar: en la Figura 37 A se muestran los 45 casos de "Actividad 1" y en la Figura 37 B se muestran los 45 casos de "Actividad 2". Las diferentes "actividades" se refieren a los parametros de recurrencia para definir la actividad sísmica de las fuentes locales someras.

En las Figuras 38 A – 38 F se muestran los 90 casos del sitio agrupados por actividad y por fórmula de atenuación aplicada a las fuentes de subducción: en la Figura 38 A se muestran los casos de "Actividad 1" para la fórmula de atenuación DAHLE95, en la Figura 38 B se muestran los casos de "Actividad 1" para la fórmula de atenuación YOUN97, en la Figura 38 C se muestran los casos de "Actividad 1" para la fórmula de atenuación ZHAO05, en la Figura 38 D se muestran los casos de "Actividad 2" para la fórmula de atenuación DAHLE95, en la Figura 38 E se muestran los casos de "Actividad 2" para la fórmula de atenuación YOUN97, y en la Figura 38 F se muestran los casos de "Actividad 2" para la fórmula de atenuación ZHAO05.

La nomenclatura que se usó para distinguir los 90 casos de las Figuras 37 y 38 denota las cuatro variables de la entrada de datos: el dígito primero significa la actividad, el segundo denota la formula de subduccion utilizada para las fuentes de subducción (1 DAHLE95, 2 YOUN97 Y 3 ZHAO05), el tercer dígito denota la profundidad (1 es somera, 2 es media y 3 es profunda) y el cuarto dígito la fórmula de atenuación para las fuentes corticales (1 DAHLE95, 2 BO+AT08, 3 AB+SI08, 4 CH+YO08 Y 5 ZHAO05).

Se puede observar de las Figuras 37 y 38 la variabilidad de los resultados de los casos individuales. Particularmente en las Figuras 38 A – 38 F, donde las profundidades se han distinguido con colores (azul "Someras", rojo "Medias" y verde "Profundas") y las 5 fórmulas de atenuación corticales se han distinguido mediante símbolos diferentes, se puede apreciar el comportamiento individual de los casos y las diferencias que generan los distintos parámetros. El cambio de la fórmula de atenuación para la las fuentes de subducción muestra las diferencias mas importantes entre los resultados.

0449

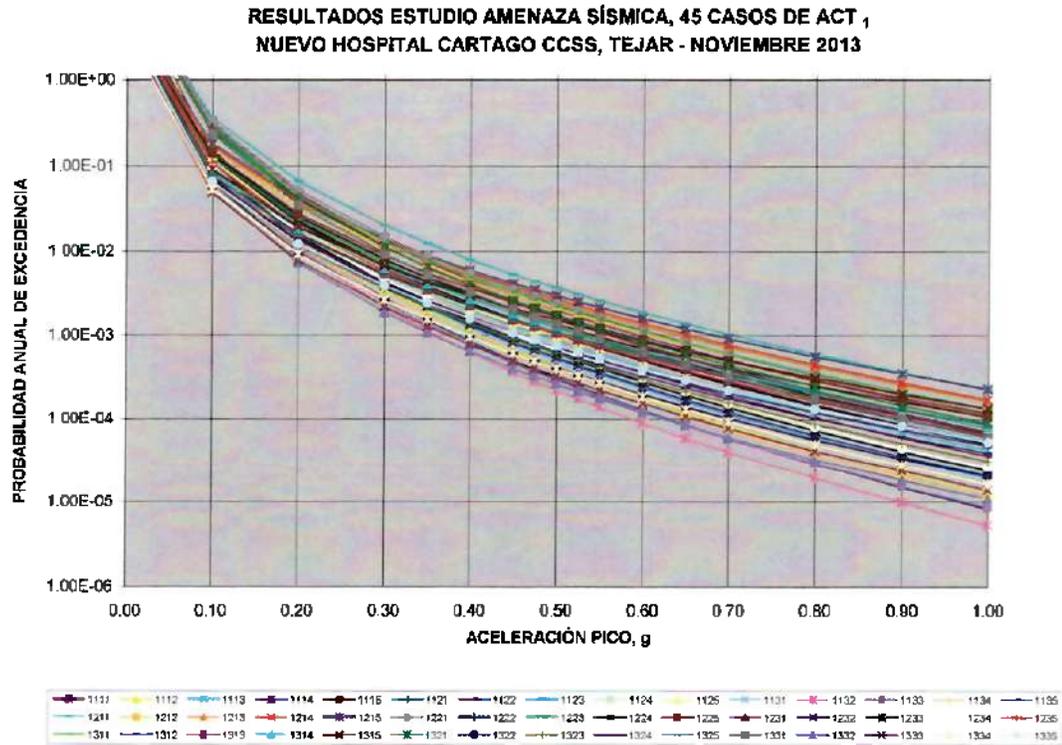


Figura 37 A: Resultados de los 45 casos analizados de Actividad 1 para el sitio Tejar.

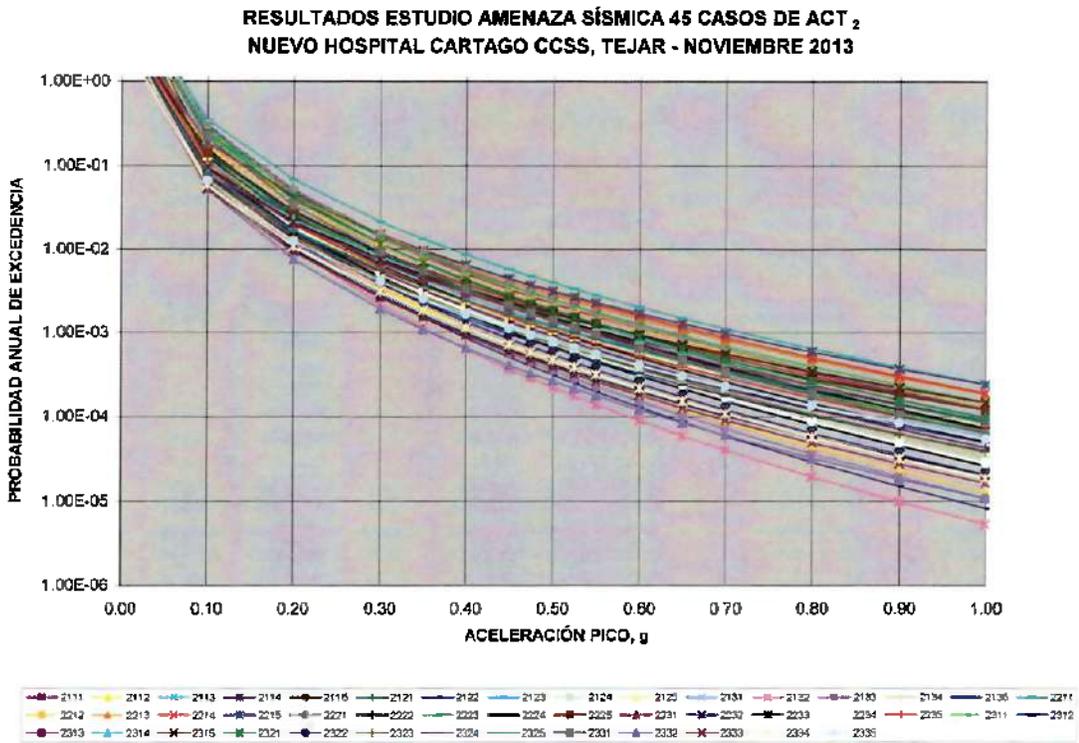


Figura 37 B: Resultados de los 45 casos analizados de Actividad 2 para el sitio Tejar.

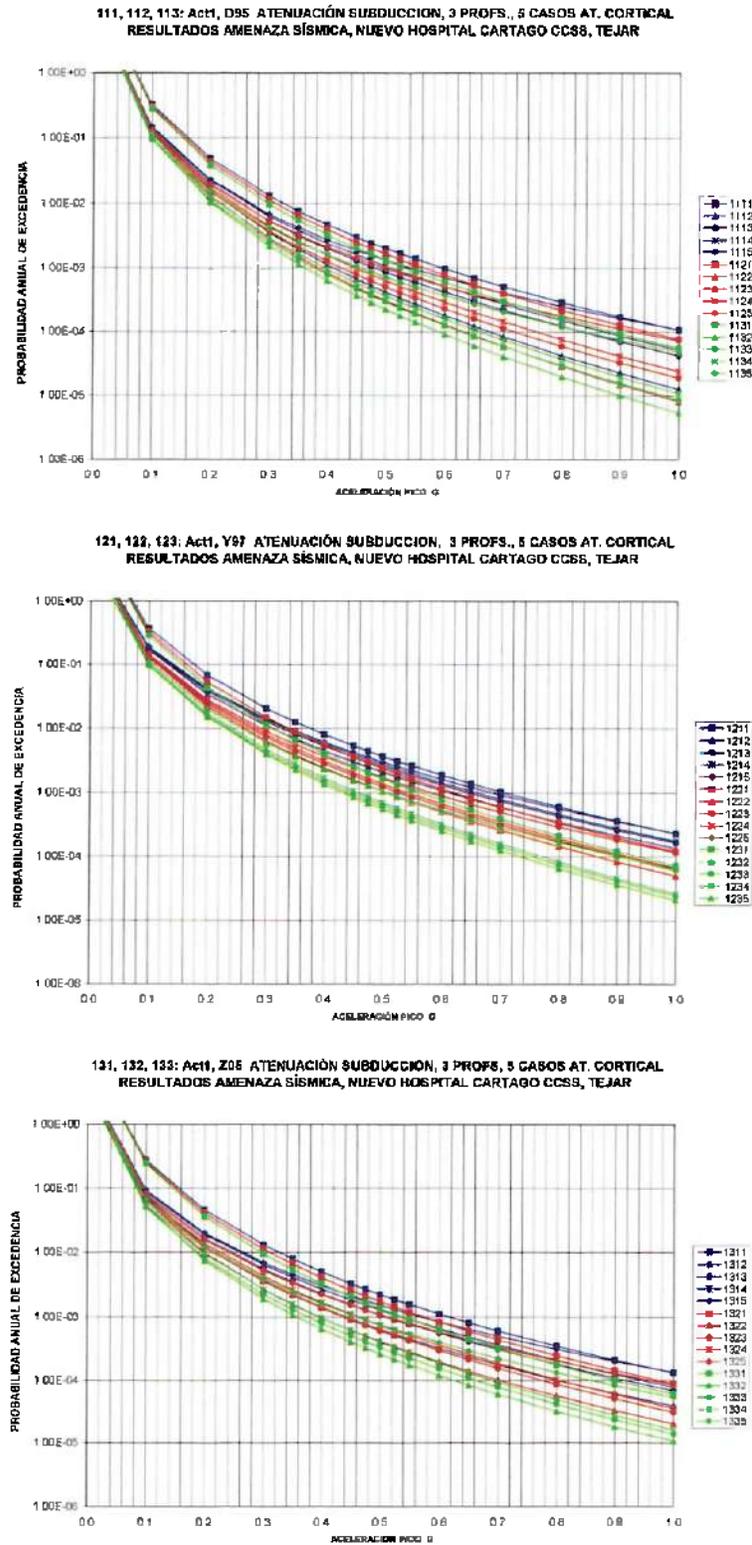
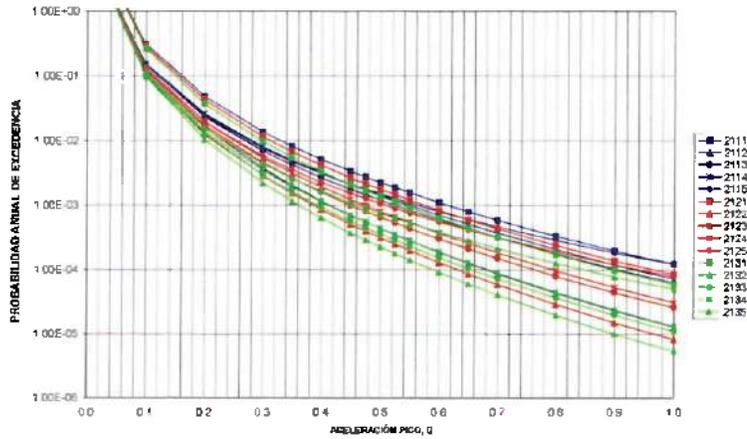
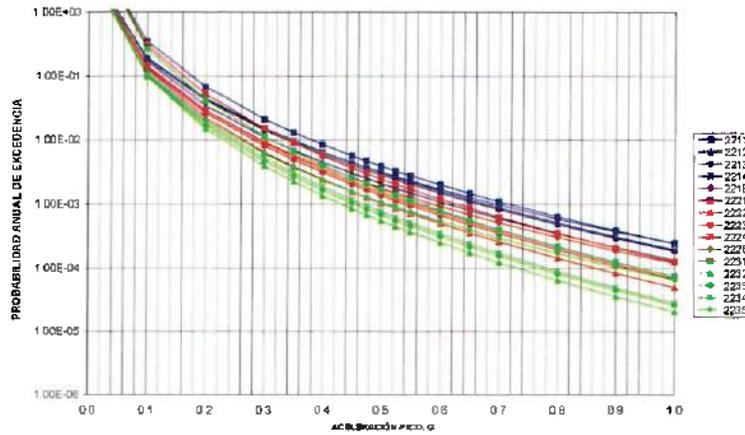


Figura 38 A-C: Resultados de los 45 casos analizados de Actividad 1 para el sitio hospital Tejar, agrupados por fórmula de atenuación de subducción: A) DAHLE95, B) YOUN97 y C) ZHAO05.

211, 212, 213: Act1, D95 ATENUACIÓN SUBDUCCION, 3 PROFS., 5 CASOS AT. CORTICAL
RESULTADOS AMENAZA SÍSMICA, NUEVO HOSPITAL CARTAGO CCSS, TEJAR



221, 222, 223: Act2, Y97 ATENUACIÓN SUBDUCCION, 3 PROFS., 5 CASOS AT. CORTICAL
RESULTADOS AMENAZA SÍSMICA, NUEVO HOSPITAL CARTAGO CCSS, TEJAR



231, 232, 233: Act1, Z95 ATENUACIÓN SUBDUCCION, 3 PROFS., 5 CASOS AT. CORTICAL
RESULTADOS AMENAZA SÍSMICA, NUEVO HOSPITAL CARTAGO CCSS, TEJAR

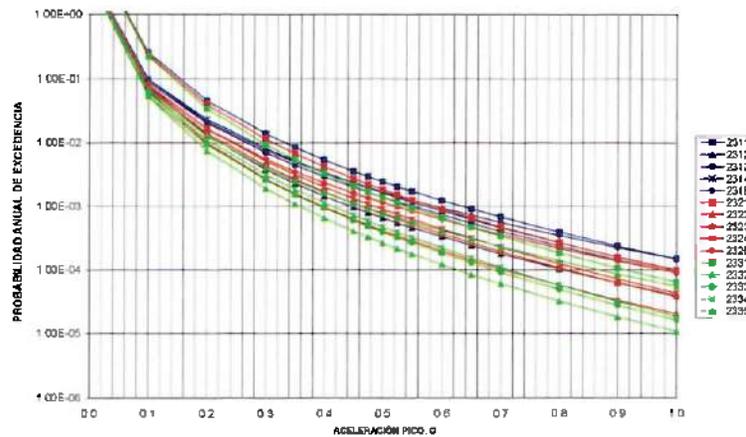


Figura 38 D-F: Resultados de los 45 casos analizados de Actividad 2 para el sitio hospital Tejar, agrupados por fórmula de atenuación de subducción: A) DAHLE95, B) YOUN97 y C) ZHAO05.

7.1. Aceleración pico vrs probabilidad de excedencia

En la Figura 39 se muestran los resultados obtenidos para el sitio del futuro hospital CCSS para Cartago, sitio Tejar, integrando los 90 casos mediante el procedimiento de árbol de lógica, comentado en apartados anteriores. El inverso de la probabilidad anual de excedencia es el período de retorno del nivel de movimiento del terreno en el sitio, caracterizado por su aceleración pico (el periodo de retorno del PGA en el sitio no tiene relación con el periodo de retorno de ninguno de los eventos sísmicos generados en ninguna de las fuentes). Los resultados finales se muestran junto con las bandas de \pm un valor de desviación estándar. En la Tabla 6 se muestran los resultados de la Figura 39: adicionalmente a la probabilidad anual de excedencia, se muestra la probabilidad de excedencia para diversos lapsos, de 50, 75, 100 y 150 años. Estos lapsos son típicos valores para las vidas útiles de estructuras. Se puede observar de la Tabla 6 que un período de retorno de 500 años equivale a una probabilidad de excedencia del 9.5 % para un lapso de 50 años.

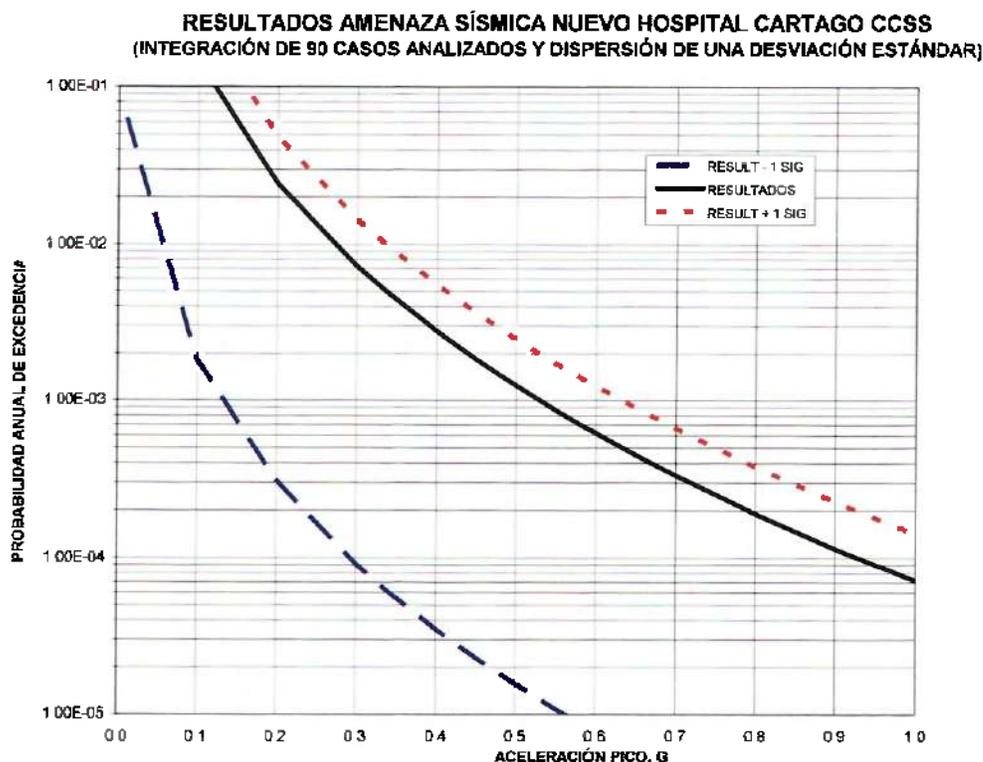


Figura 39: Resultados del estudio de amenaza sísmica para el sitio Tejar hospital CCSS Cartago.

Con base en la vida útil de la estructura, y la probabilidad de excedencia para este lapso, el diseñador podrá escoger la aceleración pico que el juzgue es el mejor balance entre seguridad y costos. El ingeniero de diseño tiene que escoger la probabilidad de excedencia que considere aceptable como su solicitud de diseño. Para la vida útil de la estructura, su

análisis de diseño cubrirá las solicitaciones que sean iguales o menores al valor escogido. Hay que tener en cuenta que las solicitaciones mayores del correspondiente valor escogido no estarán cubiertas, y son las que representan riesgo. Las consideraciones del diseñador de costos mayores para riesgos menores tienen que llegar a un balance aceptable. Naturalmente, también hay que ser consistente en las probabilidades de excedencia de las diferentes solicitaciones a las cuales la estructura estará sujeta.

TABLA 6: RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA EN ROCA PARA EL SITIO DEL FUTURO HOSPITAL CCSS CARTAGO, TEJAR

Probabilidad anual de excedencia	Período de retorno (años)	Probabilidad de excedencia en "L" L = (años)				Aceleración pico en Roca, g	Aceleración pico efectiva, g
		L = 50	L = 75	L = 100	L = 150		
2.00×10^{-02}	50	0.632	0.777	0.865	0.950	0.217	0.173
1.00×10^{-02}	100	0.393	0.528	0.632	0.777	0.274	0.219
5.00×10^{-03}	200	0.221	0.313	0.393	0.528	0.337	0.269
3.33×10^{-03}	300	0.154	0.221	0.283	0.393	0.380	0.304
2.00×10^{-03}	500	0.095	0.139	0.181	0.259	0.439	0.351
1.40×10^{-03}	715	0.068	0.100	0.131	0.189	0.485	0.388
1.00×10^{-03}	1000	0.049	0.072	0.095	0.139	0.535	0.428
6.67×10^{-04}	1500	0.033	0.049	0.064	0.095	0.589	0.471
5.00×10^{-04}	2000	0.025	0.037	0.049	0.072	0.634	0.507
4.00×10^{-04}	2500	0.020	0.030	0.039	0.058	0.670	0.536
3.33×10^{-04}	3000	0.017	0.025	0.033	0.049	0.700	0.560
2.00×10^{-04}	5000	0.010	0.015	0.020	0.030	0.792	0.633
1.43×10^{-04}	7000	0.007	0.011	0.014	0.021	0.857	0.686
1.00×10^{-04}	10000	0.005	0.007	0.010	0.015	0.927	0.742

El parámetro de aceleración pico efectiva (APE), en vez aceleración pico, es el parámetro del movimiento del terreno utilizado por varios de los códigos sísmo – resistentes para describir la sollicitación dinámica, entre ellos el CSCR 2010 y los "Lineamientos para el Diseño Sismorresistente de Puentes" (LDSRPCR 2013). El concepto de APE originalmente propuesto por Newmark define una magnitud de aceleración que podía ser utilizada para generar el nivel apropiado de movimientos del terreno en el rango de períodos de interés ingenieril al escalar formas espectrales normalizadas (Reiter, 1990). Varias definiciones fueron propuestas para describir este parámetro apropiadamente. La definición de la aceleración efectiva que se adoptó en el CSCR 2010 proviene del ATC 3-06 y representa el movimiento del terreno para períodos en el rango de 0.1 a 0.5 segundos, donde se dan los valores espectrales mayores de aceleración. Se calcula dividiendo el promedio de las ordenadas espectrales de aceleración para el 5% de amortiguamiento en este rango por la constante 2.5. Laporte (2006) verificó que la APE es aproximadamente a $0.8 \times$ aceleración pico del terreno para el banco de datos de movimientos fuertes del terreno de Centroamérica.

Para determinar la probabilidad de excedencia con la que se debería escoger la sollicitación de diseño para las estructuras del proyecto estudiado, se consultaron guías de diseño internacionalmente avaladas. El Código Sísmico de Costa Rica (CSCR 2010) se apejó a las conclusiones del ATC 34 (1995) donde se reportó que mayoría de los códigos de construcción requerían de una probabilidad de excedencia anual de 2×10^{-3} para el diseño de las estructuras "normales" (aproximadamente a 10% de probabilidad de excedencia en un período de 50 años). Por lo tanto, los espectros de respuesta que aparecen en este estudio se han elaborado para la aceleración efectiva correspondiente a un $T = 500$ años. De acuerdo a la Tabla 6, para un período de retorno de 500 años, el valor de la aceleración pico es de 0.439 g, que corresponde a una aceleración pico efectiva de 0.351 g para el sitio Tejar del futuro hospital CCSS de Cartago.

Para el caso de estructuras "esenciales" que deben permanecer operativas para atender la emergencia después de un evento sísmico mayor, como es un hospital de la magnitud y el calibre que sería el futuro hospital CCSS de Cartago, la solicitud de diseño tiene que ser la de las estructuras "normales" multiplicada por un factor de importancia. El CSCR 2010 proporciona factores de importancia de 1.25 para estructuras "esenciales". El factor de importancia que proponen códigos de diseño como el ASCE / SEI 7-10 y el IBC 2012 es de 1.5 para estructuras "esenciales" (categoría de riesgo IV).

7.2. Espectros de pseudo aceleración

La caracterización de la sollicitación dinámica de diseño debe completarse con la construcción de los respectivos espectros que dependen tanto de la aceleración pico como de las condiciones geotécnicas y el ambiente tectónico. Por lo tanto, una vez escogido el nivel de aceleración pico se procedió a la construcción de los espectros de respuesta elástica y los inelásticos de diseño de acuerdo al procedimiento utilizado en el Código Sísmico de Costa Rica (CSCR 2010) vigente.

El CSCR 2010 definen cuatro tipos de sitio para este efecto, que van desde sitio de roca hasta sitio de suelo blando. Cualquier sitio de características de más baja calidad que los tipificados, debería ser objeto de un estudio de respuesta dinámica del depósito. Este comportamiento se deberá evaluar detalladamente para determinar si en este caso el sitio es apropiado para la fundación de la estructura.

El sitio se ubica en medio de las tres trazas meridionales del Sistema de Falla Aguacaliente en los valles de Corís - El Guarco, como se comentó en el Apartado 4.1 de este informe. El Sistema de Falla Aguacaliente presenta actividad reciente y tiene un potencial de generar sismos mayores a MW 6.5. Como se ha comentado esta falla tiene evidencias neotectónicas y ha sido asociada a sismos importantes como los terremotos de Cartago (4 de mayo de 1910 de MW 6.4; y eventualmente el del 2 de setiembre de 1841 MW 6.3).

Cuando un sitio se ubica muy cerca de una falla activa y la ruptura se propaga en dirección hacia el sitio, se puede dar el efecto de "directividad" cuyo efecto es amplificar los

espectros (Somerville et al, 1997). Los LDSRPCR 2013 estipulan que para puentes en Costa Rica se debe tomar el efecto de falla cercana mediante los factores de amplificación que presentan Huang et al (2008) para el "peor caso de directividad". Estos son, respectivamente valores de 1.2, 1.5, y 2.0, para períodos de 0.2, 1.0 y 3.0 segundos.

Por tanto se incluyó el efecto de "falla cercana" en la construcción de los espectros elásticos para el futuro hospital CCSS de Cartago, sitio Tejar, mediante los coeficientes de Huang et al (2008). El valor de aceleración pico efectiva de 0.351 g (en condiciones de sitio tipo roca, T = 500 años) se incrementa a 0.422 g (= 0.351 × 1.2) y para los tres restantes sitios geotécnicos, S2, S3 y S4 descritos en el CSCR 2010, se incrementan respectivamente a 0.422 g, 0.455 g y 0.380 g.

La forma espectral elástica con efecto de "falla cercana" al igual que para el CSCR 2010, es función de coeficientes de período corto y período largo (C_a y C_v) cuyos valores fueron presentados por Dobry et al (2000) y son función del nivel de intensidad de la sollicitación y el tipo de sitio geotécnico. La forma espectral para un 5 % de amortiguamiento y tomando en cuenta los factores de Huang de falla cercana para el "peor caso de directividad" es:

$$F_e = \left\{ \frac{[2.0 \times C_a]}{T_a - T_0} \times T_1 + C_a \right\}$$

para $T_0 \leq T < T_a$

$$F_e = \{3.0 \times C_a\}$$

Para $T_a \leq T < T_s$

$$F_e = \left\{ \frac{1.5 C_v}{T} \right\}$$

Para $T_1 \leq T < T$

$$F_e = \left\{ \frac{1.5 C_v}{T^{0.735}} \right\}$$

Para $T_s \leq T_1$

Donde, para este sitio en particular, para un APE de 0.420 g en S1:

F_e = Forma espectral

C_a = Coeficiente sísmico = 1.000 normalizado para S₁
 = 1.000 normalizado para S₂.
 = 1.078 normalizado para S₃
 = 0.900 normalizado para S₄

C_v = Coeficiente sísmico = 1.000 normalizado para S₁

- = 1.378 normalizado para S_2
 = 1.578 normalizado para S_3
 = 2.400 normalizado para S_4
- T = Período fundamental de vibración de la estructura en la dirección considerada (en segundos).
- T_0 = Período bajo dónde el valor espectral es igual a la aceleración efectiva (= 0.01 seg)
- T_a = Período de control en el espectro = $0.2 \times T_s$ (en segundos)
- T_s = Período de control en el espectro = $C_v / (2.5 \times C_a)$, (en segundos)

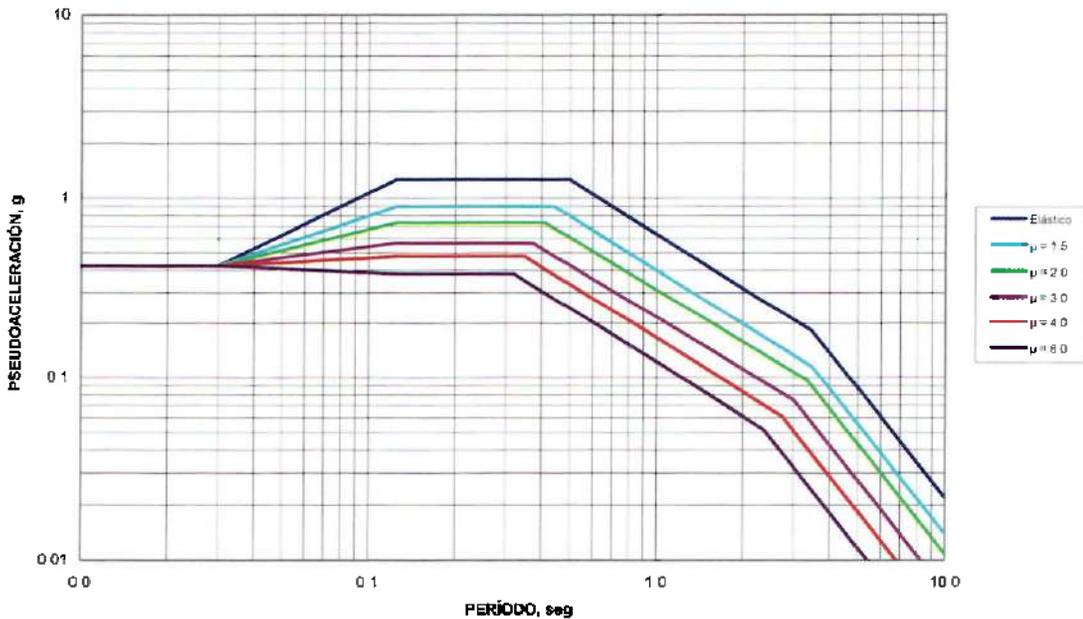
Los valores de los coeficientes de sitio para período corto C_a y período largo C_v fueron documentados por Dobry et al. (2000), quienes resumieron análisis estadísticos de registros de acelerogramas en diferentes tipos de sitios geotécnicos en todo el mundo para definir la amplificación dinámica de las formas espectrales. Ellos presentaron sus coeficientes para valores de aceleración de 0.1 g, 0.2 g, 0.3 g, 0.4 g y 0.5 g, pero también los presentan gráficamente y recomiendan interpolar linealmente para otros valores de aceleración, ya que las tendencias de los coeficientes son casi lineales. Estos coeficientes han sido adoptados por los principales códigos sísmicos de los EEUU.

Estas formas espectrales, de 5% de amortiguamiento, para los cuatro tipos de sitio de cimentación, deben ser multiplicadas por la aceleración efectiva escogida para caracterizar la sollicitación dinámica de diseño, el valor de aceleración pico efectiva de 0.422 g (que incluye el efecto de falla cercana). Estos espectros elásticos a su vez deben de ser multiplicados por factores reductores para tomar en cuenta la ductilidad de las estructuras y así construir los espectros inelásticos de diseño.

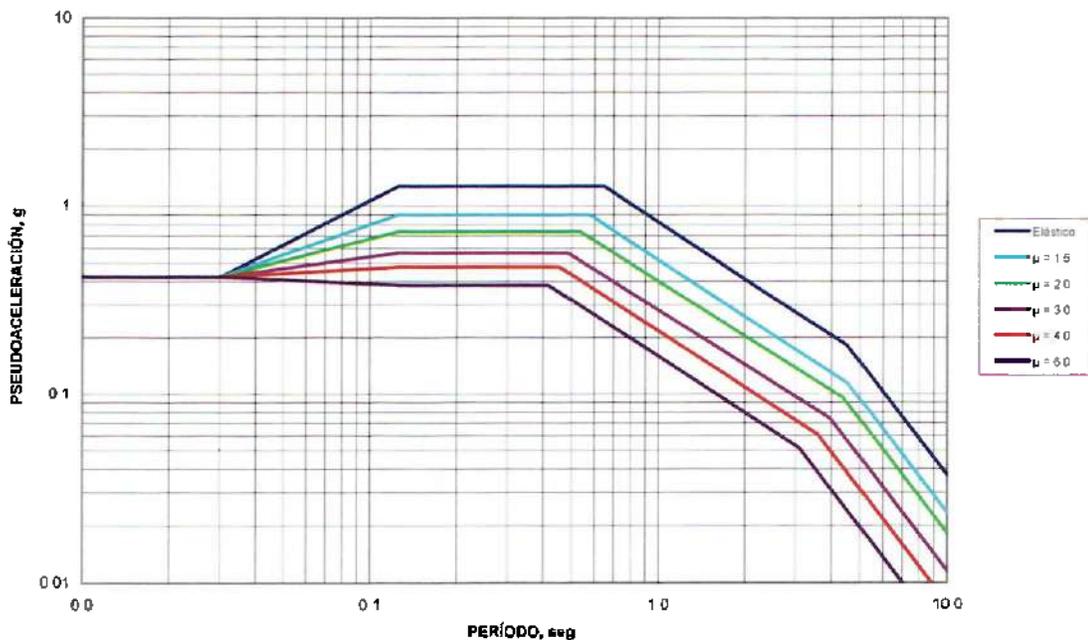
Siguiendo el procedimiento usado por el CSCR 2010 para generar sus espectros inelásticos de diseño, estos espectros elásticos a su vez fueron multiplicados por factores reductores para tomar en cuenta la ductilidad de las estructuras. De esta manera se elaboraron los espectros inelásticos de forma paramétrica, para cinco valores de ductilidad y los cuatro tipos de sitio. Los valores de ductilidad utilizados fueron $\mu = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0$ y 6.0 , para construir los espectros inelásticos. Varios investigadores han propuesto diferentes factores de reducción basados en estudios de comportamiento estructural (Miranda & Vertero, 1994). Los coeficientes utilizados fueron los de Riddell & Newmark (1979), al igual que en el CSCR 2010, que se presentan para las zonas de aceleración, velocidad y desplazamiento.

Los espectros de diseño para período de retorno de 500 años para los tipos de sitio de cimentación S_1, S_2, S_3 y S_4 , ductilidades de 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 y 6.0, amortiguamiento del 5% se muestran en las Figuras 38 A - D y en la Tabla 7 para el futuro hospital de Cartago CCSS, sitio Tejar. En las Figuras 39 A - D y en la Tabla 8 se muestran estos mismos espectros multiplicados por un factor de importancia de 1.25 tal como lo requiere el CSCR vigente para estructuras críticas. Estos espectros podrían ser multiplicados por un factor de importancia de 1.5, de acuerdo al ASCE/SEI 7-10, si la CCSS lo considera prudente un enfoque más conservador.

ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₁, APE = 0.422 g, $\beta = 5\%$
 NUEVO HOSPITAL CARTAGO, SITIO TEJAR, $\mu = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0$ Y 6.0 , T = 500 AÑOS
 ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA

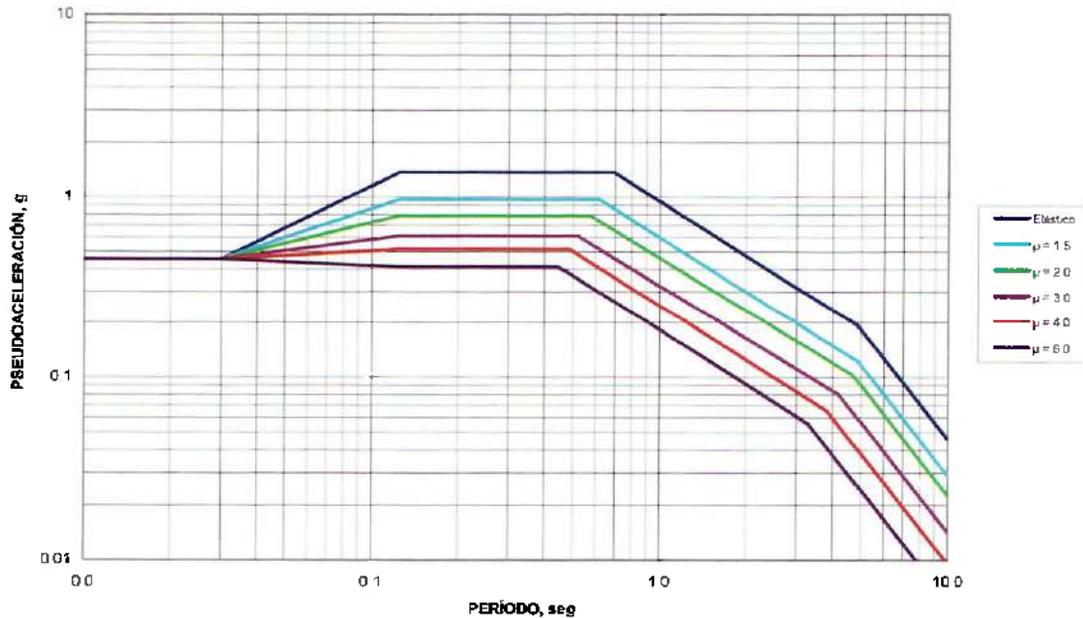


ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₂, APE = 0.422 g, $\beta = 5\%$
 NUEVO HOSPITAL CARTAGO, SITIO TEJAR, $\mu = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0$ Y 6.0 , T = 500 AÑOS
 ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA

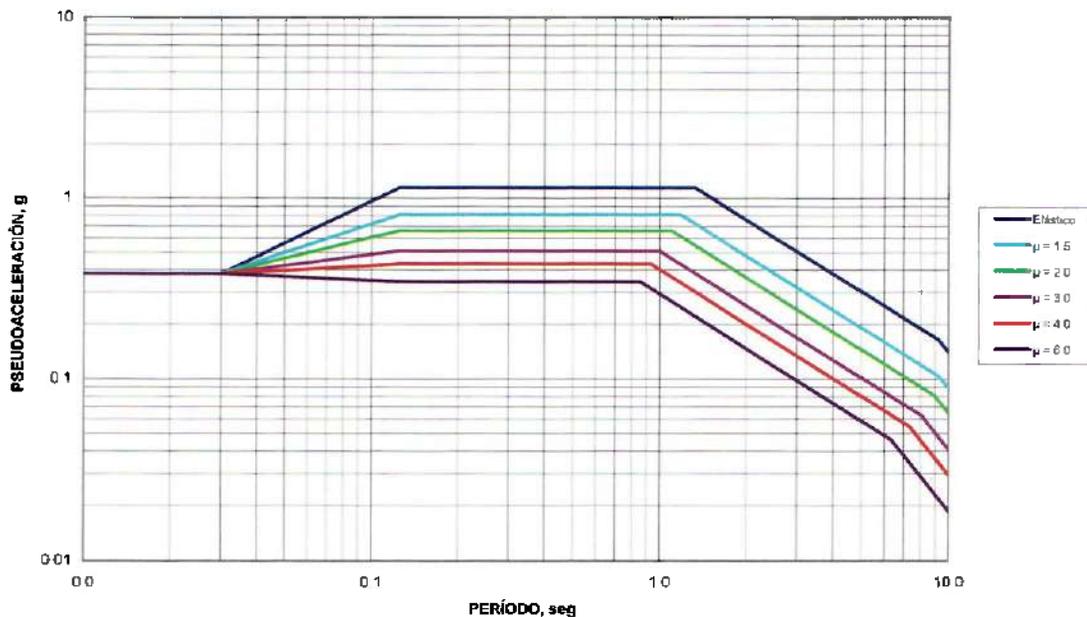


Figuras 40 A y 40 B: Espectros elástico e inelástico de diseño sitio hospital Tejar, para T = 500 años, para condiciones de falla cercana, amortiguamiento del 5 %, ductilidades de 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 y 6.0, aceleración pico efectiva de 0.422 g y 0.422 g, para sitios S1 y S2, respectivamente.

ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₃, APE = 0.465 g, β = 5%
NUEVO HOSPITAL CARTAGO, SITIO TEJAR, μ = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 Y 6.0, T = 500 AÑOS
ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA



ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₄, APE = 0.380 g, β = 5%
NUEVO HOSPITAL CARTAGO, SITIO TEJAR, μ = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 Y 6.0, T = 500 AÑOS
ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA



Figuras 40 C y 40 D: Espectros elástico e inelástico de diseño sitio hospital Tejar, para T = 500 años, para condiciones de falla cercana, amortiguamiento del 5 %, ductilidades de 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 y 6.0, aceleración pico efectiva de 0.465 g y 0.380 g, para sitios S₃ y S₄, respectivamente.

TABLA 7 A : ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS CON EFECTO FALLA CERCANA, AMORTIGUAMIENTO 5 %
NUEVO HOSPITAL CARTAGO, SITIO TEJAR, T = 500 AÑOS SITIOS S₁ Y S₂, APE = 0.422 Y 0.422 g
TIPO DE SITIO S₁ (ROCA, CSCR2010) TIPO DE SITIO S₂ (CSCR2010)

T (seg)	Elástico	$\mu = 1.5$ Inelástico	$\mu = 2.0$ Inelástico	$\mu = 3.0$ Inelástico	$\mu = 4.0$ Inelástico	$\mu = 6.0$ Inelástico	T (seg)	Elástico	$\mu = 1.5$ Inelástico	$\mu = 2.0$ Inelástico	$\mu = 3.0$ Inelástico	$\mu = 4.0$ Inelástico	$\mu = 6.0$ Inelástico
0.010	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.010	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217
0.020	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.020	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217
0.030	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.030	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217	0.4217
0.040	0.5230	0.4887	0.4897	0.4467	0.4323	0.4135	0.040	0.5230	0.4887	0.4897	0.4467	0.4323	0.4135
0.050	0.6218	0.5501	0.5121	0.4679	0.4409	0.4071	0.050	0.6218	0.5501	0.5121	0.4679	0.4409	0.4071
0.060	0.7162	0.6060	0.5486	0.4859	0.4481	0.4018	0.060	0.7162	0.6060	0.5486	0.4859	0.4481	0.4018
0.070	0.8071	0.6577	0.5834	0.5017	0.4543	0.3975	0.070	0.8071	0.6577	0.5834	0.5017	0.4543	0.3975
0.080	0.8952	0.7080	0.6144	0.5158	0.4597	0.3937	0.080	0.8952	0.7080	0.6144	0.5158	0.4597	0.3937
0.090	0.9806	0.7515	0.6431	0.5286	0.4845	0.3905	0.090	0.9806	0.7515	0.6431	0.5286	0.4845	0.3905
0.100	1.0642	0.7947	0.6700	0.5402	0.4888	0.3876	0.100	1.0642	0.7947	0.6700	0.5402	0.4888	0.3876
0.110	1.1459	0.8360	0.6952	0.5510	0.4728	0.3850	0.110	1.1459	0.8360	0.6952	0.5510	0.4728	0.3850
0.120	1.2258	0.8756	0.7190	0.5611	0.4765	0.3826	0.120	1.2258	0.8756	0.7190	0.5611	0.4765	0.3826
0.125	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815	0.125	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815
0.150	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815	0.150	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815
0.200	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815	0.200	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815
0.250	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815	0.250	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815
0.300	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815	0.300	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815
0.321	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815	0.418	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3815
0.351	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3494	0.458	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4782	0.3494
0.375	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4481	0.3274	0.487	1.2652	0.8947	0.7305	0.5658	0.4481	0.3274
0.400	1.2652	0.8947	0.7305	0.5309	0.4186	0.3088	0.500	1.2652	0.8947	0.7305	0.5515	0.4364	0.3189
0.413	1.2652	0.8947	0.7305	0.5149	0.4066	0.2971	0.537	1.2652	0.8947	0.7305	0.5149	0.4066	0.2971
0.445	1.2652	0.8947	0.6792	0.4788	0.3772	0.2758	0.578	1.2652	0.8947	0.6792	0.4788	0.3772	0.2758
0.480	1.2652	0.8294	0.6311	0.4449	0.3497	0.2555	0.600	1.2652	0.8626	0.6556	0.4621	0.3637	0.2657
0.500	1.2652	0.7982	0.6067	0.4277	0.3357	0.2453	0.650	1.2652	0.7982	0.6067	0.4277	0.3357	0.2453
0.600	1.0544	0.6635	0.5084	0.3584	0.2797	0.2044	0.700	1.1749	0.7393	0.5648	0.3980	0.3117	0.2278
0.800	0.7908	0.4975	0.3847	0.2712	0.2098	0.1533	0.800	1.0290	0.6469	0.4961	0.3497	0.2728	0.1993
1.000	0.6326	0.3981	0.3099	0.2164	0.1675	0.1226	0.900	0.8138	0.5750	0.4426	0.3120	0.2424	0.1771
1.100	0.5751	0.3619	0.2825	0.1992	0.1526	0.1115	1.000	0.8224	0.5175	0.3996	0.2817	0.2182	0.1594
1.200	0.5272	0.3318	0.2587	0.1831	0.1399	0.1022	1.200	0.6853	0.4313	0.3349	0.2381	0.1818	0.1329
1.300	0.4868	0.3062	0.2403	0.1684	0.1291	0.0943	1.500	0.5483	0.3450	0.2697	0.1902	0.1455	0.1083
1.400	0.4519	0.2844	0.2236	0.1577	0.1199	0.0876	1.600	0.5140	0.3235	0.2534	0.1786	0.1364	0.0996
1.500	0.4217	0.2654	0.2092	0.1475	0.1119	0.0818	1.700	0.4838	0.3044	0.2389	0.1684	0.1284	0.0938
2.000	0.3163	0.1991	0.1583	0.1116	0.0839	0.0613	1.800	0.4589	0.2875	0.2260	0.1594	0.1212	0.0886
2.300	0.2751	0.1731	0.1382	0.0974	0.0730	0.0533	2.000	0.4112	0.2588	0.2041	0.1439	0.1091	0.0797
2.384	0.2654	0.1670	0.1335	0.0941	0.0704	0.0514	3.069	0.2854	0.1670	0.1335	0.0941	0.0704	0.0514
2.765	0.2288	0.1440	0.1156	0.0815	0.0607	0.0382	3.585	0.2288	0.1440	0.1156	0.0815	0.0607	0.0382
3.000	0.2109	0.1327	0.1068	0.0753	0.0516	0.0325	3.700	0.2223	0.1399	0.1124	0.0793	0.0573	0.0361
3.036	0.2084	0.1311	0.1056	0.0745	0.0504	0.0317	3.946	0.2084	0.1311	0.1056	0.0745	0.0504	0.0317
3.364	0.1880	0.1183	0.0956	0.0606	0.0410	0.0258	4.373	0.1880	0.1183	0.0856	0.0606	0.0410	0.0258
3.473	0.1822	0.1146	0.0897	0.0569	0.0385	0.0242	4.514	0.1822	0.1146	0.0887	0.0569	0.0385	0.0242
3.483	0.1800	0.1140	0.0887	0.0562	0.0380	0.0240	4.541	0.1800	0.1140	0.0887	0.0562	0.0380	0.0240
4.000	0.1373	0.0869	0.0676	0.0429	0.0290	0.0183	5.000	0.1495	0.0940	0.0731	0.0464	0.0314	0.0198
5.000	0.0879	0.0558	0.0433	0.0274	0.0186	0.0117	5.500	0.1227	0.0777	0.0605	0.0383	0.0259	0.0163
6.000	0.0610	0.0386	0.0301	0.0191	0.0129	0.0081	6.000	0.1031	0.0653	0.0508	0.0322	0.0218	0.0137
7.000	0.0448	0.0284	0.0221	0.0140	0.0095	0.0060	7.000	0.0758	0.0480	0.0373	0.0237	0.0160	0.0101
8.000	0.0343	0.0217	0.0169	0.0107	0.0073	0.0046	8.000	0.0560	0.0367	0.0288	0.0181	0.0123	0.0077
9.000	0.0271	0.0172	0.0134	0.0085	0.0057	0.0036	9.000	0.0458	0.0290	0.0226	0.0143	0.0097	0.0061
10.000	0.0220	0.0139	0.0108	0.0069	0.0046	0.0029	10.000	0.0371	0.0235	0.0183	0.0116	0.0078	0.0049

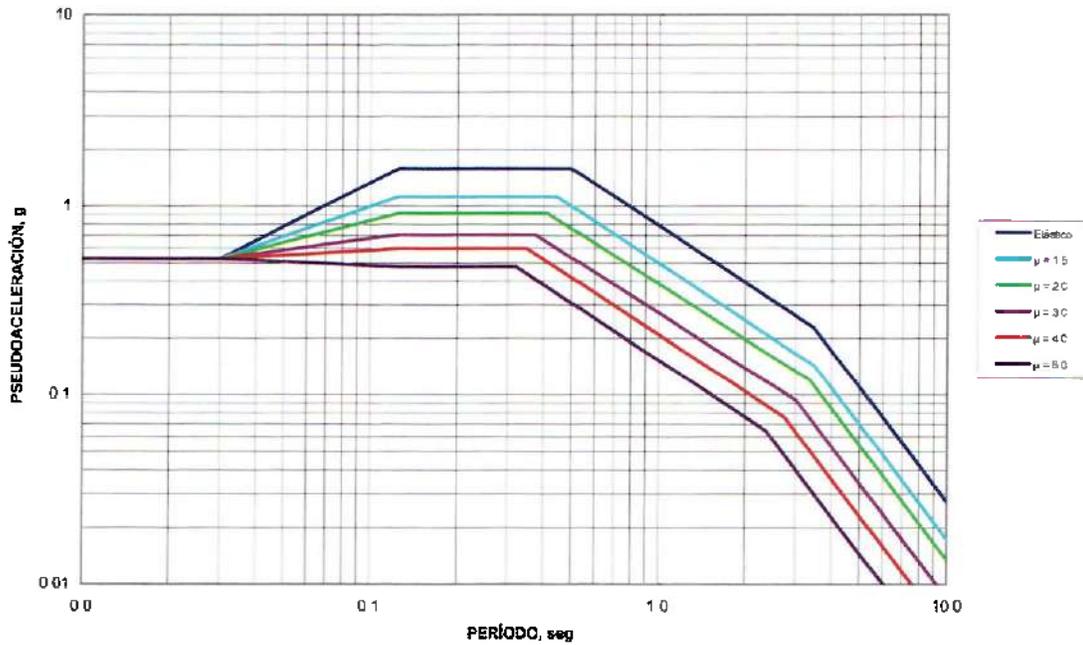
**TABLA 7 B : ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS CON EFECTOS DE FALLA CERCANA, AMORTIGUAMIENTO 5 %
NUEVO HOSPITAL CARTAGO, SITIO TEJAR T = 500 AÑOS SITIOS S₃ Y S₄, APE = 0.455 Y 0.380 g
TIPO DE SITIO S₁ (CSCR2010) TIPO DE SITIO S₂ (CSCR2010)**

T (seg)	Elástico	$\mu=1.5$ Inelástico	$\mu=2.0$ Inelástico	$\mu=3.0$ Inelástico	$\mu=4.0$ Inelástico	$\mu=6.0$ Inelástico
0.010	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547
0.020	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547
0.030	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547
0.040	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547	0.4547
0.050	0.5640	0.5269	0.5064	0.4817	0.4661	0.4459
0.060	0.8705	0.5932	0.5522	0.5045	0.4754	0.4389
0.070	0.7723	0.8535	0.5926	0.5240	0.4831	0.4333
0.080	0.8703	0.7092	0.6291	0.5410	0.4898	0.4286
0.090	0.9652	0.7612	0.6525	0.5562	0.4956	0.4245
0.100	1.0575	0.8103	0.6935	0.5699	0.5008	0.4210
0.110	1.1475	0.8569	0.7224	0.5825	0.5056	0.4179
0.120	1.2355	0.9014	0.7496	0.5941	0.5088	0.4151
0.130	1.3217	0.9440	0.7753	0.6050	0.5138	0.4125
0.140	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.150	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.160	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.170	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.180	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.190	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.200	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.250	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.300	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.400	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.447	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.4113
0.488	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.5156	0.3767
0.521	1.3642	0.9647	0.7877	0.6101	0.4832	0.3530
0.550	1.3642	0.9647	0.7877	0.5790	0.4578	0.3345
0.574	1.3642	0.9647	0.7877	0.5552	0.4384	0.3203
0.618	1.3642	0.9647	0.7324	0.5183	0.4067	0.2972
0.700	1.3642	0.8531	0.6501	0.4583	0.3597	0.2628
0.696	1.3642	0.8585	0.6541	0.4611	0.3620	0.2645
0.800	1.1852	0.7464	0.5712	0.4027	0.3147	0.2299
0.900	1.0544	0.6635	0.5096	0.3592	0.2797	0.2044
1.000	0.9489	0.5972	0.4601	0.3244	0.2518	0.1840
1.200	0.7808	0.4878	0.3856	0.2718	0.2098	0.1533
1.300	0.7299	0.4594	0.3568	0.2515	0.1937	0.1415
1.500	0.6326	0.3981	0.3106	0.2190	0.1679	0.1226
1.700	0.5592	0.3513	0.2751	0.1939	0.1481	0.1082
2.000	0.4745	0.2988	0.2350	0.1657	0.1259	0.0820
2.500	0.3798	0.2389	0.1893	0.1395	0.1007	0.0736
3.000	0.3163	0.1991	0.1596	0.1118	0.0839	0.0613
3.316	0.2662	0.1801	0.1440	0.1015	0.0759	0.0555
3.847	0.2467	0.1652	0.1247	0.0879	0.0655	0.0412
4.000	0.2372	0.1493	0.1200	0.0846	0.0605	0.0381
4.223	0.2247	0.1414	0.1139	0.0803	0.0543	0.0342
4.680	0.2028	0.1276	0.1031	0.0854	0.0442	0.0279
4.831	0.1964	0.1236	0.0966	0.0614	0.0415	0.0261
4.860	0.1941	0.1229	0.0956	0.0606	0.0410	0.0258
5.000	0.1834	0.1161	0.0903	0.0573	0.0387	0.0244
5.500	0.1515	0.0959	0.0746	0.0473	0.0320	0.0202
6.000	0.1273	0.0806	0.0627	0.0398	0.0289	0.0166
7.000	0.0836	0.0562	0.0461	0.0292	0.0188	0.0124
8.000	0.0716	0.0453	0.0353	0.0224	0.0151	0.0095
9.000	0.0566	0.0358	0.0279	0.0177	0.0120	0.0075
10.000	0.0458	0.0290	0.0226	0.0143	0.0097	0.0061

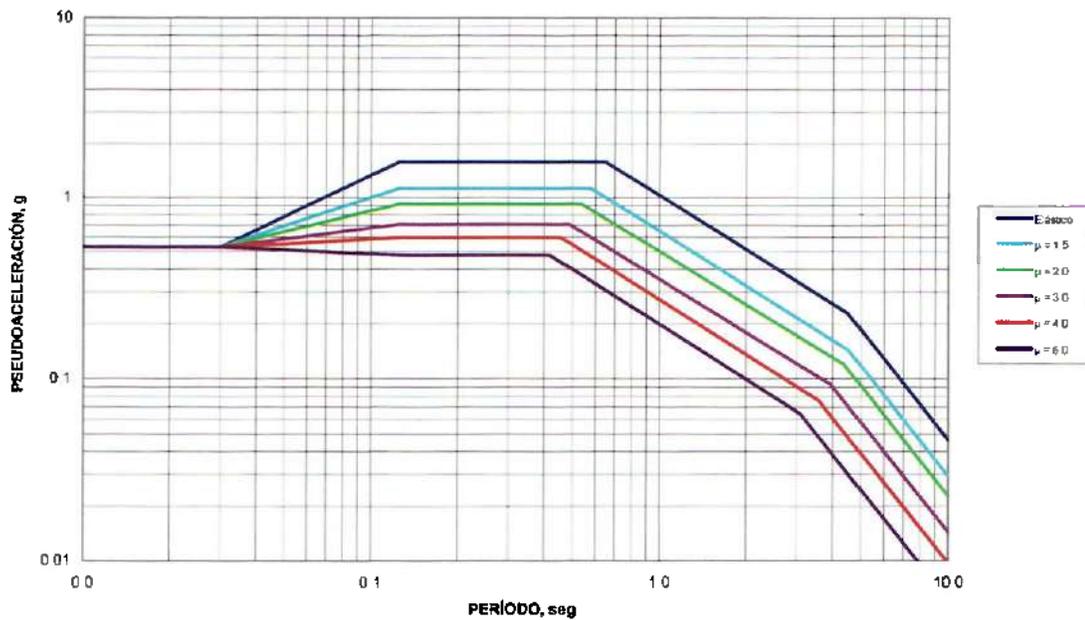
T (seg)	Elástico	$\mu=1.5$ Inelástico	$\mu=2.0$ Inelástico	$\mu=3.0$ Inelástico	$\mu=4.0$ Inelástico	$\mu=6.0$ Inelástico
0.010	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796
0.020	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796
0.030	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796
0.040	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796	0.3796
0.050	0.4707	0.4398	0.4227	0.4021	0.3890	0.3722
0.060	0.5596	0.4951	0.4809	0.4211	0.3965	0.3663
0.070	0.6446	0.5454	0.4946	0.4373	0.4033	0.3817
0.080	0.7284	0.5919	0.5251	0.4516	0.4088	0.3577
0.090	0.8057	0.6354	0.5530	0.4642	0.4137	0.3544
0.100	0.8827	0.6764	0.5788	0.4757	0.4180	0.3514
0.110	0.9578	0.7153	0.6030	0.4862	0.4220	0.3488
0.120	1.0313	0.7524	0.6257	0.4959	0.4255	0.3465
0.130	1.1032	0.7879	0.6471	0.5050	0.4288	0.3443
0.140	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.150	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.160	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.170	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.180	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.190	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.200	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.250	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.300	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.400	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.500	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.600	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.857	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3433
0.936	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4304	0.3415
0.999	1.1387	0.8052	0.6574	0.5082	0.4303	0.2947
1.000	1.1387	0.8052	0.6574	0.5088	0.4028	0.2943
1.101	1.1387	0.8052	0.6574	0.4621	0.3659	0.2674
1.167	1.1387	0.8052	0.6099	0.4288	0.3395	0.2480
1.200	1.1387	0.7962	0.6031	0.4239	0.3357	0.2453
1.333	1.1387	0.7156	0.5428	0.3815	0.3021	0.2207
1.350	1.1247	0.7077	0.5361	0.3768	0.2984	0.2180
1.400	1.0845	0.6625	0.5169	0.3633	0.2877	0.2102
1.500	1.0122	0.6370	0.4825	0.3391	0.2688	0.1962
2.000	0.7591	0.4777	0.3619	0.2543	0.2014	0.1472
2.200	0.6801	0.4343	0.3290	0.2312	0.1831	0.1338
2.500	0.6073	0.3822	0.2865	0.2035	0.1611	0.1177
3.000	0.5081	0.3185	0.2412	0.1695	0.1343	0.0981
4.000	0.3796	0.2369	0.1809	0.1272	0.1007	0.0736
5.000	0.3037	0.1911	0.1447	0.1017	0.0806	0.0569
6.357	0.2369	0.1503	0.1139	0.0800	0.0634	0.0463
6.500	0.2386	0.1470	0.1113	0.0783	0.0620	0.0443
7.374	0.2059	0.1286	0.0981	0.0680	0.0546	0.0344
7.500	0.2024	0.1274	0.0965	0.0678	0.0528	0.0333
8.095	0.1876	0.1180	0.0884	0.0628	0.0453	0.0266
8.971	0.1692	0.1065	0.0807	0.0512	0.0369	0.0232
9.260	0.1840	0.1032	0.0757	0.0480	0.0346	0.0218
9.315	0.1820	0.1026	0.0748	0.0474	0.0342	0.0216
9.500	0.1556	0.0966	0.0719	0.0456	0.0329	0.0207
9.600	0.1526	0.0966	0.0704	0.0447	0.0322	0.0203
9.800	0.1464	0.0927	0.0676	0.0428	0.0309	0.0195
10.000	0.1406	0.0890	0.0649	0.0412	0.0297	0.0187

0461

ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₁, APE = 0.527 g, β = 5%
 NUEVO HOSPITAL CCSS CARTAGO, SITIO TEJAR, μ = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 Y 6.0
 ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA Y PARA ESTRUCTURAS CRÍTICAS

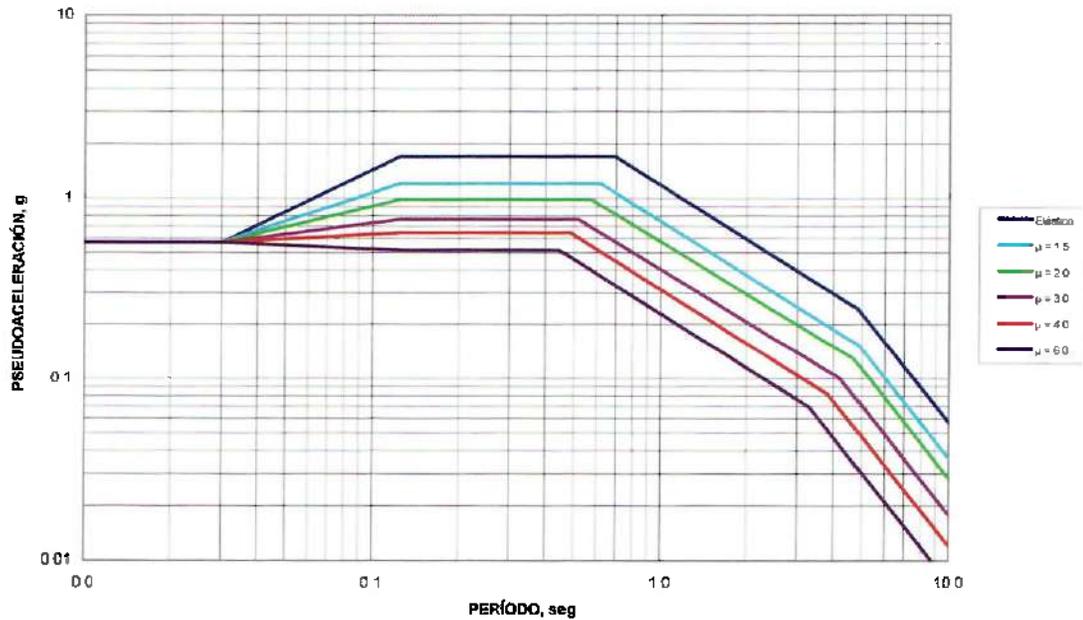


ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₂, APE = 0.527 g, β = 5%
 NUEVO HOSPITAL CCSS CARTAGO, SITIO TEJAR, μ = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 Y 6.0
 ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA Y PARA ESTRUCTURAS CRÍTICAS

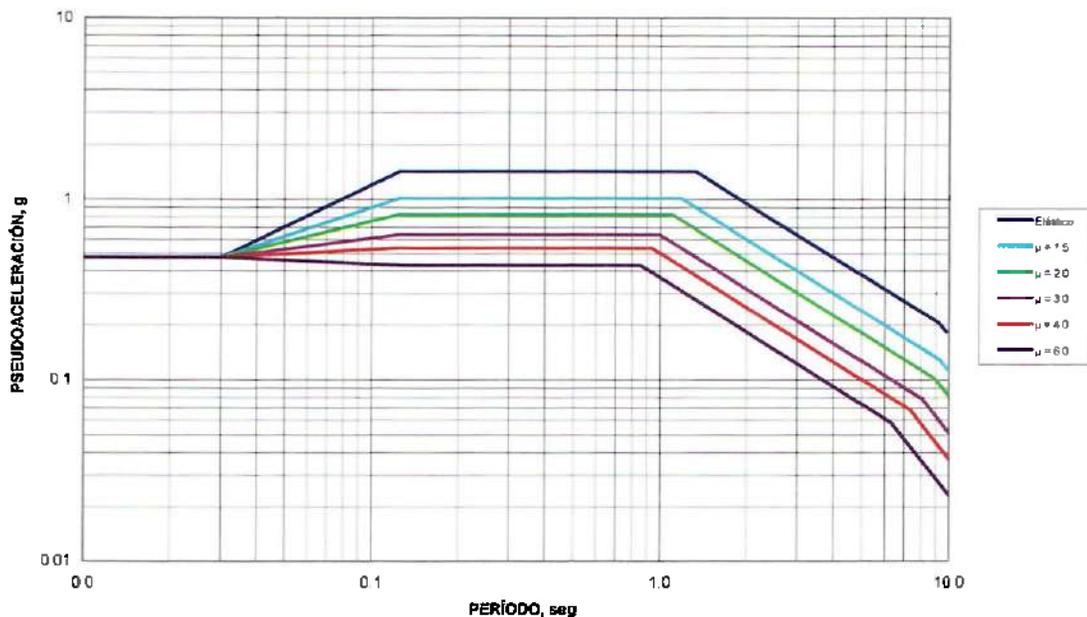


Figuras 41 A y 41 B: Espectros elástico e inelástico de diseño sitio hospital Tejar, estructuras críticas (espectro T = 500 años multiplicado por 1.25), para condiciones de falla cercana, amort. 5 %, ductilidades de 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 y 6.0, aceleración pico efectiva de 0.527 g y 0.527 g, y sitios S1 y S2, respectivamente.

ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₃, APE = 0.568 g, β = 5%
 NUEVO HOSPITAL CCSS CARTAGO, SITIO TEJAR, μ = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 Y 6.0
 ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA Y PARA ESTRUCTURAS CRÍTICAS

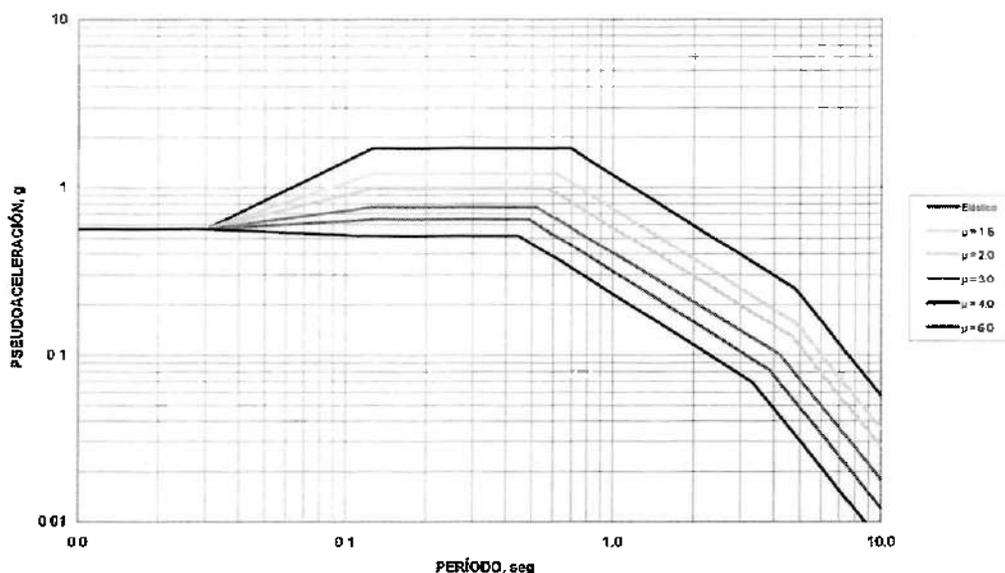


ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₄, APE = 0.474 g, β = 5%
 NUEVO HOSPITAL CCSS CARTAGO, SITIO TEJAR, μ = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 Y 6.0
 ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA Y PARA ESTRUCTURAS CRÍTICAS

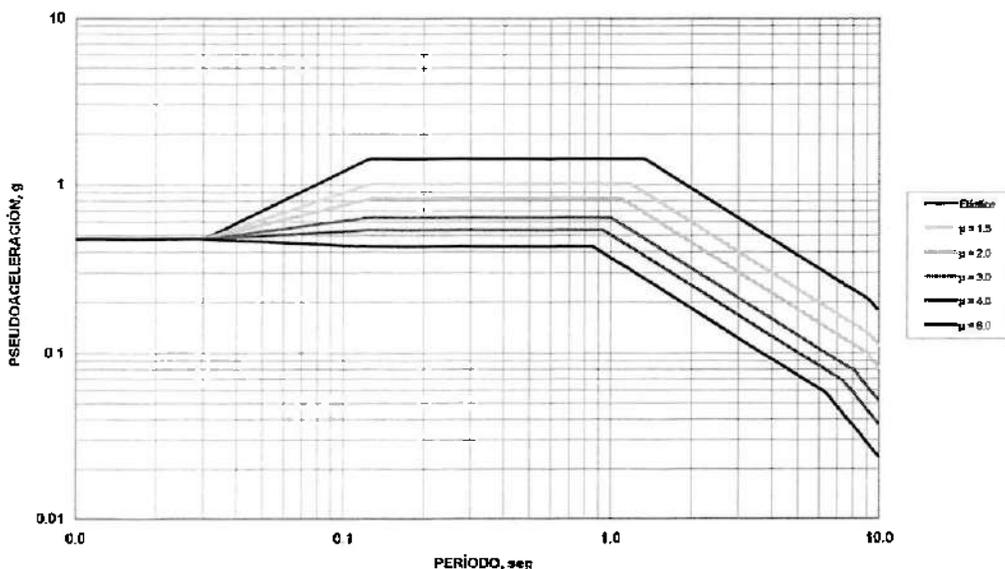


Figuras 41 C y 41 D: Espectros elástico e inelástico de diseño sitio hospital Tejar, estructuras críticas (espectro_T = 500 años multiplicado por 1.25), para condiciones de falla cercana, amort. 5 %, ductilidades de 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 y 6.0, aceleración pico efectiva de 0.568 g y 0.474 g, y sitios S₃ y S₄, respectivamente.

ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₃, APE = 0.568 g, β = 5%
NUEVO HOSPITAL CCSS CARTAGO, SITIO TEJAR, μ = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 Y 6.0
ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA Y PARA ESTRUCTURAS CRÍTICAS



ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS DE DISEÑO, SITIO S₄, APE = 0.474 g, β = 5%
NUEVO HOSPITAL CCSS CARTAGO, SITIO TEJAR, μ = 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 Y 6.0
ESPECTROS CON EFECTO DE FALLA CERCANA Y PARA ESTRUCTURAS CRÍTICAS



Figuras 41 C y 41 D: Espectros elástico e inelástico de diseño sitio hospital Tejar, estructuras críticas (espectroT = 500 años multiplicado por 1.25), para condiciones de falla cercana, amort. 5 %, ductilidades de 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 y 6.0, aceleración pico efectiva de 0.568 g y 0.474 g, y sitios S₃ y S₄, respectivamente.

**TABLA 8 A : ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS CON EFECTO FALLA CERCANA, AMORTIGUAMIENTO 5 %
 NUEVO HOSPITAL CARTAGO, SITIO TEJAR, ESTRU. CRITICAS, SITIOS S₁ Y S₂, APE = 0.627 Y 0.527 g
 TIPO DE SITIO S₁ (ROCA, CSCR2010) TIPO DE SITIO S₂ (CSCR2010)**

T (seg)	Elástico	μ = 1.5		μ = 2.0		μ = 3.0		μ = 4.0		μ = 6.0	
		Inelástico									
0.010	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272
0.020	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272
0.030	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272	0.5272
0.040	0.8538	0.6109	0.5871	0.5584	0.5403	0.5169					
0.050	0.7773	0.6877	0.6401	0.5849	0.5511	0.5088					
0.060	0.8953	0.7575	0.6870	0.6074	0.5601	0.5023					
0.070	1.0089	0.8221	0.7293	0.6272	0.5678	0.4988					
0.080	1.1190	0.8625	0.7681	0.6448	0.5748	0.4922					
0.090	1.2260	0.9394	0.8039	0.6607	0.5906	0.4881					
0.100	1.3303	0.9934	0.8374	0.6753	0.5861	0.4844					
0.110	1.4323	1.0450	0.8690	0.6888	0.5910	0.4812					
0.120	1.5323	1.0944	0.8988	0.7013	0.5956	0.4782					
0.125	1.5816	1.1183	0.9131	0.7073	0.5978	0.4769					
0.150	1.5816	1.1183	0.9131	0.7073	0.5978	0.4769					
0.200	1.5816	1.1183	0.9131	0.7073	0.5978	0.4769					
0.250	1.5816	1.1183	0.9131	0.7073	0.5978	0.4769					
0.300	1.5816	1.1183	0.9131	0.7073	0.5978	0.4769					
0.321	1.5816	1.1183	0.9131	0.7073	0.5978	0.4769					
0.351	1.5816	1.1183	0.9131	0.7073	0.5978	0.4367					
0.375	1.5816	1.1183	0.9131	0.7073	0.5602	0.4093					
0.400	1.5816	1.1183	0.9131	0.6836	0.5246	0.3832					
0.413	1.5816	1.1183	0.9131	0.6437	0.5083	0.3713					
0.445	1.5816	1.1183	0.8490	0.5985	0.4715	0.3445					
0.480	1.5816	1.0367	0.7899	0.5561	0.4371	0.3194					
0.500	1.5816	0.9953	0.7583	0.5346	0.4196	0.3066					
0.800	1.3180	0.8294	0.6355	0.4480	0.3497	0.2555					
0.900	0.9885	0.6220	0.4809	0.3390	0.2623	0.1916					
1.000	0.7906	0.4976	0.3673	0.2731	0.2098	0.1533					
1.100	0.7189	0.4524	0.3532	0.2490	0.1907	0.1394					
1.200	0.6590	0.4147	0.3246	0.2286	0.1748	0.1277					
1.300	0.6063	0.3828	0.3004	0.2118	0.1614	0.1179					
1.400	0.5648	0.3555	0.2795	0.1971	0.1499	0.1095					
1.500	0.5272	0.3318	0.2615	0.1843	0.1399	0.1022					
2.000	0.3954	0.2488	0.1978	0.1395	0.1049	0.0766					
2.300	0.3438	0.2164	0.1728	0.1218	0.0912	0.0666					
2.384	0.3317	0.2088	0.1669	0.1177	0.0860	0.0643					
2.785	0.2880	0.1800	0.1445	0.1019	0.0759	0.0478					
3.000	0.2636	0.1659	0.1335	0.0942	0.0645	0.0406					
3.036	0.2805	0.1839	0.1320	0.0931	0.0630	0.0397					
3.364	0.2351	0.1479	0.1195	0.0759	0.0513	0.0323					
3.473	0.2277	0.1433	0.1122	0.0711	0.0481	0.0303					
3.493	0.2250	0.1425	0.1108	0.0703	0.0475	0.0299					
4.000	0.1716	0.1086	0.0845	0.0536	0.0383	0.0228					
5.000	0.1098	0.0695	0.0541	0.0343	0.0232	0.0148					
6.000	0.0783	0.0493	0.0378	0.0238	0.0161	0.0102					
7.000	0.0590	0.0355	0.0276	0.0175	0.0118	0.0075					
8.000	0.0429	0.0272	0.0211	0.0134	0.0091	0.0057					
9.000	0.0339	0.0215	0.0167	0.0108	0.0072	0.0045					
10.000	0.0275	0.0174	0.0135	0.0088	0.0058	0.0037					

TABLA 8 B : ESPECTROS ELÁSTICOS E INELÁSTICOS CON EFECTOS DE FALLA CERCANA, AMORTIGUAMIENTO 5 %
NUEVO HOSPITAL CARTAGO, SITIO TEJAR ESTRUCT. CRITICAS, SITIOS S₃ Y S₄, APE = 0.568 Y 0.474 g
TIPO DE SITIO S₃ (CSCR2010) TIPO DE SITIO S₄ (CSCR2010)

T (seg)	Elástico	μ = 1.5				
		Inelástico	Inelástico	Inelástico	Inelástico	Inelástico
0.010	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.020	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.030	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.040	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.050	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.060	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.070	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.080	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.090	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.100	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.110	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.120	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.125	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.150	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.200	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.300	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.400	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.447	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.488	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.521	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.550	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.574	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.619	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.700	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.896	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.900	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
0.900	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
1.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
1.200	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
1.300	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
1.500	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
1.700	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
2.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
2.500	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
3.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
3.316	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
3.647	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
4.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
4.223	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
4.680	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
4.831	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
4.860	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
5.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
5.500	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
6.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
7.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
8.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
9.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684
10.000	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684	0.5684

T (seg)	Elástico	μ = 1.5				
		Inelástico	Inelástico	Inelástico	Inelástico	Inelástico
0.010	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.020	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.030	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.040	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.050	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.060	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.070	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.080	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.090	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.100	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.110	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.120	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.125	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.150	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.200	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.250	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.300	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.400	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.500	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.600	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.857	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.936	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
0.999	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
1.000	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
1.101	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
1.187	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
1.200	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
1.333	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
1.350	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
1.400	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
1.500	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
2.000	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
2.200	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
2.500	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
3.000	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
4.000	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
5.000	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
6.357	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
6.500	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
7.374	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
7.500	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
8.095	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
8.971	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
9.260	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
9.315	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
9.500	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
9.600	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
9.800	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745
10.000	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745	0.4745

8. CONCLUSIONES

- Se llevó un estudio de amenaza sísmica de sitio específico para el futuro hospital de la CCSS de Cartago, ubicado en Tejar, Provincia de Cartago. Geográficamente, el hospital se localiza en las coordenadas 9.84276° N y 83.954609° W (hoja cartográfica Istarú del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:50 000), a 4 km al suroeste del centro de la ciudad de Cartago. De acuerdo con la clasificación morfotectónica de Cosa Rica, el sitio se ubica en las Cuencas Intraarco, Valle Central Oriental. La geología del sitio está compuesta por sedimentitas someras del Neógeno (formaciones Peña Negra, San Miguel y Coris), y volcanitas varias del Neógeno-Cuaternario de la Formación La Cruz y del edificio volcánico del Irazú, así como por sedimentos inconsolidados cuaternarios que rellenan decamétricamente las cuencas de los valles de Orosi y El Guarco.
- El sector oriental del Valle Central es particularmente complejo en tectónica. El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica tiene su manifestación acá en un sistema transpresivo sinistral entre la Falla Ochoмого y el Sistema de Falla Aguacaliente. Este último se compone de varias escamas que transcurren a lo largo de los valles de Coris y El Guarco, y cuya actividad ha participado en su construcción. Las fallas tienen una serie de manifestaciones geomorfológicas reconocibles en fotos aéreas y en mapas de elevación digital, fuentes termales cercanas a las trazas de falla, así como en la correlación geológica, la geología de pozos y anomalías geofísicas del subsuelo.
- El sitio se ve afectado por su relativa cercanía al Sistema de Falla Aguacaliente, pues prácticamente se encuentra sobre una de las escamas que lo componen. El Sistema de Falla Aguacaliente tiene un movimiento transcurrente sinistral y su traza tiene una componente normal en el sector del Valle de Coris y el occidental del Valle de El Guarco. Varias evidencias neotectónicas se aportan en este estudio de la actividad de esta falla. Una traza principal de falla ha sido ubicada con base en las evidencias indicadas supra y su expresión superficial pasa a aproximadamente 500 m del extremo norte del sitio estudiado. Esta falla ha sido asociada al terremoto de Cartago del 4 de mayo de 1910 y quizás al del 2 de setiembre de 1841, de magnitudes de 6.4 y 6.3. El efecto de la falla cercana deberá ser tomado en cuenta en el diseño estructural y en la definición de los parámetros sísmicos.
- Las evidencias de las diferentes escamas del Sistema de Falla Aguacaliente que cortan los valles de Coris y El Guarco, al afectar sedimentos inconsolidados y suaves, en particular limo-arcillosos a arenosos, dejan trazas que no pueden ser seguidas con facilidad, de modo que las trazas dibujadas son aproximadas, siguiendo los indicadores morfoestructurales considerados, como escarpes, contraescarpes, ríos desplazados, cauces afectados y lomitas de presión. Las escamas estudiadas hasta el momento no presentan evidencias directas de ruptura superficial. Es muy probable que en el futuro nuevas escamas de la Falla Aguacaliente se detecten, en especial desde el valle de Coris hasta Paraiso. También hay

una probabilidad que estas escamas se puedan detectar hasta la falla Ochomogo, caso en que toda la ciudad de Cartago y zonas aledañas estarían afectadas de una manera similar.

- Los resultados para el sitio se presentan en la Figura 39 como una correlación entre la aceleración pico y su correspondiente probabilidad de excedencia. En la Tabla 6, los resultados se presentan mostrando adicionalmente la probabilidad de excedencia para diversos lapsos típicos de vidas útiles de estructuras. La sollicitación del diseño del futuro hospital de Cartago, de acuerdo al CSCR 2010 deberá definirse para un período de retorno de 500 años y además se le debe aplicar un factor de importancia en el rango de 1.25 (CSCR 2010) – 1.5 (ASCE/SEI 7-10). El valor de aceleración pico en roca para el sitio Tejar con un período de 500 años es de 0.439 g y corresponde a una aceleración pico efectiva de 0.351 g.
- Con base en el valor de aceleración pico efectiva en roca (que pasa de 0.351 g a 0.422 g con efecto de falla cercana) se generaron los espectros de respuesta, utilizando los mismos procedimientos del Código Sísmico de Costa Rica vigente (CSCR 2010) y aplicando los factores de Huang et al (2008) para condición de "peor caso de directividad". Las formas espectrales son función de los coeficientes de periodo corto y largo (C_a y C_v , Dobry 2000), de acuerdo a los cuatro tipos de sitio, S_1 , S_2 , S_3 , y S_4 . Los espectros inelásticos de diseño se elaboraron al aplicar para estas formas elásticas espectrales, los factores de reducción de Riddell & Newmark (1979) para un amortiguamiento β del 5% y ductilidades de 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 y 6.0 (tal como lo hace el CSCR 2010). Los espectros de diseño para el sitio del futuro hospital CCSS de Cartago, sitio Tejar, para el período de retorno de 500 años, y con efecto de falla cercana, se muestran en la Tabla 7 y las Figuras 38 A - D, respectivamente para los tipos de sitio geotécnico S_1 , S_2 , S_3 , y S_4 . En la Tabla 8 y las Figuras 39 A - D se muestran estos espectros para estructuras "críticas", como clasifica el hospital de Cartago. Se aplicó un factor de 1.25 como lo recomienda el CSCR 2010, pero podría ser elevado a 1.5 de acuerdo al ASCE/SEI 7-10.
- De acuerdo con la evidencia sísmica y tectónica, y la posibilidad de modelar la geometría y actividad de la fuente Aguacaliente, para cualquier sitio dentro del Valle de El Guarco, el valor de la amenaza sísmica va a ser muy similar a la del sitio estudiado en Tejar, sin importar si se ha ubicado o no una escama o la traza principal de la Falla Aguacaliente.
- El diseño sismorresistente del futuro hospital de Cartago deberá atender cabalmente las buenas prácticas del diseño y construcción entre las cuales se mencionan, pero no están limitadas a: geometría regular, sistemas sismorresistentes redundantes, resistencias, rigideces y ductilidades de los elementos y sistemas óptimos, fundaciones apropiadas, materiales de buena calidad, prácticas constructivas aceptadas y un riguroso control de calidad.

9. REFERENCIAS

- ABRAHAMSON, N.A. & SHEDLOCK, K.M., 1997: Overview. Research Letters. - Seismological Society of America, Volume dedicated to recent ground motion relations, 68 (1).
- ABRAHAMSON, N.A. & SILVA, W. J., 1997: Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. - Seismological Research Letters, Seismological Society of America, Volume dedicated to recent ground motion relations, 68 (1).
- ABRAHAMSON N. A. & SILVA, W., 2008: Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground – Motion Relations. *Earthquake Spectra*, 24 (1): 67- 98.
- ADAMEK, S., TAJIMA, F. & WIENS, D.G., 1987: Seismic rupture associated with subduction of the Cocos Ridge. - *Tectonics*, 6(6): 757-774.
- ALONSO-HENAR, J.A., 2011: Análisis morfotectónico y paleosísmico de la falla de Aguacaliente (Valle Central de Costa Rica). – 48 pp., Tesis de Máster de Geología Ambiental y Recursos Geológicos, Universidad Complutense de Madrid.
- ALONSO-HENAR, J.A., MONTERO, W. P., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., ALVAREZ-GÓMEZ, J.A., INSUA-ARÉVALO, J.M. & ROJAS, W., 2013: The Aguacaliente Fault, source of the Cartago 1910 destructive earthquake (Costa Rica). – *Terra Nova*, 25 (5): 368-373.
- ALVARADO, G.E., 1989: Consideraciones neotectónicas recientes en los alrededores de la Laguna de Arenal, Costa Rica. – *Boletín de Observatorio Vulcanológico del Arenal*, 2(3): 6-21.
- ALVARADO, G.E. & CLIMENT, A., 1985: Informe Sismológico, P. H. Toro. – En: Informe Geológico-Geotécnico de Prefactibilidad para el P. H. Toro, Informe interno Instituto Costarricense de Electricidad.
- ALVARADO, G.E. & GANS, P.B., 2012: Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. – *Revista Geológica de América Central*, 46: 7-122.
- ALVARADO, G., MORALES. L.D., MONTERO, W., CLIMENT, A., & ROJAS, W., 1988: Aspectos morfológicos y sismotectónicos en el extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. - *Revista Geológica de América Central*, 9: 75-98.
- ALVARADO, G., BARQUERO, R., CLIMENT, Á., 1998. Informe sismológico y neotectónico actualizado para la etapa de factibilidad del P.H. Pacuare. - Informe Interno OSV 98.02 ICE.
- ALVARADO, G., BARQUERO, R., TAYLOR, W., MORA, M., PERALDO, G. SALAZAR, G. & AGUILAR, T., 2009: Geología de la hoja San Isidro, Costa Rica. - *Revista Geológica de América Central*, 40: 111-122.
- ALVARADO, G.E., CARR, M.J., TURRIN, B.D., SWISHER, C.C., SCHMINCKE, H.-U. & HUDNUT, K.W., 2006: Recent volcanic history of Irazu volcano, Costa Rica: Alternation and mixing of two magma batches, and pervasive mixing. – En: Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J.W., Patino, L.C. & Váyanse, J.W. (Eds.): *Volcanic hazards in Central America*. Geological Society of America Special Paper 412, p.259-276.
- AMOS, B.J. & ROGERS, P.J., 1983: The geology and exploration geochemistry of the Cordillera Tilarán-Montes del Aguacate gold field, Costa Rica. – 33 págs. Intitute of Geological Sciences Overseas Division, Open file Report, Londres.

- ARANGO M. C., STRASSER, F. O., BOMMER, J. J., CEPEDA J. M., BOROSCHEK, R., HERNANDEZ, D. A. Y TAVERA, H. (2012): An Evaluation of the Applicability of Current Ground Motion Models to the South and Central American Subduction Zones. *BSSA V102 N1* pp 143-168 doi: 10.1785/0120110078.
- ARROYO, I.G., 2001: Sísmicidad y neotectónica en la región de influencia del proyecto hidroeléctrico Boruca: hacia una mejor definición sísmogénica del sureste de Costa Rica. - Tesis de Licenciatura, Escuela de Centroamericana de Geología, 162 págs.
- ARROYO, I.G., HUSEN, S., FLUEH, E.R., GOSSLER, J., KISSLING, E. & ALVARADO, G.E., 2009: Three-dimensional *P*-wave velocity structure on the shallow part of the Central Costa Rican Pacific margin from local earthquake tomography using off- and onshore networks. - *Geophysical Journal International*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04342.x.
- ARROYO, I.G., HUSEN, S. & FLUEH, 2013: The seismogenic zone in Central Costa Rican Pacific margin: high-quality hypocenters from an amphibious network. - *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-013-0955-8.
- ASTORGA, A., 2004: Evaluación de la geopotencialidad y la fragilidad ambiental de Orosi y definición de lineamientos sobre el uso del suelo. Informe Final Contratación Directa No. 128 – 2003 (Estudio Geológico para el desarrollo de una base técnica para el Ordenamiento Ambiental Territorial de una parte del Distrito de Orosi, Cantón de Paraíso, Provincia de Cartago, Costa Rica), CNE, 95 pp.
- ASTORGA, A., FERNÁNDEZ, J.A., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A. & OBANDO, L.G., 1991: Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. - *Revista Geológica de América Central*, 13: 25-59.
- ASCE: (2010): ASCE/SEI, 7-10 "MINIMUM DESIGN LOADS FOR BUILDINGS AND OTHER STRUCTURES". Publicaciones del American society of Civil Engineers.
- ATC – 34 (Applied Technology Council), 1995: A Critical Review of Current Approaches to Earthquake Resistant Design. - Redwood City, California. NCEEER Project No 92-4601, NSF.
- ATKINSON, G.M. & BOORE, D.M., 1997: Stochastic Point – Source Modeling of Ground Motions in the Cascadia Region. - *Seismological Research Letters*, 68 (1): 74-85.
- AVANTS, M., SCHWARTZ, S., NEWMAN, A., DESHON, H., PROTTI, M. & GÜNDEL, F., 2011: Large Underthrusting Earthquakes Beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica. - AGU Fall Meeting 2011, San Francisco.
- BARBOZA, G., BARRIENTOS, J. & ASTORGA, A., 1995: Tectonic evolution and sequence stratigraphy of the central Pacific margin of Costa Rica. - *Revista Geológica de América Central*, 18: 43-63.
- BARQUERO, R., 1995: Proyecto Hidroeléctrico Laguna Hule: Estudio Sísmológico para la etapa de factibilidad. - Instituto Costarricense de Electricidad, Departamento de Ingeniería Geológica, Informe OSV 95.09-ICE. San José, Costa Rica.
- BARQUERO, R. & ROJAS, W., 2011: Resumen de la actividad sísmica y volcánica en Costa Rica durante el año 2010. – *Revista Geológica de América Central*, 44: 157-166.
- BARQUERO, R., ROJAS, W. & FERNÁNDEZ, M., 1991: El enjambre de Puriscal y Mora de 1990. – En: La crisis sísmica del Golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados, Costa Rica, 1990. Informe interno Red Sísmológica Nacional: 74-94.

- BARQUERO, R., ROJAS, W. & VARGAS, A., 2012: Resumen de la actividad sísmica y volcánica en Costa Rica durante el año 2011. – *Revista Geológica de América Central*, 46: 189-198.
- BERRANGE, J.P. & WHITTAKER, J.E., 1977: Reconnaissance Geology of the Tapantí Quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica. Institute of Geological Sciences, Overseas Division, London, 73 pp.
- BILEK, S.L., ELLIOTT, C.E. & BERTELLONI, C.L., 2009: Triggered seismicity associated with the 1990 Nicoya, Costa Rica, $M_w=7.0$ earthquake. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(4): 13 pp, doi: 10.1029/2008GC002317.
- BOLT, B. 1973: Duration of Strong Motion. - Proceedings, 5th World Conference on Earthquake Engineering, Rome.
- BOLT, B., 1978: Earthquakes, a Premier. - San Francisco, Calif. H. W. Freeman.
- BOMMER, J.J., 2006: Empirical Estimation of Ground Motion: Advances and Issues. - Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Grenoble, Francia
- BOMMER, J.J. & MARTÍNEZ PEREIRA, A., 1999: The Effective Duration of Earthquake Strong Motion. - *Journal of Earthquake Engineering*, 3(2): 127-172.
- BONILLA, M., CALDERÓN, M., CAMACHO, J.P., ROJAS, M., DELGADO, C.E., MONGE, M., MORA, M.A., SALAZAR, J.A., SANABRIA, I., SÁNCHEZ, D., ULLOA, A., ALVARADO, G.E. & SOTO, G.J., 2008: Características tectónicas y paleosismicidad de la falla Cote-Arenal, Costa Rica. – Memoria: Programa y Resúmenes, IX Congreso Geológico de América Central y VI Congreso Geológico Nacional, 2-4 de julio del 2008, San José, Costa Rica, p. 63.
- BOORE, D.M. & ATKINSON, G.M., 2008: Ground Motion Prediction Equations for Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5% Damped PSA at Spectral Periods between 0.01 and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, 24 (1): 99-138.
- BOORE, D.M., JOYNER, W.B. & FUMAL, T.E., 1993: Estimation of Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: an interim report. - USGS Open File Report No 93-509.
- BOORE, D.M., JOYNER, W.B. & FUMAL, T.E., 1997: Equations for Estimating of Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work. - *Seismological Research Letters*, Seismological Society of America, 68(1).
- BOSCHINI, I., ALVARADO, G.E. & ROJAS, W., 1988: El Terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón (Julio 3, 1983): evidencia de una fuente sismogénica intraplaca desconocida en Costa Rica. – *Revista Geológica de América Central*, 8:111-121.
- CAMACHO, E., 1991: The Puerto Armuelles earthquake (Southwestern Panama) of July 18, 1934.- *Revista Geológica de América Central*, 13: 1-14.
- CAMACHO, E. & VÍQUEZ, V., 1993: Historical seismicity of the North Panama Deformed Belt. - *Revista Geológica de América Central*, 15: 49-64.
- CAMACHO, E. & MONTERO, W., 1997: Apéndice 1. Sismos Importantes Históricos de la Zona Fronteriza Costa Rica – Panamá. - En: Cowan, H., Montero, W., Salazar, G., Alvarado, G.E., Tapia, A. & Sánchez, L.: Estudio de las Fallas Activas en la Región Fronteriza Costa Rica-Panamá: David-Panamá, Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC) y Norwegian Agency for

- Development Cooperation (NORAD), Programa de Reducción de los Desastres Naturales en América Central, Proyecto de Microzonificación de David (Panamá), inédito, 59 págs + 2 apéndices + 2 mapas.
- CAMACHO, E., HUTTON, W. & PACHECO, J.F., 2010: A New Look at Evidence for a Wadati-Benioff Zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100 (1): 343-348.
- CAMPBELL, K.W., 1985: Strong Motion Attenuation: A Ten-Year Perspective. – *SPECTRA* 1(4).
- CAMPBELL, K.W., 1997: Empirical Near-Source Attenuation Relationships for horizontal and vertical Components of Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Pseudo-Absolute Acceleration Response Spectra. – *Seismological Research Letters*, Seismological Society of America, 68(1).
- CAMPBELL, K.W. & BOZORGNIA, Y., 1994: Near-Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration from Worldwide Accelerograms Recorded from 1957 to 1993. – *Fifth U.S. National Conference on Earthquake Engineering*, Chicago, Ill., July 1994.
- CARBALLO, M.A. & FISCHER, R., 1978: La Formación San Miguel (Mioceno, Costa Rica). – *Informe Semestral IGN*, enero-junio: 45-144.
- CARR, M. & STOIBER, R.E., 1977: Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. – *Geological Society of America Bulletin*, 89: 151-156.
- CARR, M.J., ROSE, W.I. & STOIBER, R.E., 1982: Central America. – En Thorpe, R.S. (ed): *Andesites*. John Wiley and Sons.
- CHRISTESON, G.L., MCINTOSH, K.D., SHIPLEY, T.H., FLUEH, E.R. & GOEDDE, H., 1999: Structure of the Costa Rica convergent margin, offshore Nicoya Peninsula. – *Journal of Geophysical Research*, 104 (B11): 25443-25468.
- CHIOU, B. & YOUNGS, R., 2008: An NGA Model for Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. – *Earthquake Spectra*, 24 (,): 173-216.
- CHIOU, B., POWER, M., ABRAHAMSON, N. & ROBLEE, C., 2006: An overview of the Project of Next Generation of Ground Motion Attenuation Models for Shallow Crustal Earthquakes in Active Tectonic Regions. – *Fifth National Seismic Conference on Bridges and Highways*, San Francisco, California.
- CLIMENT, A., 1991: Observaciones macrosísmicas y aceleraciones. – *La Crisis Sísmica del Golfo de Nicoya y Eventos Sísmicos Relacionados, Costa Rica 1990 (RSN, ICE-UCR)*. – Instituto Costarricense de Electricidad. San José, Costa Rica, p. 15-33.
- CLIMENT, A. & BARQUERO, R., 2001: Proyecto Eólico Tejona: Estudio sísmológico y de Amenaza Sísmica. – *Informe interno del ICE*, 23 p.
- CLIMENT, A., TAYLOR, W., CIUDAD REAL, M., STRAUCH, W., SANTANA, G., VILLAGRAN, M., DAHLE, A. Y BUNGUM, H., 1994: Spectral strong motion attenuation in Central America. – *NORSAR Technical Report No. 2-17 RONDICA Project*.
- COMISIÓN PERMANENTE DEL CÓDIGO SÍSMICO DE COSTA RICA - Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos de Costa Rica. 2011. Código Sísmico de Costa Rica 2010. Editorial Tecnológica, Cartago, Costa Rica.
- COMITÉ DE PUENTES DE LA COMISIÓN PERMANENTE DEL CÓDIGO SÍSMICO DE COSTA RICA - Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos de Costa Rica. 2013: Lineamientos para el

- Diseño Sísmorresistente de Puentes de Costa Rica. Publicado en el Laboratorio Nacional de Materiales y Modelos Estructurales, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica
- COMITÉ JAPONÉS DE GRANDES PRESAS, 1988: Earthquake Resistant Design for Civil Engineering Structures in Japan, Capítulo sobre presas. - Publicación de la Sociedad Japonesa de Ingenieros Civiles.
- CORNELL, A., 1968: Engineering Risk Analysis. – Bulletin of the Seismological Society of America. 58: 1583-1606.
- CORRIGAN, J.D., MANN, P. & INGLE, J.C., JR., 1990: Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panamá-Costa Rica. - Geological Society of America Bulletin, 102: 628-652.
- CUERPO DE INGENIEROS DE LA ARMADA DE LOS EE. UU., 1997: Manual de diseño EM 1110-2-2901. - Engineering Manual, Tunnels and Shafts in rock.
- DAHLE, A., CLIMENT, A., TAYLOR, W., BUNGUM, H., SANTOS, P., CUIDAD REAL, M., LINDHOLM, C., STRAUCH, W. & SEGURA, F., 1995: New Spectral Strong Motion Attenuation Models for Central America. - Proc. Fifth Intl. Conf. on Seismic Zonation. Nice, October 1995.
- DEMETS, C., 2001: A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. – Geophysical Research Letters, 28: 4043-4046.
- DEMETS, C., JANSMA, P., MATTIOLI, G.S., DIXON, T.H., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E. & MANN, P., 2000: GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. – Geophysical Research Letters, 27(3): 437-440.
- DENYER, P., & ARIAS, O., 1991: Estratigrafía de la Región Central de Costa Rica. – Revista Geológica de América Central, 12: 1-59
- DENYER, P. & ALVARADO, G.E., 2007: Mapa Geológico de Costa Rica. – Escala 1:400 000. Librería Francesa S.A., San José.
- DENYER, P. & MONTERO, W., 1988: Mapa geoestructural y de sismos del valle Central. Escala 1:150 000, IGN, San José.
- DENYER, P., PERSONIUS, S. & ARIAS, O., 1994: Generalidades sobre los efectos geológicos del terremoto de Limón. – Revista Geológica de América Central, vol. Esp. Terremoto de Limón: 29-38.
- DENYER, P., ARIAS, O. & PERSONIUS, S., 1994: Efecto tectónico del terremoto. - Revista Geológica de América Central, Volumen especial del Terremoto de Limón: 39-52.
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., 2003a: Atlas Tectónico de Costa Rica. – 81 págs. Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José.
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., 2009: Atlas Tectónico de Costa Rica. – 55 págs. Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José.
- DESHON, H.R., SCHWARTZ, S.Y., NEWMAN, A.V., GONZÁLEZ, V., PROTTI, M., DORMAN, L.M., DIXON, T.H., SAMPSON, D.E. & FLUEH, E.R., 2006: Seismogenic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography. - Geophysical Journal International, 164 (1): 109-124.
- DOBRY ET AL, 2000: New Site Coefficients and Site Classification System Used in recent Building Seismic Code Provisions. - Earthquake Spectra, V16 N1, pp 41-68.

- DÓNDOLI, C., 1954: Estudio geológico de la región oriental de la Meseta Central. - En: DÓNDOLI, C. & TORRES, J.A.: Estudio geagrónómico de la región oriental de la Meseta Central. - Ministerio de Agricultura e Industrias: 11-46, San José.
- DOUGLAS, J. BUNGUM, H., DAHLE, A., LINDHOLM, C., CLIMENT, A., TAYLOR, W., SANTOS, P, SCHMIDT, V. & STRAUCH, W, 2004: Dissemination of Central American Strong Motion Data using Strong Motion Datascape Navigator", CD-ROM collection. - Engineering and Physical Science Research Council, UK.
- DOUGLAS, J., 2004: Strong Motion Estimation Equations 1964 - 2003, A Comprehensive world wide summary of strong motion attenuation relationships for peak ground acceleration and spectral ordinates with corrections and additions. Research Report 04-001 SM. Imperial College, London.
- DOUGLAS, J., 2006: Errata and additions to 'Strong Motion Estimation Equations 1964- 2003'. Informe BRGM / RP – 54603 - FR.
- DOUGLAS, J., 2008: Further errata of and additions to 'Strong Motion Estimation Equations 1964- 2003'. Informe BRGM / RP – 56187 - FR.
- DRIESE, S.G., ORVIS, K.H., HORN, S.P., LI, Z.-H. & JENNINGS, S., 2007: Paleosol evidence for Quaternary uplift and for climate and ecosystem changes in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248: 1-23.
- EUROCÓDIGO 8, 1998: Design provisions for earthquake resistant structures. - European Committee for Standardization. Bruselas.
- FENG L, NEWMAN AV, PROTTI M, GONZÁLEZ V, JIANG Y, DIXON TH., 2012: Active deformation near the Nicoya Peninsula, northwestern Costa Rica, between 1996 and 2010: Interseismic megathrust coupling. *J Geophys Res* 117 (B6): B06407.
- FERNÁNDEZ, J.A., ET AL., 1997: Mapa geológico de Costa Rica. – Escala 1:750 000, Ministerio del Ambiente y Energía y RECOPE.
- FERNÁNDEZ, M., 2013: Seismotectonic and the Hypothetical Strike – Slip Tectonic Boundary of Central Costa Rica. – En: D'Amico, S. (ed.): *Earthquake Research and Analysis - New Advances in Seismology*, InTech: 77-105, DOI: 10.5772/50967.
- FERNÁNDEZ, M. & DOSER, D.I., 2009: Relocation and waveform modeling of the 1924 Orotina, Costa Rica, earthquake (M_s 7.0). – *Tectonophysics*, 479: 197-202.
- FERNÁNDEZ, M. & MONTERO, W. 2002: Fallamiento y sismicidad del área entre Cartago y San José, Valle Central de Costa Rica. – *Revista Geológica de América Central*, 26: 25-37.
- FISHER, D.M., GARDNER, T.W., MARSHALL, J.S. & MONTERO, W., 1994: KINEMATICS ASSOCIATED WITH THE LATE CENOZOIC DEFORMATION IN CENTRAL COSTA RICA: WESTERN BOUNDARY OF THE PANAMA MICROPLATE. – *GEOLOGY*, 22: 263-266
- FISHER, D.M., GARDNER, T.W., MARSHALL, J.S., SAK, P.B. & PROTTI, M., 1998: Effect of subduction sea-floor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica. – *Geology*, 26(5): 467-470.
- FISHER, D.M., GARDNER, T.W., SAK, P.B., SÁNCHEZ, J.D., MURPHY, K. & VANUCCHI, P., 2004: Active thrusting in the inner forearc of an erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica. – *Tectonics*, 23(5): 13 pp.

- FISCHER, R. & FRANCO, J.C., 1979: La Formación Coris (Mioceno; Valle Central, Costa Rica). – Informe Semetral IGN, enero-junio:15-71.
- GASPARINI, D. & VANMARKE, E. H., 1976: Simulated Earthquake Motions Compatible with Prescribed Response Spectra. - MIT Report No. R76-4 on Evaluation of Seismic Safety of Buildings.
- GAZEL, E., CARR, M.J., HOERNLE, K., FEIGENSOSN, M.D., SZYMANSKI, D., HAUFF, F. & VAN DEN BOGAARD, P., 2009: Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc-hot spot interaction. - *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10,Q02S11, doi:10.1029/2008GC002246.
- GEOMATRIX, 1994: Estudio de la Vulnerabilidad Sísmica del Acueducto de Orosi (El Llano a Tres Ríos). Informe para la OPS y AyA, Proyecto 2656.
- GONZÁLEZ VÍQUEZ, C., 1910: Temblores, terremotos, inundaciones, y erupciones volcánicas en Costa Rica, 1608-1910. - *Tipografía Avelino Alsina*, San José, Costa Rica.
- GÜENDEL, F. & MCNALLY, K.C., 1986: Costa Rica earthquake master catalog. - En: Güendel, F., *Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle America trench: California-U.S.A.*, University of California (Santa Cruz), Tesis de doctorado, 113 págs. (+ 5 apén).
- GÜENDEL, F. & PROTTI, M., 1998: Sismicidad y Sismotectónica de América Central. - *Física de la Tierra*, 10, 19-51.
- GUZMÁN, S.M., PENNINGTON, W. & MATUMOTO, T., 1989: The triple Junction of the North American, Cocos and the Caribbean Plates: Seismicity and Tectonics. - *Tectonics*, 8(5): 981-997.
- HACKER BR, PEACOCK SM, ABERS GA, HOLLOWAY SD., 2003: Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? - *J Geophys Res* 108 (B1): 2030.
- HARRIS RN, SPINELLI G, RANERO CR, GREVEMEYER I, VILLINGER H, BARCKHAUSEN U., 2010: Thermal regime of the Costa Rican convergent margin: 2. Thermal models of the shallow Middle America subduction zone offshore Costa Rica. *Geochem, Geophys, Geosyst* 11 (12): Q12S29.
- HINZ K, VON HUENE R, RANERO CR, PACOMAR WORKING GROUP (1996) Tectonic structure of the convergent Pacific margin offshore Costa Rica from multichannel seismic reflection data. - *Tectonics* 15 (1):54-66.
- HOERNLE, K., HAUF, F. & VAN DEN BOGAARD, P., 2004: 70 m.y. history (139-69 Ma) for the Caribbean large igneous province. – *Geology*, 32(8):697-700.
- HUANG, Y. N., WHITTAKER, A. S. & LUCO, N., 2008: Maximum Spectral Demands in the Near – Fault Region. *EARTHQUAKE SPECTRA* 24(1): pp 319-341.
- HUSEN S, QUINTERO R, KISSLING E, HACKER B., 2003: Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling. - *Geophys J Int* 155 (1):11-32.
- IBC (2012) International Building Code. International Code Council.
- ICOLD Committee on Seismic Aspects of Dam Design (1989): Selecting Seismic Parameters for Large Dams. ICOLD Bulletin N. 72, ICOLD, Paris.

- IDRISS, I. M. & ARCHULETA, R., 2007: Evaluation of Seismic Hazards. Preparado para la División de Seguridad de Presas, Federal Regulatory Commission, Washington.
- IDRISS, I.M., 1978: Characteristics of Earthquake Ground Motions. - ASCE Specialty Conference on Earthquake Geotechnical Engineering and Soil Dynamics, Pasadena Calif.
- JOYNER, W. & BOORE, D., 1981: Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong Motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California Earthquake. - Bulletin of the Seismological Society of America, 71(6): 2011-38.
- JOYNER, W. & BOORE, D., 1988: Measurement, Characterization and Prediction of Strong Ground Motion. - State of the Art Report. Earthquake Engineering and Soil Dynamics II. - Proceedings of the Specialty Conference of the Geotechnical Engineering Division. ASCE, Park City, Utah.
- JOYNER, W. & BOORE, D., 1988: Measurement, characterization and prediction of strong ground motion. - State of the Art Report, Proceedings, ASCE Specialty Conference on Earthquake Geotechnical Engineering and Soil Dynamics. Park City, Utah.
- KELLEHER, J., SYKES, L. & OLIVER, J.J., 1973: Possible criteria for predicting earthquakes locations and their application to major plate boundaries on the Pacific and the Caribbean. - Journal of Geophysical Research, 78: 2547-2585.
- KEMPTON, J. & STEWART, J. P., 2006: Prediction Equations for Significant Duration of Earthquake Ground Motion. - Earthquake Spectra, 22(4): 985-1013.
- KIMURA, G., SILVER, E.A., BLUM, P., ET AL., 1997: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. Vol 170. College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.ir.170.1997.
- KIRBY, S., ENGDahl, E.R. & DENLINGER, R., 1996: Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs (Overview). -En: Bebout GE, Scholl DW, Kirby SH, Platt JP (eds) Subduction from Top to Bottom, vol 96. American Geophysical Union Geophysical Monograph, pp 195-215.
- KOLARSKY, R.A., MANN, P. & MONTERO, W., 1995: Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge. - En: MANN, P. (Ed.): Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America, Colorado-EEUU, Geological Society of America, Special Paper 295, 349 págs.
- KRIZ, S., 1990: Tectonic evolution and origin Golfo Dulce gold placers. - Revista Geológica de América Central, 11: 27-40.
- KRUSHENSKY, R.D., 1972: Geology of Istarú Quadrangle. - USGS Bulletin 1353, Washinton, iv + 46 pp.
- LAFEMINA, P., DIXON, T.H., GOVERS, R., NORABUEAN, E., TURNER, H., SABALLOS, A., MATTIOLI, G., PROTTI, M. & STRAUCH, W., 2009: Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(5): 21 pp.
- LAPORTE, M., 2006: Correlación entre la aceleración pico y la aceleración pico efectiva y valores de PGV/PGA y $PGA \cdot PGD / PGV^2$ del banco de datos de movimientos fuertes de Centro América. - IX Seminario Nacional de Geotecnia, noviembre 2006, Colegio de Ingenieros y Arquitectos, Costa Rica.

- LAPORTE, M., LINDHOLM, C., BUNGUM, H. & DAHLE, A., 1994: Seismic Hazard for Costa Rica. - NORSAR Technical Report No. 2-14, RONDICA Project, 73 pp.
- LEEDS, D.J., 1974: Catalog of Nicaraguan earthquakes. - Bulletin of the Seismological Society of America, 64: 1135-1158.
- LEROY, S., MAUFFRET, A., PATRIAT, P. & DELÉPINAY, B.M., 2000: An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from the identification of magnetic anomalies. - Geophysical Journal International, 141 (3): 539-557.
- LINKIMER, L., 2003: Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. - Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, 103 pp. + 6 anexos + 2 mapas.
- LOCKRIDGE, P. & SMITH, R., 1984: Tsunamis of the Pacific basin map 1900-1983. National Geophysical Data Center and World Data Center for Solid Earth Geophysics, scale 1:17 000 000.
- LÓPEZ, A., 1999: Neo and Paleostress Partitioning in the SW corner of the Caribbean Plate and its Fault Reactivation Potential. - Ph D. Thesis, Univeristy of Tübingen, TGA A 53, Germany.
- LÜCKE, O., 2012: Moho structure of Central America based on three-dimensional lithospheric density modelling of satellite-derived gravity data. - International Journal of Earth Sciences: 1-13.
- MACMILLAN, I., GANS, P.B. & ALVARADO, G., 2004: Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc. - Tectonophysics, 392: 325-348.
- MACDONALD, D.F. & JOHNSON, W.C., 1913: Isthmian Earthquakes. The Canal Record 2, 144-148.
- MANN, P. & CORRIGAN, J. D., 1990: Model for late Neogene deformation in Panama. - Geology, 18: 558-562.
- MANN, P., ROGERS, R. & GAHAGAN, L., 2007: Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. - En: Bundschuh, J. & Alvarado, G.E. (eds.): Central America: Geology, Resources and Hazards. V.1: 201-237, Taylor and Francis, Londres.
- MARSHALL, J.S. & IDLEMAN, B.D., 1999: $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on Quaternary landscape evolution of the central volcanic arc and Orotina debris fan, Costa Rica. Abstract GSA Annual Meeting, N° 06426.
- MARSHALL, J.S., IDLEMAN, B.D., GARDNER, T.W. & FISHER, D.M., 2003: Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America. Geology, 31,5:419-422.
- MCGUIRE, R., 1974: Seismic Structural Response Risk Analysis, Incorporating Peak Response Regressions on Earthquake Magnitude and Distance. - MIT, Dpt. Civil Engineering, Research Report R 74-51, 371 pp.
- MCGUIRE, R., 1976: Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis. - USGS Open File Report 76, 67 pp.
- MCGUIRE, R., 1995: EZ-FRISK, User's Manual. - Risk Engineering, Inc. Boulder, Colorado
- MIRANDA, E. & VERTERO, V.V., 1994: Evaluation of Strength reduction Factors for Earthquake-Resistant Design. - SPECTRA, 10(2): 357-380.

- MIYAMURA, S., 1980: Sismicidad de Costa Rica. – 190 pp. Editorial Universidad de Costa Rica.
- MOHRAZ, B., 1976: A Study for Earthquake Response Spectra for Different Geological Conditions. – Bulletin of the Seismological Society of America, 66(3): 915-935.
- MOLNAR, P. & SYKES, L. R., 1969: Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. – Bulletin of the Geological Society of America, 80: 1639-1684.
- MONTERO, W., 1986: Periodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores intraplaca e interplaca de Costa Rica. - Revista Geológica de América Central, 5: 35-72.
- MONTERO, W., 1994: Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone, Costa Rica. – Profil, 7: 125-141.
- MONTERO, W., 1999: El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): ¿Un temblor interplaca relacionado al límite oeste de la microplaca de Panamá?- Revista Geológica de América Central, 22: 21-58.
- MONTERO, W., 2000: Sismología y Neotectónica. - En: Denyer, P. & Kussmaul, S. (Comps.): Geología de Costa Rica. – Edit. Tecnológica de Costa Rica, Costa Rica: 219-239.
- MONTERO, W., 2001: Neotectónica de la Región Central de Costa Rica: Frontera Oeste de la Microplaca de Panamá. - Revista Geológica de América Central, 24: 29-56.
- MONTERO, W., 2003: El sistema de falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción Turrialba-Irazú: Indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco.- Revista Geológica de América Central, 28: 5-29.
- MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., 1988: Los Terremotos de Bagaces de 1935 y 1941: Neotectonismo Transversal a la Cordillera Volcánica del Guanacaste, Costa Rica. - Rev. Ciencia y Tecnología, 12(1-2): 69-87, San José, Costa Rica.
- MONTERO, W. & MIYAMURA, S., 1981: Distribución de intensidades y estimación de los parámetros focales de los terremotos de Cartago de 1910, Costa Rica, América Central. – Informe Semestral Instituto Geográfico Nacional, 2: 9-34.
- MONTERO, W. & MORA, S., 1985: Estudio de las Intensidades, Efectos y Distribución del Terremoto de Osa del 3 de abril de 1983, en el sur de Costa Rica. - Memorias, Primer Simposio Lationamericano sobre Desastres Naturales, Quito, Ecuador, noviembre 1985.
- MONTERO, W. & KRUSE, S., 2006: Neotectónica y geofísica de la Falla Aguacaliente en los valles Coris y El Guarco, Costa Rica. – Revista Geológica de América Central, 34-35: 43-58.
- MONTERO, W. & DENYER, P., 2011: Fallamiento neotectónico de la Península de Nicoya y su relación con el escape tectónico del antearco centroamericano. - Revista Geológica de América Central, 45: 9-52.
- MONTERO, W., BOSCHINI, I. & ROJAS, W., 1991: El terremoto de Cóbano, Costa Rica del 25 de marzo de 1990. Interpretación Geotectónica de la Región del Golfo de Nicoya. - La Crisis Sísmica del Golfo de Nicoya y Eventos Sísmicos Relacionados, Costa Rica 1990 (RSN, ICE-UCR). - Instituto Costarricense de Electricidad. San José, Costa Rica.
- MONTERO, W., ROJAS, W., BOSCHINI, I., BARQUERO, R. & FLORE, H., 1991b: Geotectónica de la región de Puriscal. Origen de la sismicidad de mayo-diciembre de 1990.- Memorias 5°

- Seminario Nacional de Geotecnia-1^{er} Encuentro Centroamericano de Geotecnistas: 4.38-4.51.
- MONTERO, W., BARAHONA, M., ROJAS, W. & TAYLOR, M., 2005: Los sistemas de falla Agua Caliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, Valle Central de Costa Rica. - *Revista Geológica de América Central*, 33: 7-27.
- MONTERO, W., ROJAS, W., BOSCHINI, I., BARQUERO, R., SOTO, G.J., ALVARADO, G.E., VARGAS, A., TAYLOR, W., LÓPEZ, A., CLIMENT, A., MOYA, A., PERALDO, G., REDONDO, C. & TAYLOR, M., 2009: El terremoto de Cinchona. – En: Barquero, R. (Ed.): El terremoto de Cinchona del 8 de enero de 2009. – Informe interno Red Sísmológica Nacional: 34-59.
- MONTERO, W., SOTO, G.J., ALVARADO, G.E. & ROJAS, W., 2010: División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. – *Revista Geológica de América Central*, 43: 13-36.
- MONTERO, W., ROJAS, W. & LINKIMER, L., 2013: Neotectónica de las fallas Ochomogo y Capellades y su relación con el sistema de Falla de Aguacaliente, falda sur del macizo Irazú-Turrialba, Costa Rica. - *Revista Geológica de América Central*, 48: 119-139.
- MONTERO, W., MARSHALL, J., KRUSE, S., LEWIS, J. & WETMORE, P., 2013b: Neotectonic faulting and fore arc sliver motion along the Atirro-Río Sucio fault system, Costa Rica, Central America. - *Geological Society of America Bulletin*, 125 (5-6): 857-876.
- MOORE, G.F. & SENDER, K.L., 1995: Fracture zone collision along the south Panama margin. – En: Mann, P., (ed.): Geological and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America.- *Geological Society of America Special paper* 295, p. 201-212.
- MOORE, G., KELLOG D., SILVER, E., TAGUDIN, J., HEIL, D., SHIPLEY, T. & HSSONG, D., 1985: Structure of the south Panama continental margin: A zone of oblique convergence. - *EOS Trans. AGU*, 44, 1087.
- MORA, S., 1979: Estudio Geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia de Puntarenas, Costa Rica. - Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.
- MORA, M.M. & PERALDO, G., 2011: Análisis macrosísmico Del terremoto de Buena Vista de Pérez Zeledón, 3 de julio de 1983 ($M_s = 6,1$), Costa Rica.
- MORALES L. D., 1975: Estudio geológico de la esquina suroeste de la hoja Istarú – 25 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José [Inf. Camapaña Geológica].
- MORALES L.D. & MONTERO W., 1989: Sismotectónica, brechas sísmicas y la amenaza sísmica potencial en Centroamérica. - *Memorias del Primer Seminario Taller sobre Sismicidad de América Central*. CEPREDENAC, marzo 1990.
- MORELL, K.D., FISHER, D.M. & GARDNER, T.W., 2008: Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America. – *Earth and Planetary Science Letters*, 265: 82-95.
- MUSSON, R.M.W., 2002: Effective Peak Acceleration as a Parameter for Seismic Hazard Studies. - *Proceedings. 12 European Conference on Earthquake Engineering*. Elsevier Publishers, Rotterdam.

- NAEIM, F. (Ed.), 1989: *The Seismic Design Handbook*. - Van Nostrand Reinhold, Nueva York.
- NEHRP National Earthquake Hazards Program Reduction (1997): *Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures*. Building Seismic Safety Council, Washington D. C.
- NEWMANN, F., 1936: *United States Earthquakes 1934*. U. S. Department of Commerce Coast and Geodetic Survey. Serial No. 593: 41-56.
- NEWMAN AV, SCHWARTZ SY, GONZALEZ V, DESHON HR, PROTTI JM, DORMAN LM., 2002: *Along-strike variability in the seismogenic zone below Nicoya Peninsula, Costa Rica*. - *Geophysical Research Letters*, 29 (20): 1977.
- NEWMARK, N.M. & HALL, W.J., 1982: *Earthquake Spectra and Design*. - EERI monograph, Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, Calif.
- OUTERBRIDGE KC, DIXON TH, SCHWARTZ SY, WALTER JI, PROTTI M, GONZALEZ V, BIGGS J, THORWART M, RABBEL W., 2010: *A tremor and slip event on the Cocos-Caribbean subduction zone as measured by a global positioning system (GPS) and seismic network on the Nicoya Peninsula, Costa Rica*. - *Journal of Geophysical Research*, 115 (B10): B10408.
- PATWARDHAN A.K., SADIGH, K., IDRIS I.M. & YOUNGS, R., 1978: *Attenuation of Strong Motion – Effects of Site Conditions, Transmission Path Characteristics and focal Depth*. - *Bulletin of the Geological Society of America*, 68.
- PACHECO, J.F., QUINTERO, R., VEGA, F., SEGURA, J., JIMÉNEZ, W. & GONZÁLEZ, V., 2006: *The Mw 6.4 Damas, Costa Rica, Earthquake of 20 November 2004: Aftershocks and Slip Distribution*. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 4A: 1332-1343.
- PAVANELLI, N., CAPACCIONI, B., SAROCCHI, D., FALORNI, G., BRENES, J., VASELLI, O., TASSI, F., DUARTE, E. & FERNÁNDEZ, E., 2003: *Debris avalanche deposits, landslides and related hazards on the southern flank of Irazu volcano (Costa Rica)*. - *IAVCEI Comisión on the Chemistry of Volcanic Gases, 8th Workshop Nicaragua and Costa Rica, 2003, Contributed Abstracts*, p. 55-57.
- PAVANELLI, N., CAPACCIONI, B., SAROCCHI, D., CALDERONI, G., VASELLI, O., TASSI, F. & DUARTE, E., 2004: *Geology and stability of the southern flank of Irazu volcano, Costa Rica*. - *Acta Vulcanologica*, 16(1): 1-7.
- PERALDO, G. & MONTERO, W., 1994: *Terremotos coloniales de Costa Rica – 162 pp*. Editorial Tecnológica de Costa Rica, Cartago.
- PÉREZ, W., 2000: *Vulcanología y petroquímica del evento ignimbrítico del Pleistoceno Medio (0,33 M.a.) del Valle Central de Costa Rica*. - *Tesis de Licenciatura, ECG-UCR*, 170 pp. + apéndices.
- PLAFKER, G., 1973: *Field reconnaissance of the effects of the earthquake of April 13, 1973, near Laguna de Arenal, Costa Rica*. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63: 1847-1856.
- POWER, M., CHIOU, B., ABRAHAMSON, N. BOZORGNIA, Y., SHANTZ, T. & ROBLEE, C., 2008: *An overview of the NGA project*. - *Earthquake Spectra* 24(1): 3-21.
- PROTTI, J.M., McNALLY, K., PACHECO, J., GONZÁLEZ, V., MONTERO, C., SEGURA, J., BRENES, J., BARBOZA, V., MALAVASSI, E., GÜENDEL, F., SIMILA, G., ROJAS, D., VELESCO, A., MATA, A. & SCHILLINGER, W., 1994: *The March 25, 1990 ($M_w = 7.0$, $M_L = 6.8$) Earthquake at the*

- Entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica: its Prior Activity, Foreshocks, Aftershocks and Triggered Seismicity. - *Journal Geophysical Research*.
- PROTTI M, GÜENDEL F, McNALLY K., 1994: The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network. – *Physics of the Earth and Planetary International*, 84 (1-4): 271-287.
- PROTTI, J.M., GÜENDEL, F. & McNALLY, K., 1995: Correlation between the age of the subducting Cocos Plate and the geometry of the Wadati Benioff Zone under Nicaragua and Costa Rica. - En: Mann, P. (Ed.): *Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. - Geological Society of America Special Paper 295.
- QUINTANILLA, E., ALVARADO, G.E., MARIN, C. & DURÁN, M., 2008: Volcano-estratigrafía de pozos como un aporte al conocimiento de La geología del Cuaternario del valle de El Guarco (Cartago), Costa Rica. – *Revista Geológica de América Central*, 38: 53-64.
- RANERO CR, GREVEMEYER I, SAHLING H, BARCKHAUSEN U, HENSEN C, WALLMANN K, WEINREBE W, VANNUCCHI P, VON HUENE R, MCINTOSH K., 2008: Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis. - *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, doi:10.1029/2007GC001679
- REITER, L., 1990: *Earthquake Hazard Analysis, Issues and Insights*. - Columbia University Press, Nueva York.
- RIDDELL, R. & NEWMARK, N.M., 1979: 'Statistical Analysis of the Response of Non-Linear Systems subjected to Earthquakes' Structural Research Series No. 468, Dept. of Civil Engrg., University of Illinois, Urbana.
- RIVIER, F., 1985: Sección geológica del Pacífico al Atlántico a través de Costa Rica. - *Revista Geológica de América Central*, 2: 23-32.
- ROJAS, W. & BARQUERO, R., 1991: El temblor de Piedras Negras, 22 de diciembre de 1990. – En: *La crisis sísmica del Golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados, Costa Rica, 1990*. Informe interno Red Sismológica Nacional: 95-104.
- ROJAS, W., BUNGUM, H. & LINDHOLM, C., 1993: A Catalog of historical and recent earthquakes in Central America. Report NORSAR, 77 págs.
- ROJAS, W., LINDHOLM, C., BUNGUM, H., BOSCHINI, I., CLIMENT, A., BARQUERO, R., ALVARADO, G., SOTO, G., MONTERO, W., FERNÁNDEZ, M., PROTTI, M. MOYA, A., ESQUIVEL, L. & SCHMIDT, V., 2000: Microzonificación Sísmica del Área Metropolitana, Costa Rica, Proyecto RONDICA, Noruega.
- ROJAS, ET AL., 2004: Terremoto de Damas del 20 Noviembre 2004. Publicación de la RSN emitida por internet.
- SADIGH, K., CHANG, C. Y., EGAN, J. A., MAKDISI, F., & YOUNGS, R. R., 1997: Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data. *Seismological Research Letters*, Seismological Society of America, 68(1), (Volume dedicated to recent ground motion relations).
- SAK, P.B., FISHER, D.M, GARDNER, T.W., PROTTI, M. & MARSHALL, J.S., 1997. Recent landscape evolution and fault kinematics related to basement-cored blocks, Pacific coast, Costa Rica: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 29, n.7, p. A 442.

- SALAZAR, L.G. OBANDO, L. & MORA, R., 1992: Acueducto Metropolitano, tramo Embalse El Llano-Río Navarro (Costa Rica): Un sitio bajo amenaza. - Revista Geológica de América Central, 14: 85-96.
- SALLARÉS, V., DAÑOBEITIA, J.J. & FLUEH, E.R., 2001: Lithospheric structure of the Costa Rican Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau. – Journal of Geophysical Research, 106 (B1): 621-643.
- SCHMIDT, V., DAHLE, A. & BUNGUM, H., 1997: Costa Rican Spectral Strong Motion Attenuation. - NORSAR Technical Report (RONDICA Project), Kjeller, Noruega.
- SCHWARTZ, D. P. & COPPERSMITH K. J., 1984: Fault Behaviour and Characteristic Earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Faults. Journal of Geophysical Research, 89: 5681- 5698.
- SEAO Structural Engineering Association of California. Seismological Committee (1999): Recommended Lateral Force Requirements and Commentary.
- SEED, H.B. & IDRIS, I.M., 1969: Rock Motion Accelerograms for High Magnitude Earthquakes. - University of California, Berkeley, Earthquake Engineering Research Centre. Report No. EERC 69-77.
- SOMERVILLE, P. G., SMITH, N. F., GRAVES, R. W. Y ABRAHAMSON, N. A., 1997: Modification of Empirical Ground Motion Relations to Include the Amplitude and Duration Effects on Rupture Directivity. - Research Letters, Seismological Society of America, Volume dedicated to recent ground motion relations, 68 (1): 191-222.
- SOTO, G.J., 1999: Geología Regional de la Hoja Poás (1:50 000). - En: Alvarado, G.E. & Madrigal, L.A. (Eds.): Estudio Geológico-Geotécnico de Avance a la Factibilidad del P.H. Laguna Hule. – Inf. Interno ICE, San José, pp. 15-45.
- SOTO, G.J. & ALVARADO, G.E., 1989: Procesos volcánicos asociados con el agua subterránea. El caso de los volcanes Arenal y Poás, Costa Rica. – Memoria del III Congreso Nacional de Recursos Hídricos, nov. 1989, San José, 249-261.
- STOIBER, R.E. & CARR, J. M., 1973: Quaternary Volcanic and Tectonic Segmentation of Central America. - Bulletin Volcanologique, 37: 304-325.
- SYLVER, E. A., REED, D. L., TAGUDIN, J. E. & HEIL, D., 1990: Implications of the North and South Panama Thrusts Belts for the origin of the Panama orocline. - Tectonics, 9: 261-281.
- TAYLOR, W., 2002: La actividad sismotectónica durante el 2001 en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica Miravalles, ARCOSA y Tejona.- Boletín OSIVAM, 12 (25): 1-9, San José.
- TAYLOR, W., 2003: La actividad sismotectónica durante el 2002 en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica de Guanacaste.- Boletín OSIVAM, 14 (26): 1-9, San José.
- TAYLOR, W., 2004: La actividad sismotectónica durante el 2003 en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica Miravalles, ARCOSA y Tejona.- Boletín OSIVAM, 15 (27): 1-10. San José.
- TAYLOR, W., BARQUERO, R., ROJAS, W., MONTERO, W. & LINKIMER, L., 2002: La crisis sísmica de Bijagua de Upala (Enero-Marzo del 2002), Costa Rica.- 20 págs. Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE), San José [Informe interno].

- TAYLOR, W., SANTOS, P., DAHLE, A. & BUNGUM, H., 1992: Digitization of strong motion data and estimation of PGA attenuation in Central America. - NORSAR Technical Report, RONDICA Project.
- TRIFUNAC M.D. & BRADY A.G., 1975a: 'A Study of the Duration Strong Earthquake Ground Motion. - Bulletin of the Seismological Society of America, 65(2): 581-626.
- TRIFUNAC M.D. & BRADY A.G., 1975b: 'On Correlation with Seismic Intensity Scales with Peaks of Recorded Strong Ground Motion'. Bulletin of the Seismological Society of America, 65(1): 139-162.
- USCOLD Committee on Earthquakes (1999): Updated Guidelines for Selecting Seismic Parameters for Dam Projects, Publicación del Comité de los Estados Unidos de Grandes Presas, Denver, Colorado.
- VANNUCCHI, P., SCHOLL, D.W., MESCHEDE, M. & MCDUGALL-REID, K., 2001: Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: Combined implications from ODP Leg 170, seismic offshore data, and regional geology of the Nicoya Peninsula. - Tectonics 20 (5): 649-668.
- VEGA, V. & KELLOGG, J., 1993: Crustal deformation determined by the GPS satellite geodesy in Northwestern South America, Central, the Caribbean and Panama. - EOS Trans. AGU. 74, 107-108.
- VILLEGAS, A., 1997: Geodinámica de la Cordillera de Tilarán, relación entre la volcanología y la tectónica. – 188 págs. Universidad de Costa Rica [Tesis Licenciatura].
- VÍQUEZ, V. & TORAL, J., 1988: Sísmicidad Histórica sentida en el Istmo de Panamá. - Revista Geofísica, 27; 26-70.
- VOGEL, T.A., PATINO, L., ALVARADO, G.E. & GANS, P.B., 2004: Silici ignimbrites within the Costa Rican volcanic front: evidence for the formation of continental crust. – Earth and Planetary Science Letters, 226 (1-2): 149-159.
- VON HUENE, R., 1989: The Middle America convergent plate boundary, Guatemala. Chapter 28, The Geology of North America. - Volume N. The Geological Society of America.
- VON HUENE, R., RANERO, C.R., WEINREBE, W. & HINZ, K., 2000: Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. – Tectonics, 19 (2): 314-334.
- VON HUENE, R., RANERO, C.R. & VANNUCCHI, P., 2004: Generic model of subduction erosion. – Geology, 32 (10): 913-916.
- VON HUENE, R., RANERO, C. & WATTS, P., 2004: Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings. – Marine Geology, 203: 303-317.
- WADGE, G. & BURKE, K., 1983: Neogene Caribbean Plate Rotation and Associated Central American Tectonic Evolution. - Tectonics 2(6): 633-643.
- WALTHER, C.H.E., 2003: The crustal structure of the Cocos ridge off Costa Rica. – Journal of Geophysical Research, 108(B3), 2136, doi: 10.1029/2001JB000888.
- WANG, J.G.Z.Q. & LAW, K.T., 1994: Siting in Earthquake Zones. - A.A. Balkema, Rotterdam.
- WELLS, D.L. & COPPERSMITH, K.J., 1994: New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Rupture Displacement. – Bulletin of the Seismological Society of America, 84(4): 974 – 1002.

- WHITE, R.A. & HARLOW, D. H., 1993: Destructive Upper-Crustal Earthquakes of Central America since 1900. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4): 1115-1142
- WOODWARD-CLYDE CONSULTANTS, 1979: Geologic and Seismologic Investigations for the Boruca Dam Site, Costa Rica. - San José-Costa Rica, SNC-ACRES-TIL/Consortio 1, reporte para el ICE, inédito, 28 págs.
- WOODWARD-CLYDE CONSULTANTS, 1993: A preliminary evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of the Valle Central, Costa Rica. - Final report prepared for Ret Corporation, 155 págs.
- WORZEWSKI, T., JEGEN, M., KOPP, H., BRASSE, H. & TAYLOR, W., 2010: Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone. - *Nature Geoscience*, 4 (2): 108-111.
- YOUNGS R. R., CHIOU, S. J., SILVA W. J. & HUMPHREY, J. R., 1997: Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes. - *Seismological Research Letters*, Seismological Society of America, 68(1): 58-73.
- YOUNGS, R.R. & COPPERSMITH, K.J., 1985: Implications of Fault Slip Rates and Earthquake Recurrence Models to Probabilistic Seismic Hazard Estimates. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(3): 939-964.
- YUE, H., LAY, T., SCWARTZ, S.Y., RIVERA, L., PROTTI, M., DIXON, T.H., OWEN, S. & NEWMAN, A.V., 2013: The 5 September 2012 Nicoya, Costa Rica M_w 7.6 earthquake rupture process from joint inversion of high-rate GPS, strong-motion, and teleseismic P wave data and its relationship to adjacent plate boundary interface properties. - *Journal of Geophysical Research*, 118: 1-14.
- ZHAO, J.; ZHANG, J.; ASANO, A.; OHNO, Y.; OUCHI, T.; TAKAHASHI, T.; OGAWA, H.; IRIKURA, K.; THIO, H. K.; SOMERVILLE, P.G.; FUKUSHIMA, Y. & FUKUSHIMA, Y., 2006: Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96 (3), June 2006.