

**UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS BÁSICAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA**



**POTENCIAL SÍSMICO DE LAS FALLAS DEL CINTURÓN DEFORMADO DEL
CENTRO DE COSTA RICA**

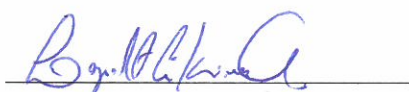
Tesis para optar por el grado académico de Licenciado en Geología



José Manuel Rodríguez Sosa

**2017
Ciudad Universitaria Rodrigo Facio**

TRIBUNAL EXAMINADOR



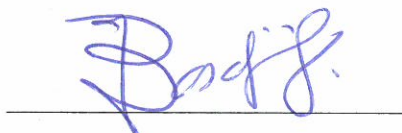
Dr. Lepolt Linkimer Abarca
Director de Tesis



Ing. Alvaro Climent Martin
Codirector de Tesis



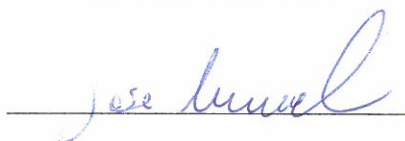
MSc. Walter Montero Pholy
Codirector de Tesis



MSc. Ileana Boschini López
Lectora de Tesis



MSc. Rolando Mora Chinchilla
Director de la Escuela Centroamericana de
Geología
Presidente del tribunal



José Manuel Rodríguez Sosa
Candidato

“La libertad cuesta muy cara, y es necesario, o resignarse a vivir sin ella, o decidirse a comprarla por su precio”

José Martí
(1853-1895)

DEDICATORIA

A mis padres y a mi novia por su apoyo incondicional durante esta etapa.

AGRADECIMIENTO

A mi director y co-directores de tesis; a mi director Dr. Lepolt Linkimer por su apoyo durante todo el proceso, por sus correcciones, consejos, guía y disposición. A MSc. Walter Montero por las correcciones y el material bibliográfico que me facilitó a lo largo del proceso, por su tiempo y cordialidad. Al Ing. Álvaro Climent por orientarme en el ámbito del potencial sísmico, por sus consejos y correcciones y por su excelente trato. A la lectora MSc. Ileana Boschini por su tiempo, sus oportunas correcciones y cordialidad.

A Wilfredo Rojas por introducirme en el mundo de las fallas cuando colaboré como asistente en la RSN, por su trato afable y consejos. De igual manera agradecer al resto del personal de la RSN y a Juan Luis Porras y Carlos Chamorro por su apoyo y amistad.

Al personal de la Escuela Centroamericana de Geología por su apoyo y buen trato durante todos estos años de estudio, a Clarita por su disposición, buen trato y guía en la búsqueda de material bibliográfico, a Manrique y don Rolando por su guía y orientación durante estos años de formación.

A Dennis y Aristides por su amistad, apoyo, guía y consejo, así como por las incontables discusiones geológicas que hemos tenido a través de estos años.

A Dios, mis padres, a mi novia y su familia por su apoyo incondicional y comprensión a lo largo de este proceso.

De igual forma, mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas que de una u otra forma contribuyeron con este proyecto y con mi formación como profesional.

TABLA DE CONTENIDO

| | |
|---|-------------|
| AGRADECIMIENTO | v |
| TABLA DE CONTENIDO | vi |
| ÍNDICE DE CUADROS | ix |
| ÍNDICE DE FIGURAS | x |
| RESUMEN | xiii |
| 1. INTRODUCCIÓN | 14 |
| 1.1 Justificación | 14 |
| 1.2 Objetivos | 16 |
| 1.2.1 Objetivo general | 16 |
| 1.2.2 Objetivos específicos | 16 |
| 1.3 Ubicación del área de estudio | 17 |
| 1.4 Metodología | 19 |
| 1.5 Marco teórico | 21 |
| 1.5.1 Generalidades | 21 |
| 1.5.2 Metodologías para estimar la amenaza sísmica | 21 |
| 1.5.3 Determinación del potencial sísmico | 22 |
| 1.5.4 Java como lenguaje de programación | 23 |
| 1.6 Antecedentes | 24 |
| 1.6.1 Estudios específicos | 24 |
| 1.6.2 Estudios generales | 25 |
| 1.6.3 Otros estudios relevantes fuera del CDCCR | 26 |
| 1.6.4 Estudios a nivel internacional | 27 |
| 2. Potencial sísmico | 28 |
| 2.1 Generalidades | 28 |
| 2.2 Parámetros de ruptura utilizados | 30 |
| 2.2.1 Longitud de ruptura | 34 |
| 2.2.2 Área de ruptura y ancho de ruptura | 35 |
| 2.2.3 Desplazamiento promedio y máximo | 37 |
| 2.2.4 Tasa de deslizamiento | 38 |
| 2.2.5 Incertidumbre de los datos utilizados | 40 |
| 2.2.5.1 Longitud de ruptura superficial (L_{sup}) | 41 |
| 2.2.5.2 Desplazamiento superficial promedio y máximo (d_{PROM} y d_{MAX}) | 43 |
| 2.2.5.3 Parámetros sismológicos (L_{sup} , W , A) | 44 |
| 2.2.5.4 Magnitud | 44 |
| 2.3 Factores que afectan las relaciones | 47 |

| | |
|---|-----------|
| 2.3.1 La completitud de la base de datos utilizada | 47 |
| 2.3.2 Restricción a mecanismo específico y a una región geográfica | 48 |
| 2.4 Evaluación de las relaciones | 51 |
| 2.4.1 Relaciones para todo tipo de falla | 51 |
| 2.4.2 Relaciones para fallas de desplazamiento de rumbo | 56 |
| 2.4.3 Relaciones para fallas normales | 58 |
| 2.4.4 Relaciones para fallas inversas | 59 |
| 2.4.5 Relaciones para zonas de subducción | 61 |
| 2.5 Cálculo del potencial sísmico | 61 |
| | |
| 3. Contexto tectónico regional y el catálogo de fallas del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica | 64 |
| 3.1 Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica | 66 |
| 3.1.1 Antecedentes | 68 |
| 3.1.2 Límites del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica | 71 |
| 3.2 Catálogo de fallas del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica | 74 |
| 3.2.1 Sección Noroeste | 78 |
| 3.2.1.1 Peñas Blancas | 80 |
| 3.2.1.2 Falla Jabillos | 80 |
| 3.2.1.3 Falla Florencia-La Palmera | 82 |
| 3.2.1.4 Falla Viejo-Aguas Zarcas | 83 |
| 3.2.1.5 Falla Jamaical | 84 |
| 3.2.1.6 Falla Venecia | 85 |
| 3.2.1.7 Falla San Miguel | 86 |
| 3.2.1.8 Falla Zarcero | 87 |
| 3.2.1.9 Falla Carbonera | 89 |
| 3.2.1.10 Falla Ángel | 90 |
| 3.2.1.11 Falla Sabanilla | 92 |
| 3.2.1.12 Falla Alajuela | 93 |
| 3.2.1.13 Falla La Garita | 95 |
| 3.2.2 Sección Norte | 102 |
| 3.2.2.1 Falla Río Patria | 103 |
| 3.2.2.2 Falla Río Honduras | 104 |
| 3.2.2.3 Falla Guápiles | 105 |
| 3.2.2.4 Falla Río Sucio | 107 |
| 3.2.2.5 Falla Alto Grande | 109 |
| 3.2.2.6 Falla Blanquito | 110 |
| 3.2.2.7 Falla Río Blanco | 112 |
| 3.2.2.8 Fallas Ariete-Elia | 113 |
| 3.2.3 Sección Este | 120 |
| 3.2.3.1 Falla Siquirres-Matina | 121 |
| 3.2.3.2 Falla Bajo Tigre | 124 |
| 3.2.3.3 Falla Pacuare | 125 |
| 3.2.3.4 Falla Ayil | 126 |
| 3.2.3.5 Falla Río Blanco | 127 |
| 3.2.4 Sección Suroeste | 133 |

| | |
|---|------------|
| 3.2.4.1 Falla Barranca | 134 |
| 3.2.4.2 Falla Jesús María | 136 |
| 3.2.4.3 Falla Tivives y Bajamar | 138 |
| 3.2.4.4 Falla Tárcoles | 139 |
| 3.2.4.5 Falla Delicias | 142 |
| 3.2.4.6 Falla Herradura | 143 |
| 3.2.4.7 Falla Camaronal | 144 |
| 3.2.5 Sección Central-Oeste | 149 |
| 3.2.5.1 Falla Tulín | 150 |
| 3.2.5.2 Falla Purires | 152 |
| 3.2.5.3 Falla Zapote | 153 |
| 3.2.5.4 Falla Picagres | 154 |
| 3.2.5.5 Falla Virilla | 155 |
| 3.2.5.6 Falla Bajos de Jorco | 157 |
| 3.2.5.7 Falla Jaris | 158 |
| 3.2.5.8 Relevos compresivos del sistema de falla Aguacaliente: Fallas Escazú, Belo Horizonte, Aserrí y Patalillos | 159 |
| 3.2.5.9 Falla Cipreses | 162 |
| 3.2.5.10 Falla Río Azul | 164 |
| 3.2.5.11 Zona transtensiva de Tobosi: Fallas Tobosi, Tablón y Alumbre | 165 |
| 3.2.6 Sección Central | 171 |
| 3.2.6.1 Falla Ochomogo | 172 |
| 3.2.6.2 Falla Aguacaliente | 174 |
| 3.2.6.3 Falla La Cangreja | 176 |
| 3.2.6.4 Falla Navarro | 177 |
| 3.2.6.5 Falla Lara | 180 |
| 3.2.6.6 Falla Irazú | 182 |
| 3.2.6.7 Falla Capellades | 183 |
| 3.2.6.8 Falla Orosi | 184 |
| 3.2.6.9 Falla Duán | 186 |
| 3.2.6.10 Falla Campano | 187 |
| 3.2.6.11 Falla Tucurrique | 189 |
| 3.2.7 Sección Central-Este | 195 |
| 3.2.7.1 Falla Turrialba | 196 |
| 3.2.7.2 Falla Azul | 197 |
| 3.2.7.3 Falla Tuis | 198 |
| 3.2.7.4 Falla Simarí | 199 |
| 3.2.7.5 Falla Atirro | 200 |
| 3.2.7.6 Falla Kabébeta | 202 |
| 3.2.7.7 Falla Buenavista | 204 |
| 3.2.8 Sección Sur | 209 |
| 3.2.8.1 Falla Candelaria | 210 |
| 3.2.8.2 Falla Parrita | 211 |
| 3.2.8.3 Falla Delicias | 213 |
| 3.2.8.4 Falla Paquita | 215 |
| 3.2.8.5 Falla Quepos | 217 |
| 3.3 Observaciones finales | 222 |

| | |
|---|------------|
| 4. Programa de cálculo del potencial sísmico | 227 |
| 4.1 Generalidades | 227 |
| 4.2 Relaciones y parámetros de cálculo | 227 |
| 4.3 Funcionamiento | 228 |
| 4.4 Instalación | 231 |
| 5. Conclusiones | 234 |
| Recomendaciones | 237 |
| 6. Referencias | 239 |
| ANEXOS | 252 |

ÍNDICE DE CUADROS

| | |
|---|-----|
| <i>Cuadro 1: Principales estudios sobre el cálculo del potencial sísmico y sus principales características.</i> | 32 |
| <i>Cuadro 2: Clasificación de los datos estudiados en la regresión de Ambraseys & Jackson (1998).</i> | 41 |
| <i>Cuadro 3: Evaluación de las relaciones para todo tipo de falla.</i> | 52 |
| <i>Cuadro 4: Evaluación de las relaciones para fallas de desplazamiento de rumbo.</i> | 56 |
| <i>Cuadro 5: Evaluación de las relaciones para fallas normales.</i> | 58 |
| <i>Cuadro 6: Evaluación de las relaciones para fallas inversas.</i> | 60 |
| <i>Cuadro 7: Resultados de la evaluación de relaciones para el cálculo del potencial sísmico.</i> | 62 |
| <i>Cuadro 8: Características de los terremotos más importantes ubicados dentro del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.</i> | 66 |
| <i>Cuadro 9: Acrónimos y simbología de los cuadros de potencial sísmico presentes al final de cada sección del CDCCR.</i> | 76 |
| <i>Cuadro 10: Listado de las referencias utilizadas en los cuadros resumen y en los cuadros de potencial sísmico de cada sección del CDCCR.</i> | 77 |
| <i>Cuadro 11: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Noroeste (1) del CDCCR.</i> | 79 |
| <i>Cuadro 12: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Noroeste (1) del CDCCR.</i> | 97 |
| <i>Cuadro 13: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Noroeste (1) del CDCCR.</i> | 101 |
| <i>Cuadro 14: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Norte (1) del CDCCR.</i> | 102 |
| <i>Cuadro 15: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Norte (2) del CDCCR.</i> | 116 |
| <i>Cuadro 16: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Norte (2) del CDCCR.</i> | 119 |
| <i>Cuadro 17: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Este (3) del CDCCR.</i> | 120 |
| <i>Cuadro 18: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Este (3) del CDCCR.</i> | 130 |
| <i>Cuadro 19: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Este (3) del CDCCR.</i> | 132 |
| <i>Cuadro 20: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Suroeste (4) del CDCCR.</i> | 134 |
| <i>Cuadro 21: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Suroeste (4) del CDCCR.</i> | 146 |
| <i>Cuadro 22: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Suroeste (4) del CDCCR.</i> | 148 |
| <i>Cuadro 23: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Central Oeste (5) del CDCCR.</i> | 149 |
| <i>Cuadro 24: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR.</i> | 166 |
| <i>Cuadro 25: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Central Oeste (5) del CDCCR.</i> | 170 |

| | |
|--|-----|
| Cuadro 26: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Central (6) del CDCCR. _____ | 171 |
| Cuadro 27: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Central (6) del CDCCR. ____ | 191 |
| Cuadro 28: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Central (6) del CDCCR. _____ | 194 |
| Cuadro 29: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Central Este (7) del CDCCR. _____ | 195 |
| Cuadro 30: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Central Este (7) del CDCCR. | 206 |
| Cuadro 31: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Central Este (7) del CDCCR. _____ | 208 |
| Cuadro 32: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Sur (8) del CDCCR. _____ | 209 |
| Cuadro 33: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Sur (8) del CDCCR. _____ | 219 |
| Cuadro 34: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Sur (8) del CDCCR. _____ | 221 |
| Cuadro 35: Cálculo del potencial sísmico según la relación de Anderson et al., (1996) que contempla la tasa de deslizamiento como parámetro. _____ | 284 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|-----|
| Figura 1: Área de trabajo (CDCCR). _____ | 18 |
| Figura 2: Relación entre las principales magnitudes empleadas, tomado de Kanamori (1983). _____ | 45 |
| Figura 3: Relación entre Magnitud Momento (M) y Magnitud de Onda Superficial (MS), según Wells & Coppersmith (1994). _____ | 46 |
| Figura 4: Marco tectónico regional. _____ | 65 |
| Figura 5: Ubicación y extensión geográfica del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica según Marshall (2000). _____ | 70 |
| Figura 6: Comparativa geométrica entre tres de las propuestas más importantes para el CDCCR. _____ | 73 |
| Figura 7: División propuesta para el CDCCR. _____ | 75 |
| Figura 8: Mapa de la Sección Noroeste (1) del CDCCR. _____ | 100 |
| Figura 9: Mapa de la Sección Norte (2) del CDCCR. _____ | 118 |
| Figura 10: Mapa de la Sección Este (3) del CDCCR. _____ | 131 |
| Figura 11: Mapa de la Sección Suroeste (4) del CDCCR. _____ | 147 |
| Figura 12: Mapa de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR. _____ | 169 |
| Figura 13: Mapa de la Sección Central (6) del CDCCR. _____ | 193 |
| Figura 14: Mapa de la Sección Central Este (7) del CDCCR. _____ | 207 |
| Figura 15: Mapa de la Sección Sur (8) del CDCCR. _____ | 220 |
| Figura 16: Gráfica para las relaciones de escala entre terremotos pequeños y grandes según los parámetros de ruptura L_{sup} y A. _____ | 223 |
| Figura 17: Gráfica de caja de los datos de potencial sísmico de la Sección Noroeste (1) del CDCCR según las tres principales relaciones utilizadas en este estudio. _____ | 224 |
| Figura 18: Gráfica de caja de los datos de potencial sísmico de la Sección Norte (2) del CDCCR según las tres principales relaciones utilizadas en este estudio. _____ | 225 |
| Figura 19: Gráfica de caja de los datos de potencial sísmico de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR según las tres principales relaciones utilizadas en este estudio. _____ | 225 |
| Figura 20: Gráfica de caja de los datos de potencial sísmico de la Sección Central (6) del CDCCR según las tres principales relaciones utilizadas en este estudio. _____ | 226 |
| Figura 21: Interfaz gráfica de Cordouan e introducción de datos para el cálculo del potencial sísmico. ____ | 229 |
| Figura 22: Ventana de registro con los datos del cálculo realizado. _____ | 230 |
| Figura 23: Ventana de instrucciones generales sobre Cordouan. _____ | 231 |
| Figura 24: Verificación de instalación de Java en Windows. _____ | 232 |
| Figura 25: Verificación de instalación de Java en Mac OS. _____ | 233 |
| Figura 26: Mapa alternativo de la Sección Noroeste (1) del CDCCR. _____ | 253 |
| Figura 27: Mapa alternativo de la Sección Norte (2) del CDCCR. _____ | 254 |

| | |
|---|-----|
| <i>Figura 28: Mapa alternativo de la Sección Este (3) de CDCCR, enfocado en la falla Pacuare.</i> | 255 |
| <i>Figura 29: Mapa alternativo de la Sección Suroeste (4) del CDCCR.</i> | 256 |
| <i>Figura 30: Mapa alternativo de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR.</i> | 257 |
| <i>Figura 31: Mapa alternativo de la Sección Central (6) del CDCCR.</i> | 258 |
| <i>Figura 32: Mapa alternativo de la Sección Central Este (7) del CDCCR.</i> | 259 |
| <i>Figura 33: Mapa alternativo de la Sección Suroeste (8) del CDCCR.</i> | 260 |
| <i>Figura 34: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Noroeste (1) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).</i> | 261 |
| <i>Figura 35: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Noroeste (1) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).</i> | 262 |
| <i>Figura 36: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Noroeste (1) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).</i> | 263 |
| <i>Figura 37: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Norte (2) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).</i> | 264 |
| <i>Figura 38: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Norte (2) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).</i> | 265 |
| <i>Figura 39: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Norte (2) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).</i> | 266 |
| <i>Figura 40: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Este (3) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).</i> | 267 |
| <i>Figura 41: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Este (3) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).</i> | 267 |
| <i>Figura 42: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Este (3) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).</i> | 268 |
| <i>Figura 43: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Suroeste (4) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).</i> | 269 |
| <i>Figura 44: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Suroeste (4) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).</i> | 270 |
| <i>Figura 45: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Suroeste (4) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).</i> | 271 |
| <i>Figura 46: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).</i> | 272 |
| <i>Figura 47: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).</i> | 273 |
| <i>Figura 48: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).</i> | 274 |
| <i>Figura 49: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central (6) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).</i> | 275 |
| <i>Figura 50: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central (6) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).</i> | 276 |
| <i>Figura 51: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central (6) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).</i> | 277 |
| <i>Figura 52: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Este (7) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).</i> | 278 |
| <i>Figura 53: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Este (7) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).</i> | 279 |
| <i>Figura 54: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Este (7) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).</i> | 280 |

| | |
|---|------------|
| <i>Figura 55: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Sur (8) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).</i> | 281 |
| <i>Figura 56: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Sur (8) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).</i> | 282 |
| <i>Figura 57: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Sur (8) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).</i> | 283 |

RESUMEN

Inmersa en un área tectónica y geológicamente compleja, en Costa Rica coexisten diferentes estructuras de gran extensión y relevancia, dentro de las cuales destaca el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), una extensa área de deformación donde interactúan numerosos sistemas de falla con diferentes tipos de geometría, atravesando transversalmente el país. Dado el grado de actividad de estos sistemas, y tomando en consideración que los mismos congenian en las áreas más pobladas del territorio nacional, el estudio y actualización de sus características, así como la evaluación de su potencial sísmico, entendido éste como el terremoto más grande que puede generar una determinada falla, son de vital importancia.

Para el presente estudio fueron seleccionadas 81 fallas dentro del CDCCR, abarcando un área aproximada de 21000 km², misma que fue necesaria subdividir en ocho secciones donde fueron estudiadas las características geométricas de cada falla con base en diversas fuentes bibliográficas, logrando generar una caracterización concisa y actualizada de las mismas, así como una representación gráfica, homogenizada y actualizada de los diferentes sectores del CDCCR. De las fallas analizadas, la gran mayoría presentan longitudes mayores a los 10 km; contadas excepciones fueron incluidas dada su asociación con otras fallas mayores.

Para el análisis del potencial sísmico se utilizaron diversas relaciones a nivel internacional donde fueron tomados en cuenta algunos criterios de selección entre los cuales destacan el régimen tectónico imperante en el área de estudio, el tipo de regresión, el tipo de parámetro de ruptura empleado en el cálculo, entre otros. De 37 relaciones seleccionadas para su análisis, 19 resultaron ser las más confiables; mismas que fueron empleadas para la estimación del potencial sísmico de las 81 fallas evaluadas.

Del análisis de las relaciones estudiadas fue posible diferenciar importantes divergencias relacionadas con los criterios de selección ya mencionados, las cuales conllevan a diferencias marcadas en el cálculo del potencial sísmico; una de las más relevantes es la necesidad de utilizar las relaciones de área de ruptura en vez de longitud de ruptura cuando la falla en cuestión presenta una longitud menor a los 15 km, esto debido a lo que algunos autores denominan diferencias de escala entre fallas de corta, mediana y gran longitud.

Se determinó que existen áreas con mayor peligro sísmico dentro del CDCCR pues estas poseen fallas con un potencial sísmico de Mw mayor a 6,5. Las fallas individuales que exhiben el potencial sísmico más alto son la falla Jarís (7,0 Mw), Candelaria (7,3 Mw) y Siquierres-Matina (7,3 Mw), esta última puede ser aún mayor si se considera una posible unión con las fallas Guácimo y Guápiles.

Finalmente, fue diseñada una discreta aplicación programada en Java que permite calcular de manera sencilla el potencial sísmico de una determinada falla, utilizando cuatro tipos de parámetros de ruptura diferentes, tres geometrías de fallamiento y 19 de las 37 relaciones estudiadas.

PALABRAS CLAVE: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, Potencial sísmico, Relaciones, Parámetros de ruptura.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Justificación

El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) comprende una extensa área de fallas, en su mayoría activas, que atraviesan transversalmente la parte central del país desde la Fosa Mesoamericana, en el Pacífico, hasta el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), en el Caribe (Marshall *et al.*, 2000; Marshall, 2000; Montero, 2001). En el pasado, muchos terremotos han sacudido el área albergada en el CDCCR, dentro del cual se ubica la Gran Área Metropolitana (GAM); comprometiendo así, no sólo más de la mitad de la población nacional, sino también las principales actividades económicas del país. A ello se le suma la ausencia de planificación territorial; según Pérez & Alvarado (2003), menos de la mitad de las municipalidades contaban con planes reguladores para el 2002, condición que, muy probablemente, prevalece en la actualidad. Adicionalmente hay que considerar la susceptibilidad a amenazas naturales diversas como deslizamientos, inundaciones, erupciones volcánicas, entre otras, que hacen de la GAM una zona potencialmente vulnerable ante los embates de la naturaleza.

Lamentablemente, los terremotos constituyen fenómenos imposibles de evitar o, actualmente, predecir. Ello conlleva a que tales eventos representen un peligro latente e incierto, por lo cual, el conocimiento adecuado de las principales fallas geológicas (aquellas cuya longitud es mayor o igual a 10 km) localizadas dentro del CDCCR, así como el detalle de sus características (ubicación de la traza, longitud y potencial sísmico), son de vital importancia para la determinación de diferentes zonas con potencial sísmico significativo.

Si bien el potencial sísmico constituye un parámetro de suma importancia para el posterior cálculo de la amenaza sísmica, con frecuencia tal dato no es observado dentro de un periodo histórico, puesto que el tiempo que abarca el periodo instrumental¹ es muy limitado en comparación con el tiempo de actividad de una falla. Es por ello que surge la

¹ En este trabajo se considerará la era instrumental como post-1891, sin embargo, cabe resaltar que en otros estudios la misma puede ser considerada como post-1900.

necesidad de realizar su estimación a partir de los parámetros conocidos de cada falla, como su longitud y/o área de ruptura, utilizando relaciones empíricas.

En Costa Rica existen algunos trabajos que se han enfocado en la determinación del potencial sísmico (citados en la sección de Antecedentes), realizados mayoritariamente en áreas muy locales donde se proyectaba el desarrollo de proyectos hidroeléctricos u otros proyectos de diferente naturaleza, pero igualmente locales. Tal situación genera un “vacío” de información sobre aquellos sectores que aún no han sido estudiados con detenimiento; lo cual no implica que su amenaza sísmica sea menor a la definida en las zonas estudiadas.

Otros estudios como Morales *et al.* (1992) mencionan un aumento sensible de la vulnerabilidad sísmica (y por consiguiente del riesgo sísmico) en el Valle Central como consecuencia del incremento de la población e infraestructura. Asimismo, especifican que, si bien no es posible conocer en forma exacta el periodo de recurrencia de un terremoto, si es posible estimar su tamaño y de esta forma prever sus posibles efectos.

Como base para el presente estudio, es preciso generar una propuesta cartográfica unificada y actualizada de las principales fallas que engloba el CDCCR, acompañada, a su vez, de un catálogo donde se detallan las características y la geometría de las fallas en cuestión. Cabe mencionar que, dadas las grandes dimensiones del área de estudio, dicha propuesta es de carácter bibliográfico.

De lo expuesto en los párrafos anteriores, es posible deducir que la presente propuesta brinda un instrumento que; en primera instancia provee información para las instituciones públicas, privadas y/o particulares interesados en el potencial sísmico de cada una de las principales fallas ubicadas dentro del CDCCR, lo que a su vez conlleva a 1) la concientización sobre la amenaza sísmica de las principales ciudades englobadas en el CDCCR, con lo que, idealmente, se pretende forjar una cultura de prevención por parte de la población y autoridades pertinentes, y 2) será un insumo de vital importancia en la futura planificación urbana dada su necesidad de edificar adecuadamente estructuras sismo-resistentes. Además, proporcionará las bases para posteriores estudios que pretendan abarcar el campo de amenaza sísmica a mayor detalle.

Sumado a lo antedicho, esta propuesta también será de utilidad para que futuras investigaciones identifiquen zonas que, por sus características geológicas y geotécnicas, presentan una vulnerabilidad importante ante fenómenos de deslizamiento o licuefacción, los cuales pueden, eventualmente, ser disparados por la actividad sísmica de una falla geológica con cierto potencial sísmico.

Es importante recalcar, además, que el estudio del potencial sísmico de una falla o fuente sismogénica nos brinda la magnitud máxima esperada para dicha fuente, información que es indispensable en el cálculo final de los estudios de amenaza sísmica. Su adecuada determinación incidirá en la incertidumbre de los resultados logrados en dichos estudios, de ahí que una acertada comprensión de los procesos que influyen en su determinación pueden aportar mejoras en la optimización de futuros estudios de amenaza sísmica.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Determinar el potencial sísmico de las fallas del CDCCR, con el fin de aportar nuevos insumos para la determinación de la amenaza sísmica en Costa Rica.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Identificar y caracterizar las fallas del CDCCR con el fin de generar un catálogo homogenizado y actualizado, con base en la bibliografía existente.
2. Ubicar geográficamente las fallas del CDCCR con el objeto de producir un mapa homogenizado de las fallas de la zona central de Costa Rica.
3. Evaluar diferentes metodologías para la estimación del potencial sísmico para determinar cuál es más apropiada a fin de ser aplicada en las fallas del CDCCR.
4. Desarrollar una aplicación que permita estimar el potencial sísmico a partir de los diferentes parámetros de ruptura de la falla.

1.3 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se localiza en la zona central de Costa Rica, más específicamente, en la sección denominada por Marshall *et al.* (2000), y posteriormente por Montero (2001), como Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR, Figura 1). Para abarcar la extensión y límites del CDCCR se toma como referencia la definición propuesta por Montero & Rojas (2014), la cual en su extremo este limita con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), mientras hacia su sección occidental cubre la Paleo-Cordillera Volcánica Aguacate (PCVA). En total, dicha propuesta contiene 41 hojas cartográficas escala 1:50000, parcial o totalmente.

El CDCCR incluye en su aspecto geográfico; la totalidad de la provincia de Cartago, así como sectores importantes de San José, Heredia, Alajuela, Puntarenas y en menor proporción Limón. Como consecuencia de ello, grandes centros de población, como la GAM, que reúnen la mayoría de los sectores productivos del país están englobados dentro del CDCCR. Esta combinación entre grandes sectores demográficos y económicos ligados a la gran densidad de fallas existentes en el CDCCR hace de Costa Rica un país sensiblemente vulnerable ante la ocurrencia de terremotos.

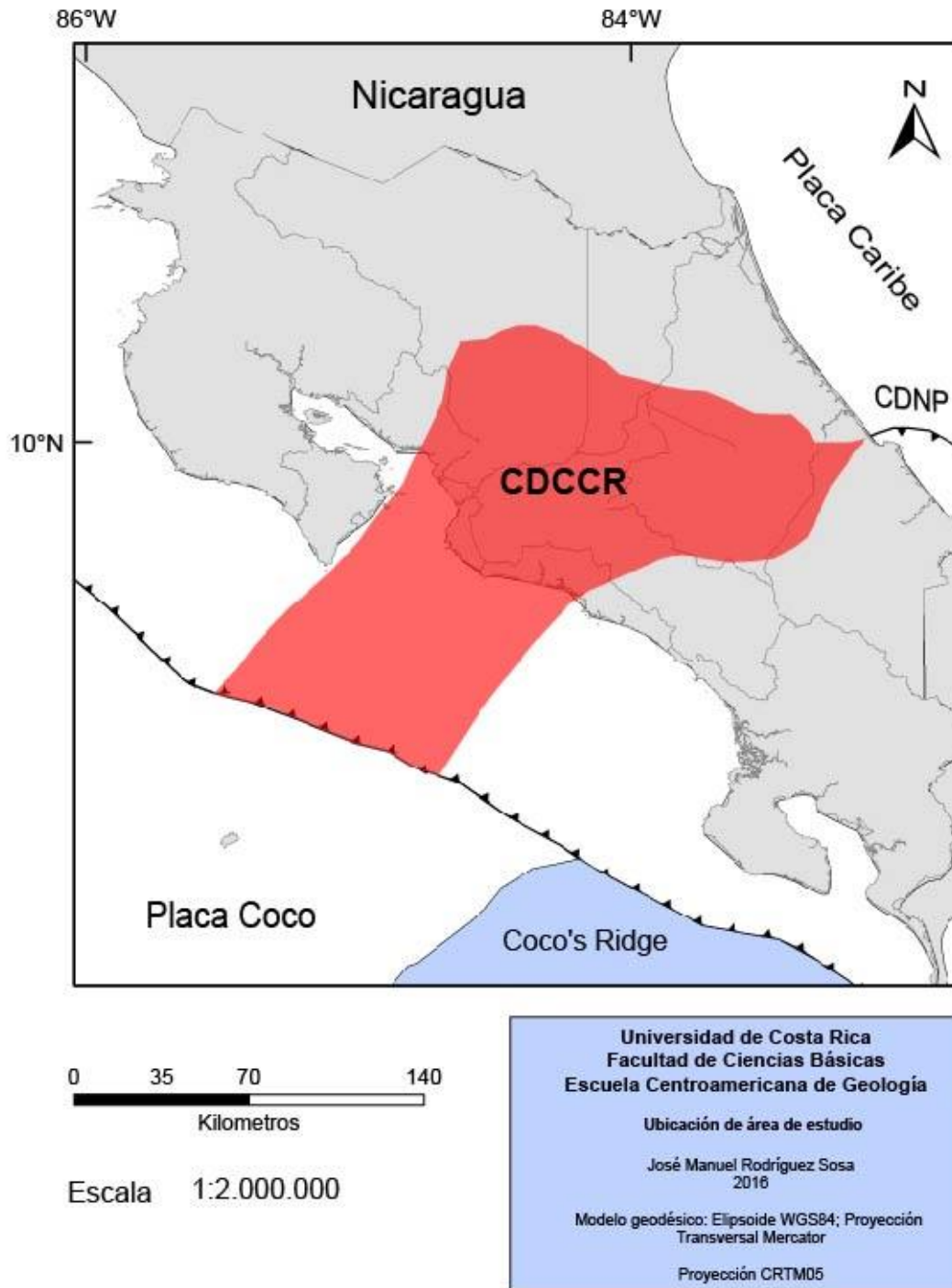


Figura 1: Área de trabajo (CDCCR), según la propuesta geográfica de Montero & Rojas (2014) para dicha estructura.

1.4 Metodología

En la primera fase se procedió a inventariar la totalidad de las fallas que componen el CDCCR -basados en la información existente- y que presentan una longitud igual o mayor a 10 km, considerando que son éstas las que pueden llegar a generar sismos mayores a $M_w \approx 6,0$. No obstante, algunas fallas con longitudes menores también fueron incluidas dentro de este estudio debido a su asociación con otras estructuras importantes (Carbonera, Ariete y Elia, Tivives y Bajamar, Camaronal, etc), sismicidad asociada (Río Azul o La Cangreja) o bien por su cercanía a centros con alta densidad de población (Escazú, Belo Horizonte, Aserrí y Patalillos).

Para lograr inventariar este conjunto de fallas se analizaron artículos científicos, informes internos de instituciones privadas y públicas, así como mapas cartográficos. A partir de dicha información, se procedió a crear un catálogo de fallas con sus características geométricas y sismológicas más importantes; en total fueron inventariadas 81 fallas.

Como es de esperar, existen diferencias significativas entre varios autores sobre la traza y ubicación de la falla. En tales casos, se presentan las propuestas más relevantes y actuales para estas fallas, de igual manera, el cálculo del potencial sísmico también fue realizado para los diferentes casos.

Seguidamente, se procedió a digitalizar la traza de las fallas con ayuda de un sistema de información geográfico (SIG) con el objetivo de generar un mapa homogenizado y actualizado de las principales estructuras neotectónicas del CDCCR, a partir del cual se midió la longitud individual de cada una.

Antes de continuar con el cálculo del potencial sísmico, se analizaron diferentes estudios con el fin de evaluar cuáles eran las variables que intervienen en la estimación del potencial sísmico y determinar, a partir de las características del CDCCR y sus diversos tipos de fallas, cuales corresponden con las relaciones más apropiadas para aproximar el potencial sísmico.

Fueron seleccionados 10 estudios diferentes (Cuadro 1, Capítulo 2) y algunos de los criterios más relevantes a tomar en consideración fueron:

- 1- La región geográfica que abarca el estudio y el régimen tectónico imperante.
- 2- El tipo de regresión empleada.
- 3- El tipo de parámetro utilizado.
- 4- Naturaleza del dato empleado (sismológico o superficial).
- 5- Tipo de dato (instrumental o pre-instrumental).
- 6- El tamaño de la base de datos.

Tras una primera fase de selección, fueron estudiadas alrededor de 37 relaciones (Cuadro 7, Capítulo 2) de los 10 estudios analizados. Además, fue necesario estudiar los diferentes parámetros de ruptura que pueden ser utilizados en tales relaciones; las fuentes de error en la determinación de dichos parámetros también fueron evaluadas a fin de determinar cuáles parámetros son más aptos para la estimación del potencial sísmico. Las propiedades estadísticas de las diversas relaciones también fueron tomadas en cuenta, en especial el coeficiente de correlación (r) y la desviación estándar (s), a fin de elegir aquellas relaciones cuya correlación entre los parámetros es alta y cuya dispersión de los datos es baja.

Con base en lo anterior, fueron seleccionadas las principales relaciones que posteriormente son utilizadas en el cálculo del potencial sísmico de las fallas del CDCCR seleccionadas en este estudio.

Finalmente, se desarrolló una aplicación de escritorio sencilla que permitirá calcular el potencial sísmico de acorde a un parámetro de ruptura definido por el usuario; el mismo también podrá elegir el tipo de regresión que desee emplear en la estimación. Esta aplicación facilitará al usuario realizar los cálculos de manera rápida y sencilla, siendo un complemento adicional al presente trabajo.

1.5 Marco teórico

1.5.1 Generalidades

El potencial sísmico de una falla activa corresponde con el sismo máximo posible para una falla individual. Este parámetro es uno de los más importantes a tomar en cuenta para el cálculo de la amenaza sísmica de una determinada área. Es oportuno aclarar otros términos que pueden estar relacionados con el potencial sísmico, como son peligrosidad sísmica y amenaza sísmica, los cuales pueden ser considerados como sinónimos, sin embargo, en Latinoamérica comúnmente se utiliza la expresión “amenaza sísmica”, mientras que los autores españoles prefieren emplear el término “peligrosidad sísmica”. Ahora bien, según García (2005), amenaza sísmica es definida como la probabilidad o posibilidad de que ocurra un terremoto de cierta magnitud en un determinado lugar. Por otro lado, el CSN (2008) la describe como “la probabilidad de que se iguale o supere un determinado nivel de movimiento del terreno, como resultado de la acción de terremotos en el área de influencia, durante un período de tiempo especificado...” como se observa, ambas definiciones poseen un carácter probabilístico.

Otra definición de importancia corresponde con “Riesgo Sísmico”, según García (2005), representa la probabilidad de que la ocurrencia de un terremoto genere pérdidas humanas y económicas, y puede ser expresado de manera sintética como:

$$\text{RIESGO} = \text{AMENAZA} \times \text{EXPOSICION} \times \text{VULNERABILIDAD}$$

Donde la *Exposición* contempla el número y el valor de los elementos que están amenazados por el peligro sísmico, mientras que la *Vulnerabilidad* es relacionada con la capacidad de estos elementos para resistir directa o indirectamente la acción sísmica.

1.5.2 Metodologías para estimar la amenaza sísmica

En términos generales, existen dos metodologías para la determinación de la amenaza sísmica: el Método Determinístico y el Método Probabilístico. En el primer caso, García (2005) especifica que su fin es determinar los parámetros del movimiento del terreno (aceleración pico, por ejemplo) más desfavorables que podrían afectar determinada región,

considerando un escenario donde se dé la ocurrencia del mayor terremoto del que se tenga conocimiento.

Por otro lado, el Método Probabilístico se enfoca en la modelización estadística de la ocurrencia temporal de terremotos, de sus tamaños, y de la atenuación del movimiento del suelo, con el objeto final de determinar la probabilidad de excedencia de determinados niveles del movimiento del suelo. Ambas metodologías son, de una manera u otra, dependientes del potencial sísmico de las fallas estudiadas.

La elección de uno u otro método dependerá del fin del estudio, el investigador, la escala de trabajo, la información disponible, etc. No obstante, en ambos casos existe limitantes; en el Método Determinístico resalta la ausencia de la probabilidad de ocurrencia del evento planteado para el escenario sísmico, mientras que el Método Probabilístico, a pesar de ser más aceptado en la actualidad, no proporciona un sismo de diseño. Por tal motivo, CSN (2008) menciona que al presente se han propuestos técnicas de evaluación para amenaza sísmica donde se combina la metodología probabilística con aspectos deterministas, a fin de solventar las deficiencias que presentan ambos métodos.

1.5.3 Determinación del potencial sísmico

Como se mencionó con antelación, ya sea que se utilice el método probabilístico o el determinístico, es necesario conocer o evaluar el potencial sísmico de cada una de las fuentes sísmicas consideradas en el análisis.

Es probable que el terremoto máximo posible asociado con una determinada falla geológica o fuente sismogénica no haya ocurrido durante el periodo instrumental, por lo que es común que sea evaluado mediante estimaciones de los parámetros de ruptura de la falla, los cuales a su vez están relacionados con la magnitud del terremoto. Para ello se emplean una serie de ecuaciones empíricas derivadas a partir de regresiones estadísticas; entre las más importantes se pueden mencionar: Bonilla *et al.* (1984), Wells & Coppersmith (1994), Anderson *et al.* (1996), Ambraseys & Jackson (1998), Stirling *et al.* (2002), Papazachos *et al.* (2004), Dowrick & Rhoades (2004), Pavlides & Caputo (2004), Öztürk (2014), entre otros.

Ahora bien, la mayoría de las regresiones están limitadas por un conjunto de factores que, eventualmente, determinan cuales regresiones son más adecuadas para cierto tipo de estudio. La naturaleza de estos factores es muy variada, abarca desde aspectos estadísticos, geológicos, tectónicos e incluso afecta el cómo fueron determinados y/o medidos los parámetros de ruptura de la falla.

Algunos autores, como por ejemplo Bonilla *et al.* (1984) o Wells & Coppersmith (1994), reconocen que existen diversas fuentes de error a la hora de determinar los parámetros de ruptura por lo cual al desarrollar una base de datos muchos eventos son descartados con el objetivo de reducir la probabilidad de incorporar mediciones poco fiables en las regresiones. De igual manera, la identificación de dichas fuentes de error supone un importante paso previo al cálculo del potencial sísmico ya que éste no sólo depende de la fiabilidad de la relación empleada sino también de la fidelidad del parámetro de ruptura que el investigador desee utilizar en la estimación.

1.5.4 Java como lenguaje de programación

La automatización de la información ha venido a solventar infinidad de problemas de diversa índole y, además, ha generado una importante optimización del tiempo dado que se ejecutan mayor cantidad de tareas en un menor período. Los lenguajes de programación como tal son intermediarios que permiten a un programador interactuar con un computador e indicarle que debe hacer; existen multitud de lenguajes de programación, así como diferentes enfoques (programación de aplicaciones de escritorio, programación web, programación para dispositivos móviles, base de datos, entre otros).

El lenguaje utilizado en el presente trabajo se denomina Java y el programa fue desarrollado con la ayuda de un entorno de programación (NetBeans). Java está basado en el concepto de “programación orientada a objetos” la cual, según Mohn (2015), por presentar paquetes de códigos que pueden ser considerados como objetos; una de las principales ventajas que ofrece esta modalidad de programación es la reutilización de esos paquetes de códigos entre diferentes programas, generando un ahorro de tiempo en programación y evitando que los errores en el código se vuelvan comunes. Mironova *et al.* (2015) menciona que, en

esencia, este tipo de programación describe las propiedades y comportamiento de entidades reales y abstractas por medio de objetos de software.

1.6 Antecedentes

En Costa Rica, la mayoría de los estudios que contemplan el potencial sísmico de las fallas se observan a un nivel muy local, enfocados principalmente en la determinación del peligro sísmico en proyectos de gran envergadura; como, por ejemplo, los proyectos hidroeléctricos del ICE (P.H.). Este tipo de proyecto genera numerosos estudios dirigidos hacia la estimación de la amenaza sísmica, por citar algunos: Alvarado (2005), Boschini (1989), Climent *et al.* (2001), Climent *et al.* (2006). No obstante, otros trabajos, como Arroyo (2001) y Linkimer (2002), presentan cálculos de potencial sísmico en áreas de estudio más amplias.

A continuación, se mencionarán brevemente los aspectos más relevantes de algunos estudios a diferentes niveles de escala.

1.6.1 Estudios específicos

Alvarado (2005) realiza un estudio neotectónico en la zona sur enfocado principalmente en la falla Longitudinal de Costa Rica y en su posible amenaza sísmica hacia el P.H. Boruca-Veraguas. Estima que la misma presenta diversos tramos con potenciales sísmicos específicos; utilizando la metodología de Ambraseys & Jackson (1998), calcula dos magnitudes (M_s) relacionadas con dos parámetros inherentes de la falla: a) la longitud de determinado tramo de la misma, y b) el desplazamiento asociado a dicho sector de la falla.

Por su parte, Boschini (1989) elabora un estudio sobre la incidencia de las fuentes sísmicas en la región Caribe, en el que incluye una sección de amenaza sísmica enfocada en el P.H. Siquirres. En dicho apartado, la autora concluye que se podría esperar un evento inducido de magnitud máxima $M_s = 5,0$ a $6,0$ con una profundidad de 5 km y a unos 3 km de la presa.

Por otro lado, Climent *et al.* (2001), generaron un insumo para establecer la amenaza sísmica del P.H. Pirrís, utilizando la metodología determinista (ver Marco Teórico). Lograron inventariar un total de nueve fallas, de las cuales solo dos excedían los 15 km (fallas Delicias y Palo Seco), no obstante, realizaron nueve estimaciones de sismos máximos (potencial sísmico) siguiendo la metodología expuesta en Alvarado *et al.* (1998). Estos datos de potencial sísmico fueron de vital importancia para formular los escenarios sísmicos propuestos mediante el método determinista. Concluyen que la amenaza sísmica en la zona del P.H. Pirrís está controlada por la ocurrencia de un evento de magnitud intermedia ($M_w = 6,6$) con un foco superficial (menos de 15 km), asociado a la presencia de fallas locales.

Climent *et al.* (2006) elabora un trabajo direccionado en la amenaza sísmica del P.H. Toro 3, basados en los métodos probabilista y determinista, para cuya implementación fue necesario el cálculo del MDE (*Maximum Design Earthquake*), es decir, el sismo más grande que puede ser esperado de una determinada fuente sísmica. Los resultados para la metodología determinista plantean un escenario sísmico donde se da la ocurrencia de un evento de magnitud 7,5 en la falla San Miguel, el cual genera una aceleración horizontal pico en roca de 0,51 g. Mientras que, el método probabilista concluyó que existe la posibilidad de exceder un valor de 0,53 g (aceleración horizontal pico en roca) en unos 3000 años.

1.6.2 Estudios generales

Otras propuestas más regionales son las efectuadas por Arroyo (2001) y Linkimer (2003), enfocados en las zonas sureste y central del país, respectivamente. Ambas propuestas estimaron el potencial sísmico basados en las relaciones empíricas de Wells & Coppersmith (1994). En el caso de Arroyo (2001), su estudio estuvo enfocado en la estimación de la amenaza sísmica sobre el Proyecto Hidroeléctrico Boruca. Para las estimaciones del potencial sísmico de las fallas ubicadas en la zona, utilizó las relaciones entre la magnitud momento (M_w) y la longitud de la falla (y lineamientos).

Por otro lado, Linkimer (2003) basó su estudio en la neotectónica del extremo oriental del CDCCR, donde conjuntamente estimó el potencial sísmico para algunas de las fallas definidas en su trabajo. Este autor, además de emplear las relaciones entre la magnitud momento y la longitud de la falla, también empleó la relación entre la magnitud momento y el área de ruptura (asumidas con una geometría cuadrangular) para fallas con longitudes menores a 15 km. Para este estudio el autor realizó 42 estimaciones de potencial sísmico.

Otra publicación que comprende la ciudad de Turrialba, fue el realizado por RAPCA & CBNDR (2000); consideran que la amenaza sísmica del área está restringida a la ocurrencia de sismos de magnitud menor a 6,5, colocando a las fallas Atirro y Pacuare como las más importantes. Sin embargo, no abundan sobre el tema, puesto que el documento está enfocado en la identificación preliminar de amenazas diversas (volcánica, hidrogeológica, lahares, etc), estudiando cada aspecto de manera general.

Más recientemente, Salazar (2011) efectúa algunas estimaciones de potencial sísmico, basado en las relaciones empíricas de Wells & Coppersmith (1994); elementos que luego utiliza como parte de un estudio de amenaza sísmica dentro de la provincia de Cartago. En total, estudia unas 14 fallas para determinar su potencial sísmico; algunas de las cuales (Atirro, Turrialba, Azul, Tucurrique, entre otras) ya habían sido estudiadas con antelación por Linkimer (2003).

1.6.3 Otros estudios relevantes fuera del CDCCR

Ahora bien, en la zona noroeste del país, destacan publicaciones como Protti *et al.* (2001) y González & Protti (2005), los cuales evalúan el potencial sísmico de la zona sismogénica interplaca, lo que estos autores denominan la “brecha sísmica de Nicoya” y donde afirman que basados en un área de ruptura y en la energía sísmica acumulada, tal estructura presenta un potencial para generar sismos de 7,3 a 8,1. En el 2012, esta zona fue escenario de un sismo de 7,6 (Protti *et al.*, 2013).

Continuando con la región noroeste, específicamente en la ciudad de Cañas, Climent *et al.* (2003) abordan el tema de amenaza sísmica, utilizando el método “determinístico” dentro

del cual confeccionan dos escenarios sísmicos para determinar la amenaza sísmica de la zona estudiada; a) un terremoto de magnitud 7,7 en la península de Nicoya y asociado a la subducción, el cual generaría una sacudida sísmica de grado VIII en la escala Mercalli Modificada, y b) un evento de magnitud 6,5 en la falla Chiripa o la Cote-Arenal, provocando una intensidad de grado VII a VIII.

1.6.4 Estudios a nivel internacional

Existen, además, diversas publicaciones a nivel centroamericano; por ejemplo, Montero *et al.* (1997) generan varios mapas de amenaza sísmica utilizando la metodología probabilista para diferentes periodos de retorno. Destaca el mapa de amenaza sísmica para un periodo de retorno de 500 años, en donde el Pacífico Central y Sur del país corresponden con las zonas de mayor amenaza sísmica, las cuales podrían exceder aceleraciones sísmicas de 400 gales. No obstante, los autores hacen la salvedad de que las estimaciones sísmicas fueron efectuadas con base en los datos de la Red Sísmica Mundial, y no incluyeron datos de las redes locales, motivo por el cual los mapas obtenidos podrían no ser completamente representativos de la realidad tectónica local de cada país.

Benito *et al.* (2009), también elaboran un estudio de amenaza sísmica en la región centroamericana. Este estudio comprende una visión generalizada del istmo centroamericano y algunos estudios a nivel nacional, como en el caso de Guatemala u Honduras. Dentro de la serie de mapas generados, resalta un mapa de amenaza sísmica para América Central en términos de *Peak Ground Acceleration* (PGA) con un periodo de retorno de 500 años, el cual, al igual que el efectuado por Montero *et al.* (1997), presenta los sectores Pacífico Central y Zona Sur como las áreas expuestas a mayor peligro sísmico, con una probabilidad de sufrir una aceleración sísmica de 551 a 625 gales, en los próximos 500 años.

Finalmente, a nivel internacional son relativamente comunes los trabajos enfocados en este campo, donde países como España destacan con estudios que cubren extensas áreas. Por ejemplo, García (2005) elaboró un detallado análisis de la amenaza sísmica en el sureste de

España. El autor resalta que este tipo de estudios presentan dos vertientes: la científica y la práctica. En el primer caso interesa develar la relación que existe entre la ocurrencia de sismos y el tamaño de éstos con una estructura tectónica existente y, en el segundo caso, la finalidad es adaptar tal conocimiento a los requerimientos de una estimación de la amenaza sísmica que pueda ser empleada posteriormente en estudios de riesgo sísmico. Otros trabajos similares corresponden con Sanz de Galdeano (2003), Garcia (2007) o Rivas (2014), por mencionar algunos.

2. Potencial sísmico

En este capítulo se expondrán conceptos generales sobre la metodología del cálculo del potencial sísmico para una determinada fuente, se evaluarán los parámetros de ruptura más importantes en dicho cálculo, así como sus fuentes de error, posteriormente se discutirán cuáles son los factores que influyen en las diferentes metodologías de cálculo y, finalmente, se valorará cuál metodología es la más apropiada para la estimación del potencial sísmico.

2.1 Generalidades

El potencial sísmico es un atributo inherente de una falla específica, el cual representa una estimación del sismo máximo posible para dicha falla. Lograr estimar este valor es fundamental para evaluar la amenaza sísmica de un área específica, por ello numerosos estudios se han enfocado en diseñar ecuaciones empíricas a partir de regresiones estadísticas que permitan estimar el potencial sísmico de una falla a partir de diferentes parámetros de ruptura. Adicionalmente, estas relaciones también pueden ser aplicadas inversamente, es decir, a partir de una determinada magnitud asociada a una falla es posible estimar la longitud de la misma, el área de ruptura, su desplazamiento máximo o promedio, y otras variables más, permitiéndonos conocer con mayor detalle las características de la falla, así como las particularidades del evento sísmico. Cabe resaltar que, como bien lo indica Bungum (2007), existen otras metodologías para calcular el sismo

máximo esperado en una falla; por ejemplo, menciona que, con un buen historial sísmico, es posible estimar el sismo máximo sumándole 0,5 unidades de magnitud al terremoto más grande observado en el historial. No obstante, para ello se necesita un catálogo sísmico muy completo e incluso así no es un método eficiente cuando se evalúan fallas lentas, pues su sismo máximo puede no estar contemplado dentro del catálogo sísmico.

Una regresión corresponde con un modelo matemático capaz de estimar el valor de una variable basándonos en el valor de otras variables. A pesar de que existen numerosas regresiones capaces de relacionar la magnitud de un evento sísmico con los principales parámetros de ruptura asociados al mismo (p.e. Öztürk, 2014), el método más empleado corresponde con mínimos cuadrados (OLS, *Ordinary Least Square*). Frecuentemente, el resultado de una regresión lineal, utilizada para el objetivo deseado, es plasmado en una ecuación con la siguiente forma:

$$(Ecuación 1) Y = a + b * \text{Log}(X)$$

Donde a y b corresponden con constantes fijadas por la regresión, Y representa la magnitud (generalmente M_s o M_w) y X constituye uno de los parámetros de ruptura de un evento sísmico determinado. Menos frecuente es el cálculo de la ecuación inversa (Ecuación 2), sin embargo, está presente en ciertos estudios (Pavlidis & Caputo, 2004; Papazachos *et al.*, 2004; Dowrick & Rhoades, 2004).

$$(Ecuación 2) \text{Log}(X) = a + b * Y$$

Donde a y b siguen siendo constantes, mientras que X corresponde con uno de los parámetros de ruptura mientras que Y representa la magnitud.

Ocasionalmente, algunos estudios (p.e. Wells & Coppersmith, 1994; Stirling *et al.*, 2002) también realizan regresiones entre los diferentes parámetros de ruptura generando ecuaciones con la siguiente forma:

$$(Ecuación 3) \text{Log}(X_1) = a + b * \text{Log}(X_2)$$

Donde a y b permanecen como constantes mientras que X_1 y X_2 representan los parámetros de ruptura estudiados.

En general, la mayoría de estas regresiones relacionan el potencial sísmico con la longitud y área de ruptura de la falla durante un eventual sismo. No obstante, en numerosas ocasiones también puede llegar a ser estimado a partir de otros parámetros de ruptura, como se verá a continuación.

Cabe mencionar, además, que actualmente no existe una única relación empírica para el cálculo del potencial sísmico que sea mundialmente aceptada. Existen cuantiosos factores que limitan el uso de determinadas relaciones empíricas para ciertos tipos de falla, ambientes tectónicos, regiones geográficas, rangos de magnitud, entre otras, por lo cual es necesario tomar en cuenta estos elementos a la hora de utilizar una u otra relación empírica.

2.2 Parámetros de ruptura utilizados

Antes de comenzar a describir detalladamente los parámetros de ruptura es importante aclarar que estos pueden ser subdivididos en dos grupos, a) los parámetros de ruptura sismológicos o sub-superficiales y b) los parámetros de ruptura superficiales. La diferencia entre ambos grupos radica en que los primeros ocurren en el plano de falla (donde se da la ruptura) y son obtenidos a partir de estudios sismológicos (p.e. estudio de réplicas), mientras que los segundos se manifiestan a nivel superficial y son determinados por estudios geológicos y paleo-sismológicos. Técnicamente, es más fiable el empleo de parámetros sismológicos en las regresiones, por ello algunos autores basan sus estudios únicamente en el uso de estos parámetros (Papazachos *et al.*, 2004). Aun así, el uso de estos parámetros está limitado por el inicio de la era instrumental lo cual merma significativamente el número de datos disponibles para realizar una regresión; esto conlleva a que la mayoría de los autores utilicen parámetros superficiales para ampliar la gama de datos disponibles y generar regresiones más robustas y estables.

Ahora bien, estadísticamente hablando, las regresiones que utilizan la longitud de ruptura y el área de ruptura son las más fiables ya que presentan los coeficientes de correlación más altos y las menores desviaciones estándar (Bonilla *et al.*, 1984; Wells & Coppersmith, 1994; Ambraseys & Jackson, 1998; Dowrick & Rhoades, 2004; Pavlides & Caputo, 2004). Sin

embargo, otra serie de parámetros también han sido estudiados, aunque en menor proporción, en el campo del potencial sísmico. En el Cuadro 1 se presentan algunos de los estudios más relevantes, así como los parámetros de ruptura utilizados en cada caso. Dicho cuadro será también utilizado más adelante como una de las guías a la hora de evaluar la aplicación de estas regresiones.

Cuadro 1: Principales estudios sobre el cálculo del potencial sísmico y sus principales características.

| Estudio | Parámetros de ruptura | | | | | | | | | Características de la regresión | | | | | | | | | | |
|-------------------------------|-----------------------|---|---|------------------|---------------|-------------------|------------------|---|-------|---------------------------------|-------------------|------|----------------|---|-------------------|----------------------------|----------------|-------------------------------|------------------|---|
| | Sismológicos | | | | Superficiales | | | | Otros | Magnitud | Rango de magnitud | | Tipos de falla | Región geográfica | Tipo de regresión | Tamaño de la base de datos | | Tipo de información utilizada | | Régimen tectónico |
| | Lsub | W | A | d _{SUB} | Lsup | d _{PROM} | d _{MAX} | S | | | Mín. | Máx. | | | | Estudiados | Utilizados | Instru-mental | Preinstru-mental | |
| Bonilla <i>et al.</i> (1984) | | | x | | x | | x | | | Ms | 4,9 | 8,3 | N, I, SS | Mundial | OLS, WLS | 100 | 58 | 54 | 4 | Continental (foco moderado a superficial) |
| Wells & Coppersmith (1994) | x | x | x | | x | x | x | | | Mw | 4,5 | 8,1 | N, I, SS | Mundial | OLS | 421 | 244 | 238 | 6 | Interplaca (Continental) e Intraplaca (Continental), foco superficial (menor a 40 km) |
| Anderson <i>et al.</i> (1996) | | | | | x | | | x | | Mw | 5,8 | 8,2 | N, I, SS | Mundial (Mayoritariamente California) | SLS | - | 43 | 35 | 8 | Continental (foco superficial, 15-20 km) |
| Ambraseys & Jackson (1998) | | | | | x | | x | | | Ms | 5,5 | 7,9 | N, I, SS | Región del Mediterráneo y Medio Oriente | SO | 175 (150 fiables) | 62 (35 WC1994) | 62 | 0 | Continental |
| Stirling <i>et al.</i> (1998) | | | x | | x | | | x | | Mw | 5,1 | 8,1 | N, I, SS | Mundial y Nueva Zelanda | OLS* | - | 206 | 152 | 54 | Continental |
| Stirling <i>et al.</i> (2002) | | | x | | x | | | | | Mw | 4,5 | 8,8 | N, I, SS | Mundial y Nueva Zelanda | OLS | - | 389 | 305 | 84 | Continental |
| Dowrick & Rhoades (2004) | x | x | x | x | | | | | | Mw | 5,9 | 8,2 | N, I, SS | Nueva Zelanda | OLS | - | 29 | 26 | 3 | Intraplaca (continental y slab), Interplaca |

| Estudio | Parámetros de ruptura | | | | | | | | | Características de la regresión | | | | | | | | | | |
|--------------------------|-----------------------|---|---|------|---------------|-------|------|---|-------|---------------------------------|-------------------|------|----------------|-------------------|-------------------|----------------------------|------------|-------------------------------|-----------------|--------------------------|
| | Sismológicos | | | | Superficiales | | | | Otros | Magnitud | Rango de Magnitud | | Tipos de falla | Región Geográfica | Tipo de regresión | Tamaño de la base de datos | | Tipo de información utilizada | | Régimen tectónico |
| | Lsub | W | A | dSUB | Lsup | dPROM | dMAX | S | | | Mín. | Máx. | | | | Estudiados | Utilizados | Instu-mental | Preinstu-mental | |
| Pavlides & Caputo (2004) | | | | | x | | x | | GLF | Ms | 7,9 | 5,2 | N | Región del Egeo | OLS** | 60 | 36 | 27 | 9 | Continental (extensivo) |
| Papazachos et al. (2004) | x | x | x | x | | | | | | Mw | 9,3 | 5,8 | N, I, SS | Mundial | OLS | - | 265 | 265 | - | Continental y subducción |
| Öztürk (2014) | | | | | x | | | | | Ms | 8 | 5,5 | N, I, SS | Turquía | OLS, LSAD, O, R | - | 63 | 63 | - | Continental |

Tipos de falla N (normal), I (Inversa) y SS (desplazamiento de rumbo).

Tipos de regresión: OLS (Ordinary Least Square), WLS (Weight Least Square), SLS (Standart Least Square), SOR (Straightforward Orthogonal), LSAD (Least Sum of Absolute Deviations), O (Orthogonal), R (Robust).

*Los autores no especifican el tipo de regresión utilizada, sin embargo, se infiere que es OLS ya que su estudio es una comparación de regresiones en Nueva Zelanda y las desarrolladas por Wells & Coppersmith (1994).

**Los autores no especifican el tipo de regresión utilizada, no obstante, se infiere que es OLS ya que comparan sus resultados con Wells & Coppersmith (1994) y Ambraseys & Jackson (1998).

2.2.1 Longitud de ruptura

Este corresponde con el parámetro más utilizado principalmente por su disponibilidad y fácil obtención. Además, sus relaciones presentan buenos rasgos estadísticos en relación con las demás relaciones que contemplan otros parámetros.

La longitud de ruptura (L), como su nombre bien lo indica, es la dimensión longitudinal de la ruptura de una falla al momento del evento sísmico. Ahora bien, hay que aclarar que en gran parte de los estudios se consideran principalmente dos tipos, a) la longitud de ruptura superficial (L_{sup}), referida a la longitud de la ruptura en superficie y b) la longitud de ruptura sub-superficial (L_{sub}), correspondiendo con aquella que se da a nivel del plano de falla. Por lo general, los terremotos menores a magnitud 6,0 no generan rupturas superficiales (Bonilla *et al.*, 1984; Wells & Coppersmith, 1994) por lo que las relaciones que contemplan L_{sup} , como parámetro de cálculo, no son recomendadas para magnitudes menores a 6,0.

Existen, además, otras terminologías similares, pero más específicas, como por ejemplo la referida por Pavlides & Caputo (2004) con el nombre de Longitud de Falla Geológica (GFL *Geological Fault Length*) la cual definen como la longitud total para fallas neotectónicas que han mostrado actividad reciente. Si bien no es un parámetro común, aquí se considera importante mencionarlo ya que permitió a estos autores determinar que, por lo general, en el 50% de los terremotos que estudiaron la falla rompió casi en la totalidad de su longitud; además determinaron que las estructuras neotectónicas más largas tienden a segmentarse.

Con frecuencia, a la hora de estimar el potencial sísmico a partir de una ecuación empírica que relaciona magnitud con longitud de ruptura, el valor que se introduce es la longitud total de la falla medida a partir de mapas geológicos o información de campo, asumiendo que ésta corresponde con L_{sup} . Al aceptar esto, suponemos que la falla romperá en la totalidad de su longitud y que por ende la magnitud estimada será la máxima posible. A partir de esta premisa se basan la mayoría de las relaciones entre magnitud y longitud de ruptura, no obstante, es probable que esto lleve a una pequeña subestimación del potencial sísmico de las fallas si tomamos en cuenta que, según Wells & Coppersmith (1994), en la mayoría de los casos L_{sup} corresponde con el 75% de L_{sub} , por ello algunas relaciones, incluidas las de estos autores, contemplan L_{sub} como un parámetro para estimar el

potencial sísmico. Aun así, consideran que, a medida que la magnitud aumenta, L_{sup} se aproxima a L_{sub} siendo así más conveniente utilizar relaciones basadas en L_{sup} . Por su parte, Bonilla *et al.* (1984) mencionan que existe una gradación entre la expresión superficial (L_{sup}) y la ruptura sismogénica (L_{sub}) la cual es dependiente de la profundidad y dimensiones del evento, sin embargo, incluso para eventos superficiales afirman que, cuando las dimensiones de la ruptura son pequeñas, L_{sup} puede ser significativamente menor a L_{sub} . De cualquier manera, a lo largo de los años los diferentes estudios dentro de este campo han optado por utilizar L_{sup} en vez de L_{sub} , inclusive en los casos más actuales se ha mantenido esta tendencia (Öztürk, 2014).

2.2.2 Área de ruptura y ancho de ruptura

El ancho de ruptura (W) es la dimensión de la ruptura medida en profundidad sobre el plano de falla y es determinado, principalmente, por el estudio de réplicas o, de manera menos fiable, por la profundidad del hipocentro o el espesor de la zona sismogénica (Bonilla *et al.*, 1984; Wells & Coppersmith, 1994; Dowick & Rhoades, 2004; Papazachos *et al.*, 2004). Por otro lado, el área de ruptura (A) corresponde con las dimensiones cuadradas de la ruptura, es decir, el producto de L y W .

En cuanto a su fiabilidad como parámetro para desarrollar relaciones, técnicamente es muy confiable y puede concebir resultados ligeramente superiores a las relaciones de L_{sup} . Por ejemplo, en Wells & Coppersmith (1994), Stirling *et al.* (2002) y Dowrick & Rhoades (2004), son algunos de los estudios donde la relación de A es ligeramente superior a la relación de L_{sup} . Por otro lado, Bonilla *et al.* (1984) logran resultados similares para ambas relaciones, mientras que Papazachos *et al.* (2004) obtienen que la relación de L_{sup} es sutilmente superior a la relación de A . En cualquier caso, a pesar de que el área de ruptura pueda, teóricamente, ser más eficiente que la longitud de ruptura como parámetro para la estimación del potencial sísmico, muchos estudios restringen su uso por falta de datos ya que A corresponde con un parámetro sismológico y por ende se encuentra restringido a la era instrumental. Es por ello que Bonilla *et al.* (1984) consideran más oportuno utilizar la longitud de ruptura dado que, por ejemplo, dentro de su análisis lograron calcular sólo 21

áreas de ruptura de 48 eventos, mientras que para la mayoría de estos eventos la longitud de ruptura era bien conocida.

Wells & Coppersmith (1994) atestiguan que su uso puede tomar relevancia cuando se estudia una falla ciega, ya que no es posible emplear las relaciones de L_{sup} al no presentar expresión superficial, mientras que, estimada el área de la falla mediante un estudio de réplicas, A se convierte en el parámetro ideal para estudiar el potencial de dicha falla.

Otro aspecto importante a tomar en cuenta con respecto al área de ruptura es la “saturación” de este parámetro. Si bien la longitud de ruptura no está estructuralmente limitada, el ancho de ruptura sí depende del grosor de la zona sismogénica y del tipo de fallamiento. Dowrick & Rhoades (2004) aseguran que los eventos con magnitudes menores a 5,9 tienden, en promedio, a presentar rupturas cuadradas o circulares. A medida que aumenta la magnitud, L comienza a crecer al igual que W , sin embargo, W se “satura”, o deja de crecer, al romper la totalidad de la corteza mientras que L sigue aumentando su dimensión conforme se amplifica la magnitud, por ello se afirma que W está estructuralmente limitada (Bonilla *et al.*, 1984; Wells & Coppersmith, 1994; Haiyun & Xiixin, 2003; Dowrick & Rhoades, 2004; Papazachos *et al.*, 2004; Bungum, 2007; Somerville, 2014).

Según Haiyun & Xiixin (2003), en el caso de fallas de desplazamiento de rumbo, esta saturación ocurre alrededor de $M_w = 7,0$, es decir, por encima de esta magnitud W se mantiene constante y no aumenta. Sin embargo, esto varía según el espesor de la corteza; Somerville (2014) menciona que la saturación de W entre regiones continentales estables y regiones continentales tectónicamente activas varía dado que el espesor de la corteza en ambas regiones es diferente. En adición, Dowrick & Rhoades (2004) consideran que la saturación de W incluso se puede dar con terremotos de magnitud baja ($M_w = 6,5$) en caso de que la corteza presente sea delgada, como ocurre en la Zona Volcánica de Taupo en Nueva Zelanda (W está limitado a 10 km de espesor).

El otro factor que limita la saturación de W es el tipo de falla; aquellas que sean verticales (desplazamiento de rumbo) se saturarán más fácilmente ya que cortan la corteza transversalmente, mientras que las fallas inversas al estar inclinadas cortan oblicuamente

la corteza por lo que W puede ser mucho más grande (Haiyun & Xiabin, 2003; Papazachos *et al.*, 2004).

Como se discutirá más adelante, las relaciones tienen variaciones significativas a nivel regional siendo esta una de las razones por las cuales su uso debe estar limitado a ciertas regiones geográficas y tectónicas. Una de las variables que presenta mayor desviación es precisamente el área de ruptura (Dowrick & Rhoades, 2004).

Es importante mencionar que, para fallas de muy alto ángulo, Bonilla *et al.* (1984) indican que L_{sup} es dos o más veces W y representa adecuadamente el valor de L_{sub} , mientras que Bungum (2007) supone que $W = 2/3 L$ en el caso de terremotos grandes; lo cierto es que, las variaciones de W estarán íntimamente relacionadas con la región geográfica (espesor de la corteza).

2.2.3 Desplazamiento promedio y máximo

Corresponde con el desplazamiento que se da en el plano de falla durante un evento sísmico. Al igual que ocurre con la longitud de ruptura, al referirnos a desplazamiento puede ser un parámetro sismológico o superficial. Es oportuno destacar que este parámetro corresponde únicamente con el desplazamiento co-sísmico y no debe ser confundido o mezclado con desplazamientos post-sísmicos, ya que esto constituye una fuente de error común (Wells & Coppersmith, 1994).

En la literatura existen diferentes posiciones en cuanto al uso de este parámetro; la mayoría de los autores reportan los desplazamientos superficiales (Bonilla *et al.*, 1984; Wells & Coppersmith, 1994; Stirling *et al.*, 2002; Pavlides & Caputo, 2004), otros en cambio utilizan el parámetro sismológico (Papazachos *et al.*, 2004; Dowrick & Rhoades, 2004).

El desplazamiento subsuperficial (d_{SUP}), refiere al desplazamiento acaecido en el plano de falla durante el evento de ruptura; también es conocido como el desplazamiento principal. Por otro lado, el desplazamiento promedio (d_{PROM}) representa la suma de los valores de desplazamiento medidas a lo largo de la ruptura dividida entre el número de mediciones, mientras que el desplazamiento máximo (d_{MAX}) corresponde con el valor máximo del

desplazamiento a lo largo de la ruptura. Es recomendable realizar las mediciones sistemáticamente a lo largo de toda la longitud de ruptura, ya que es bien conocido que el desplazamiento varía a lo largo de la falla (Wells & Coppersmith, 1994; Kim & Sanderson, 2005). De no realizarse la medida a lo largo de la falla se puede estar omitiendo el valor máximo del desplazamiento, lo que a su vez también repercute en el valor que pueda tener el desplazamiento promedio.

Cabe mencionar que frecuentemente el desplazamiento máximo es observado cerca del centro de la traza de falla y que el mismo disminuye conforme se avanza hacia los puntos terminales de la falla (Kim & Sanderson, 2005). No obstante, Wells & Coppersmith (1994) hacen énfasis en la importancia de realizar las mediciones a lo largo de la falla y no solo en su sección central; especifican que los desplazamientos máximos horizontales y verticales comúnmente se encuentran en diferentes localizaciones a lo largo de la ruptura.

Otros parámetros más específicos también han sido determinados, por ejemplo, Pavlides & Caputo (2004) definen el MVD (*Maximum Vertical Displacement*), descrito como el desplazamiento vertical máximo en la superficie, ligado únicamente a fallas normales. En este caso en particular, la relación obtenida por Pavlides & Caputo (2004) es ligeramente superior a la generada para fallas normales por Wells & Coppersmith (1994).

Finalmente, el desplazamiento (promedio o máximo) como parámetro de ruptura a utilizar en relaciones no constituye uno de los más viables puesto que, como se verá más adelante, presenta múltiples errores de medición que conlleva a que un mismo evento presente infinidad de lecturas diferentes del mismo parámetro, como lo ejemplifica Pavlides & Caputo (2004). No obstante, si la fiabilidad de las mediciones es buena y certera se puede obtener una relación relativamente confiable.

2.2.4 Tasa de deslizamiento

Anderson *et al.* (1996) demostraron que la tasa de deslizamiento (S) es un parámetro realmente importante a tomar en cuenta para la estimación del potencial sísmico. Estos autores desarrollan, en primera instancia, una relación que solo involucra L_{sup} y

posteriormente introducen la tasa de deslizamiento para determinar si éste logra mejorar la relación. Observan una mejor estadística en la relación que involucra S (la desviación estándar mejora de 0,32 a 0,26) y, además, determinan que mientras más bajo es S mayor será la magnitud del evento manteniendo L constante.

Otros autores como Stirling *et al.* (1998) o Papazachos *et al.* (2004) también han hecho referencia a la importancia de la tasa de deslizamiento como parámetro en el cálculo del potencial sísmico, sin embargo, dentro de los trabajos aquí estudiados, sólo Anderson *et al.* (1996) lo introdujo en sus relaciones. La conclusión más significativa que se deriva de su estudio es que para cualquier falla dada, la diferencia entre un S bajo (0.01 mm/año) y uno alto (45 mm/año) puede repercutir en diferencias de 0,7 unidades de magnitud. La reducción de la magnitud con una alta tasa de deslizamiento es consistente con un modelo físico, en el cual, conforme aumente el tiempo transcurrido con respecto al último terremoto, los procesos geológicos incrementan la resistencia a ruptura de la falla.

Consiguiente con lo anterior, es un hecho que la inclusión de la tasa de deslizamiento en la estimación del potencial sísmico produce un resultado más acertado, sin embargo, este parámetro corresponde con uno de los menos conocidos y certeros para cada falla y, al igual que ocurre con d_{PROM} y d_{MAX} , su estimación tiene diferentes fuentes de error, así como diversas metodologías de estimación e interpretación. Prueba de ello es la reducida y limitada base de datos que emplea Anderson *et al.* (1996), en donde, si bien utiliza 43 terremotos, la mayoría de ellos están restringidos geográficamente a la costa occidental de Estados Unidos (California), debido a que el sistema de falla San Andrés representa uno de los más estudiados actualmente y por ello existen diversos datos disponibles.

Es posible deducir que una de las razones que explica la falta de relaciones que involucren la tasa de deslizamiento corresponde con la ausencia de datos respecto a dicho parámetro, así como el grado de incertidumbre que presenten los datos existentes. Ello no quiere decir que el uso de la relación realizada por Anderson *et al.* (1996) no sea conveniente, pero se debe tener en cuenta que si el valor de la tasa de deslizamiento es incierto es preferible utilizar relaciones que involucren otros parámetros; todo lo contrario, si el valor de la tasa

de deslizamiento es certero se puede lograr una mejora significativa en la estimación del potencial sísmico al utilizar la relación de Anderson *et al.* (1996).

2.2.5 Incertidumbre de los datos utilizados

Un último aspecto a tener en cuenta en la elección de los parámetros de ruptura es la incertidumbre de sus valores, los cuales a su vez pueden generar diferentes resultados en las relaciones. Por ejemplo, Stirling *et al.* (2002) elaboraron relaciones con datos pre-instrumentales (medianamente inciertos) e instrumentales (certeros), y obtuvieron que la relación pre-instrumental tiende a generar estimaciones de magnitud mayores que la relación instrumental, esto debido a que en los datos pre-instrumentales existe una tendencia a la sobreestimación de parámetros como $d_{\text{máx}}$ o L_{sup} . Es por ello que en la mayoría de las relaciones la base de datos a utilizar pasa por un proceso de selección a fin de evitar introducir valores inciertos o en caso de utilizarlos minimizar su porcentaje.

Sin embargo, algunos estudios contienen un porcentaje importante de información pre-instrumentales en su base de datos. Por ejemplo, el trabajo de Ambraseys & Jackson (1998) estudia una proporción de eventos pre-instrumentales muy alta (de 175 eventos solo 62 son instrumentales). La diferencia de fiabilidad entre los datos pre-instrumentales e instrumentales es notoria cuando los autores categorizan la información (ver Cuadro 2) según su calidad como **A**, **a**, **B** y **C**, donde **A** corresponde con información explícita de buena calidad, al igual que **a** pero en este caso implícita, y tanto **B** como **C** representan calidades mucho más bajas. Los porcentajes mostrados en el Cuadro 2 corresponden con la porción del total de eventos que representa cada categoría, así nótese, por ejemplo, que en **A** el porcentaje de eventos instrumentales corresponde con el 86% del total de los eventos instrumentales. Como resultado, Ambraseys & Jackson (1998), determinan que la información pre-instrumental es significativamente inferior con respecto a los datos instrumentales, por ello finalmente utilizan 62 eventos instrumentales para desarrollar su relación (ver Cuadro 1), siendo así una de las más confiables.

Cuadro 2: *Clasificación de los datos estudiados en la regresión de Ambraseys & Jackson (1998).*

| Categoría | Periodo pre-instrumental | Periodo Instrumental |
|-----------|--------------------------|----------------------|
| A | 31% | 86% |
| a | 40% | 8% |
| B | 15% | 6% |
| C | 14% | |

Tomando en cuenta esto, muchos autores prefieren restringir el uso de datos inciertos de la era pre-instrumental e incluso de la era instrumental, como en el caso de Wells & Coppersmith (1994) quienes descartan en su estudio el uso de eventos instrumentales pre-1940, otros sin embargo prefieren utilizarlos para ampliar la base de datos y así tener una regresión más robusta, como Stirling *et al.* (2002) quienes emplean esos mismos eventos (pre-1940) descartados por Wells & Coppersmith (1994).

En aras de una comprensión más amplia sobre este aspecto, trabajos como Bonilla *et al.* (1984) o Wells & Coppersmith (1994), especifican algunas de las fuentes de error más comunes en los principales parámetros. Ahora bien, hay que resaltar que dichas fuentes de error son referidas para parámetros superficiales y que, si bien su fin primordial es descartar datos inciertos para la elaboración de relaciones, también deben tomarse en cuenta a la hora de estimar el potencial sísmico, puesto que aun utilizando una relación adecuada el resultado puede ser erróneo si el parámetro utilizado para la estimación no es fiable.

2.2.5.1 Longitud de ruptura superficial (L_{sup})

A continuación, se presentan algunas de las principales fuentes de error referentes a este parámetro. Hay que tomar en cuenta que existen fenómenos externos que dificultan la identificación de la ruptura superficial, como por ejemplo los procesos de licuefacción, deslizamientos y otros productos de *ground shaking* (sacudida sísmica). Entre dichas fuentes de error destacan:

1. La inaccesibilidad al área dificulta la identificación de la traza. Por ejemplo, en el caso de fallas que alcanzan zonas montañosas inaccesibles o en el caso de fallas que se extienden a un medio subacuático.
2. La ausencia de rupturas superficiales. Como ya fue mencionado, no todos los eventos generan ruptura superficial; aproximadamente a partir de magnitud 6,0 en adelante es posible que se genere. Incluso con magnitudes mayores puede que no se presente ruptura superficial, puesto que otros factores como el plegamiento, absorción por el movimiento intergranular y fracturamiento distribuido impiden la completa manifestación de la ruptura superficial (Bonilla *et al.*, 1984).
3. Las áreas terminales de la ruptura no son examinadas. Esto reduce la longitud de la misma y puede ocurrir, además, que los puntos terminales estén oscurecidos por deslizamientos, grietas, vegetación, etc.
4. Discontinuidad en la traza de la ruptura. Esto puede conllevar a interpretar erróneamente que la traza de la ruptura termina en cierto punto, pero en realidad continúa y reaparece por fuera del área examinada.
5. Diferentes interpretaciones de la naturaleza y extensión de la ruptura. Es común que exista confusión entre ruptura primaria y secundaria, así como dificultad para asociar una ruptura particular a un terremoto específico si han ocurrido varios terremotos en esa zona.
6. Discrepancias entre diferentes longitudes reportadas por diferentes autores. Pueden existir diferencias notables en dependencia del grado de esfuerzo y detalle del trabajo de campo, el método de medición y longitud reportada en el texto vs longitud reportada en mapa.
7. El estudio tardío de la ruptura superficial. Es recomendable examinar la ruptura superficial dentro de un lapso de tiempo relativamente corto después del evento puesto que, tal como lo afirman Stirling *et al.* (2002), una vez que comienzan a actuar los procesos erosivos las evidencias de la ruptura (p.e. escarpes) inician su degradación dejando estructuras que subestiman la longitud de la ruptura. Es por

ello que Stirling *et al.* (2002) consideran que los eventos pre-instrumentales acarrearán una subestimación de la longitud de ruptura.

2.2.5.2 Desplazamiento superficial promedio y máximo (d_{PROM} y d_{MAX})

Al igual que ocurre con la longitud de ruptura, a la hora de determinar los desplazamientos superficiales generados en un evento sísmico es necesario que el estudio de los mismos se haga inmediatamente después de ocurrido el terremoto, ya que las estructuras pueden desgastarse y reportar desplazamientos menores y por otro lado se pueden generar deslizamientos post-sísmicos que alteren el valor primario del desplazamiento co-sísmico. De acuerdo con Wells & Coppersmith (1994), otras fuentes de errores o dificultades comunes son:

1. No se examina la traza entera de la ruptura, lo cual puede generar la omisión del desplazamiento máximo o en su defecto de los desplazamientos mínimos, repercutiendo en un aumento del desplazamiento promedio.
2. El desplazamiento puede estar distribuido a lo largo de múltiples brazos de la falla o bien disperso dentro de una zona de falla.
3. El desplazamiento máximo puede estar oscurecido por deslizamientos, vegetación, cuerpos de agua, etc. Eventualmente, en las fallas cercanas a la costa puede ocurrir que las mismas se prolonguen *offshore* y que el desplazamiento máximo se presente en este sector.
4. Efectos secundarios como la licuefacción no pueden ser diferenciados de los efectos tectónicos.
5. Obtención de medidas de desplazamiento sobre caracteres geomorfológicos desplazados por reiterados terremotos o por deslizamiento post-sísmico.
6. Altura del escarpe o componente vertical reportada como deslizamiento.
7. Errores inherentes por parte del investigador en la medición de deslizamiento.

2.2.5.3 Parámetros sismológicos (L_{sup} , W , A)

La metodología más común para determinar estos parámetros es el patrón espacial de las réplicas tempranas (aquellas ocurridas pocas horas a pocos días después del evento principal), ya que define la máxima extensión de la ruptura co-sísmica. Otras metodologías mencionadas por autores como Wells & Coppersmith (1994) o Dowrick & Rhoades (2004) involucran *Source Time Function* (Función de tiempo de la fuente), *dislocation modeling* (Modelo de dislocación), así como también procesos geodésicos.

Al menos en el caso del estudio de réplicas, Wells & Coppersmith (1994) afirman que la principal fuente de incertidumbre es la localización y profundidad de los hipocentros.

2.2.5.4 Magnitud

La magnitud también se puede considerar como un valor que puede, eventualmente, introducir incertidumbre en la generación de relaciones. Esto sucede cuando la magnitud reportada es diferente de la magnitud utilizada en la relación, por lo que es vital tener claro dentro de cuales rangos pueden operar las diferentes magnitudes.

En la mayoría de las relaciones utilizadas hasta la fecha las magnitudes más comunes corresponden con la magnitud momento (M_w) y la magnitud de onda superficial (M_s). Si bien la magnitud momento es considerada en la actualidad como la más apropiada, ya que representa una medida directa de la cantidad de energía radiada desde la fuente, mientras que las magnitudes tradicionales son una medida de la respuesta de un instrumento ante un terremoto, numerosas relaciones se basan en la magnitud de onda superficial (Bonilla *et al.*, 1984; Ambraseys & Jackson, 1998; Pavlides & Caputo, 2004; Öztürk, 2014).

Esta predilección por M_s está fundamentada principalmente por dos razones, a) M_s corresponde con la magnitud más reportada en los diferentes estudios (Öztürk, 2014) lo que permite una mayor correlación entre los mismos, y b) está demostrado que para un rango de magnitud aproximado entre 5,5 – 8,0 (Figura 2) M_s y M_w son muy similares (Kanamori, 1983); por su parte Boore & Joyner (1982) restringe de manera sutil este rango de magnitud a 6,0 – 7,5. Respaldando esto, Wells & Coppersmith (1994) no encuentran

diferencias entre M_w y M_s en su estudio (utilizando 244 terremotos) para un rango de 5,7 – 8,0 (Figura 3). En términos generales, M_s se satura cuando la magnitud es superior a 8,0 mientras que si la magnitud es inferior a 5,5 entonces M_s es ligeramente inferior a M_w .

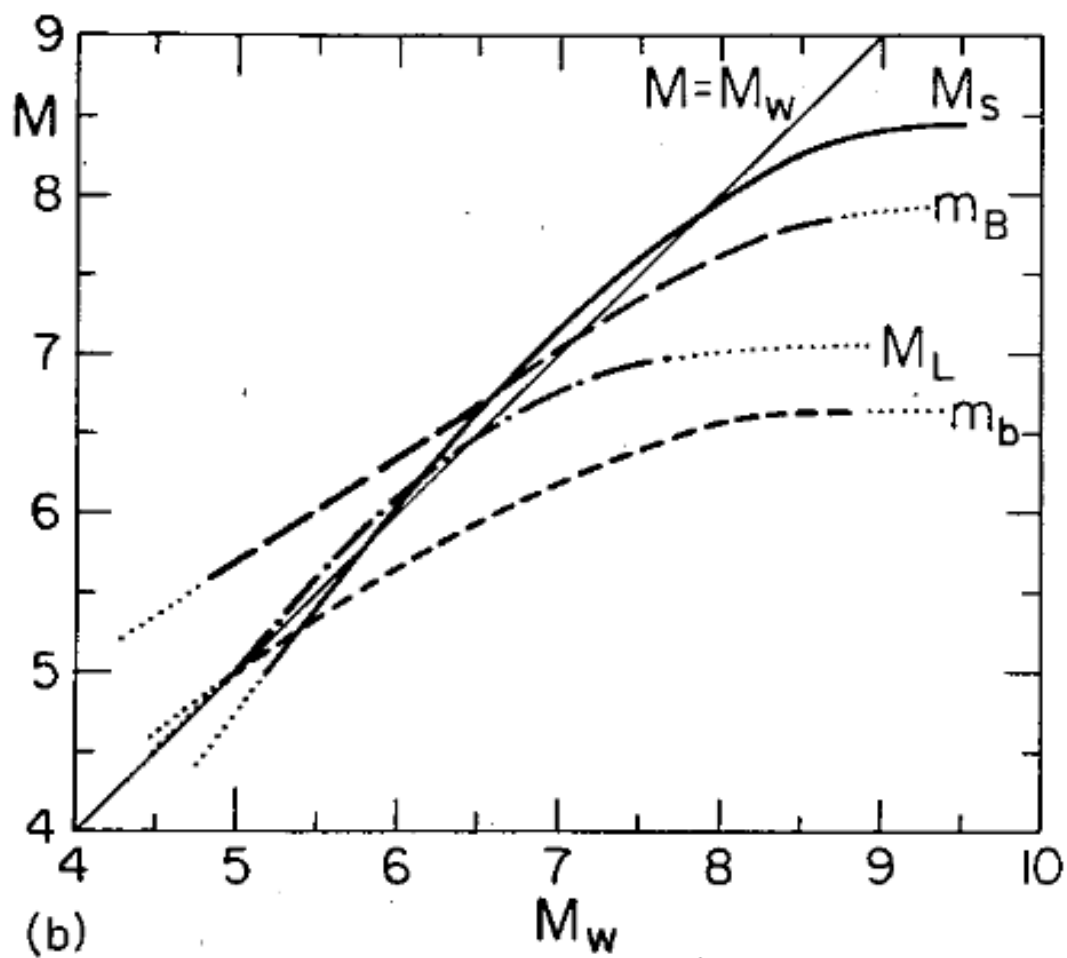


Figura 2: Relación entre las principales magnitudes empleadas, tomado de Kanamori (1983). Nótese que M_w y M_s son similares para el rango de 5,5 a 8,0.

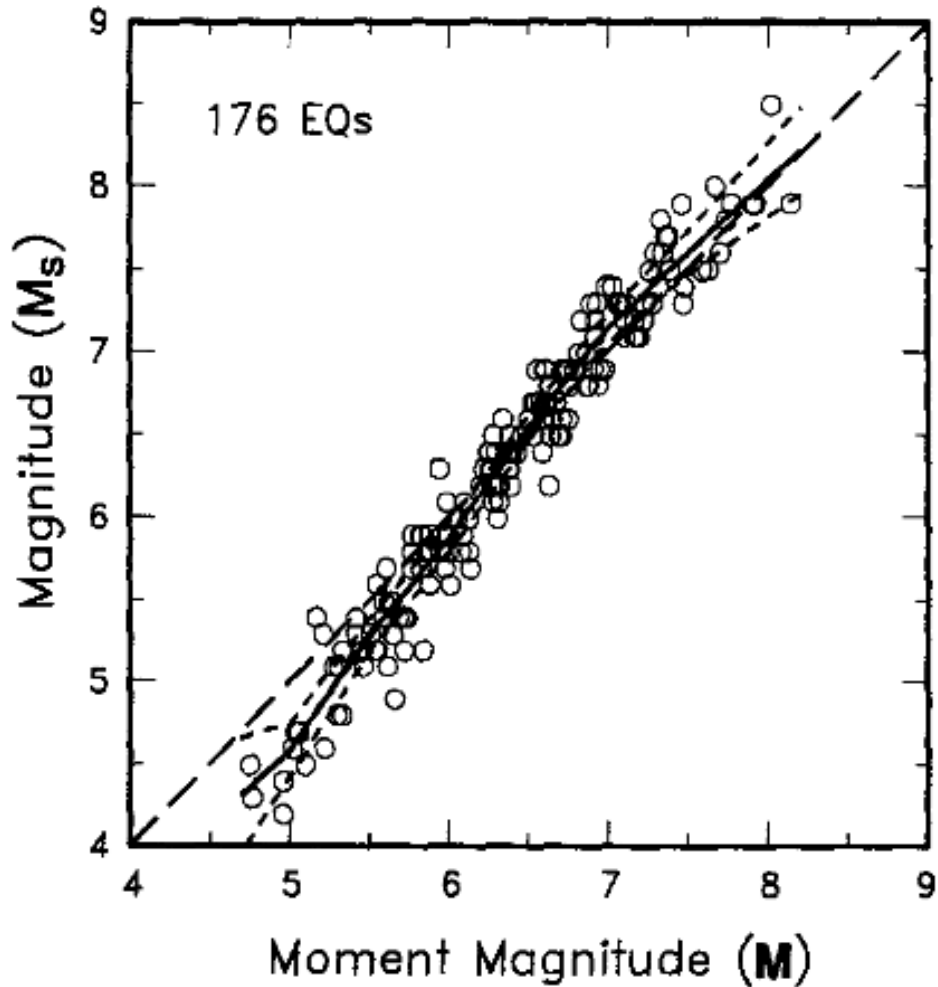


Figura 3: Relación entre Magnitud Momento (M) y Magnitud de Onda Superficial (M_s), según Wells & Coppersmith (1994), utilizando una base de datos con 244 terremotos alrededor del mundo. La línea punteada representa una relación hipotética entre las magnitudes de 1 a 1. Como se observa, M_w y M_s son similares para el intervalo aproximado de 5,7 a 8,0.

Observando el Cuadro 1 es notable que las relaciones estudiadas respetan adecuadamente el rango de magnitudes al utilizar M_s (Ambraseys & Jackson, 1998; Pavlides & Caputo, 2004; Öztürk, 2014), mientras que aquellos estudios que emplean M_w (notese Wells & Coppersmith, 1994; Stirling *et al.*, 2002; Papazachos *et al.*, 2004) no solo amplían su rango de magnitud (4,5 - 9,3) sino que además presentan bases de datos más amplias (hasta 389 eventos).

Es importante indicar que el uso de las relaciones debe estar limitado al rango de magnitud específico de cada relación (p.e. M_s 5,2 - 7,9 para Pavlides & Caputo, 2004); magnitudes estimadas más allá de dicho rango no tendrán la misma certeza que aquellas contenidas dentro del mismo.

2.3 Factores que afectan las relaciones

En primera instancia son los parámetros de ruptura de un evento, así como su fiabilidad y procedencia (datos pre-instrumentales o instrumentales) quienes condicionan la estabilidad y aplicación de una relación. Una vez superada la etapa de selección de los eventos a utilizar para el desarrollo de una relación se obtiene una base de datos de la cual dependerá, en gran proporción, el resultado de la relación generada, así como sus limitaciones de uso. Algunos de los elementos más relevantes e influyentes que definen la base de datos serán discutidos brevemente a continuación.

2.3.1 La completitud de la base de datos utilizada

Constituye uno de los aspectos más importantes en el cálculo de la relación, cuantos más eventos estudiados posea, y más fiables sean sus parámetros, más estable y certera será la relación generada.

Los estudios que poseen una mayor completitud en su base de datos corresponden con aquellos que son de tipo mundial (Wells & Coppersmith, 1994; Stirling *et al.*, 2002; Papazachos *et al.*, 2004), mientras que los estudios restringidos geográficamente (Dowrick & Rhoades, 2004), a un tipo de mecanismo (Pavlides & Caputo, 2004) o bien a un parámetro de ruptura específico (Anderson *et al.*, 1996), representan las relaciones con menor completitud, aunque existen excepciones (Ambraseys & Jackson, 1998).

En cuanto a la fiabilidad de los parámetros, es preferible la utilización de relaciones que presenten menores eventos pre-instrumentales ya que, como se discutió anteriormente, para estos eventos puede existir una subestimación o bien una sobreestimación de ciertos parámetros de ruptura. Referente a ello, se puede observar que las relaciones restringidas

a regiones geográficas usan parámetros pre-instrumentales con el objetivo de ampliar su base de datos (Ambraseys & Jackson, 1998; Stirling *et al.*, 1998), no obstante, existen excepciones (Öztürk, 2014). Contrario a esto, la mayoría de las relaciones mundiales, al disponer de más eventos, optan por excluir, en gran parte, los eventos pre-instrumentales, e incluso, si la fiabilidad de los parámetros no es idónea, pueden llegar a descartar eventos instrumentales (Wells & Coppersmith, 1994).

2.3.2 Restricción a mecanismo específico y a una región geográfica

En ocasiones las relaciones están subdivididas para diferentes tipos de mecanismos, así como también para diferentes tipos de parámetros, no obstante, ciertos estudios se enfocan en un tipo de mecanismo específico (Pavlidis & Caputo, 2004) o bien en un parámetro de ruptura (Anderson *et al.*, 1998; Öztürk, 2014). Esto conlleva a leves mejorías estadísticas; por ejemplo, la relación de Wells & Coppersmith (1998) para fallas normales presenta un coeficiente de correlación de 0,82 utilizando 15 eventos, mientras que la de Pavlidis & Caputo (2004), que constituye un estudio específico para fallas normales, presenta un coeficiente de correlación de 0,84 pero utiliza 36 eventos para su cálculo, por lo que esta leve mejoría estadística puede deberse a 1) la utilización de más eventos o 2) la relación entre los eventos, ya que en el primer caso hablamos de una relación de tipo mundial (diferentes ambientes tectónicos y espesores de corteza que influyen en las características de los eventos) mientras que el segundo estudio se limita a la Región del Egeo donde la mayoría de los eventos responden a un régimen extensional específico, por lo cual presentan características similares y una relación más estrecha.

Por otro lado, es importante evaluar la conveniencia del uso de una relación para todo tipo de falla (desplazamiento de rumbo, normal e inversa) o bien para un tipo de mecanismo específico. En términos generales, los diversos estudios presentan una única ecuación para todo tipo de mecanismo, ya sea porque no disponen de eventos suficientes para hacer la diferenciación entre los diferentes tipos de falla (Bonilla *et al.*, 1984; Ambraseys & Jackson, 1998) o bien porque consideran que la influencia del tipo de mecanismo no mejora significativamente la estimación de la magnitud del evento (Anderson *et al.*, 1996; Dowrick

& Rhoades, 2004), sin embargo, ciertos trabajos, cuya base de datos es más abundante (Wells & Coppersmith, 1994; Papazachos *et al.*, 2004), logran calcular relaciones específicas según el tipo de falla, mostrando una leve mejoría al compararlas con las relaciones que engloban todos los tipos de falla. Así, por ejemplo, si se pretende estimar el potencial sísmico de una falla inversa a partir de su longitud, en Wells & Coppersmith (1994) se observa que el uso de la relación para falla inversa es más apropiado que el uso de la relación para todo tipo de falla. No obstante, cuando los parámetros de ruptura a utilizar en la estimación son los desplazamientos (ya sea máximo o promedio) el panorama cambia, es mucho más fiable estimar el potencial utilizando la relación para todo tipo de falla en vez de la relación para falla inversa, dado que esta última presenta una elevada desviación estándar.

Por otro lado, en las últimas décadas ha existido un importante debate sobre la posible influencia o no en las relaciones cuando las mismas se encuentran restringidas a una región geográfica. Desde relaciones tempranas como Bonilla *et al.* (1984) se ha hecho notar una variación importante entre las relaciones de diferentes regiones geográficas; estos autores plantean que las discrepancias pueden deberse a la variación de los valores de atenuación de las ondas sísmicas en las diversas regiones.

Otros autores han resaltado grandes diferencias entre regiones geográficas, como en el caso de Stirling *et al.* (1998 y 2002), quienes evalúan las relaciones de Wells & Coppersmith (1994) y las comparan con sus relaciones para Nueva Zelanda, encontrando que, para una misma longitud de ruptura, las magnitudes estimadas por Wells & Coppersmith (1994) subestiman (hasta en 0,5 unidades de magnitud) las magnitudes estimadas por las relaciones de Stirling *et al.* (1998 y 2002). En primera instancia, es aparente que las discrepancias tienen un carácter geográfico, sin embargo, al estudiar las bases de datos de los tres estudios se observa que existe un gran uso de datos pre-instrumentales en Stirling *et al.* (1998 y 2002), cerca de un tercio de sus datos son de este tipo, mientras que en Wells & Coppersmith (1994) los datos pre-instrumentales solo representan el 2.4% de su base de datos. Notando esto, Stirling *et al.* (1998), aseguran que en los eventos pre-instrumentales se tiende a sobrestimar la magnitud y el desplazamiento co-sísmico, por lo que la

introducción de estos datos en la relación conlleva a una sobreestimación de la magnitud; responsabilizan de esta manera a la inclusión de datos pre-instrumentales como la causante de las discrepancias entre las relaciones de Wells & Coppersmith (1998) y las desarrolladas por ellos mismos para Nueva Zelanda.

Consecuentemente, Stirling *et al.* (2002) reafirman lo anterior y, además, a partir de una serie de análisis entre relaciones pre-instrumentales, instrumentales e instrumentales con censura, logran determinar que existe una diferencia de escala entre los terremotos grandes y los pequeños. La base física de tal divergencia reside en que los pequeños terremotos no rompen la capa sismogénica completamente y son capaces de propagarse en todas las direcciones sobre el plano de falla, mientras que los grandes terremotos están controlados por la capa sismogénica y por ello se propagan solo en dirección horizontal. Ahora bien, tomando como referencia esta suposición, es claro que existen diferencias entre las relaciones de diferentes regiones que no solo se deben a la selección de datos pre-instrumentales o instrumentales sino también a la restricción estructural, o saturación de W , que presente cada región (espesor de su corteza). Respaldando lo anterior, se observa en Dowrick & Rhoades (2004) que el área de ruptura corresponde con el parámetro que más varía según la región geográfica, puesto que depende del espesor de la corteza de dicha región; Bungum (2007) también infiere conclusiones similares. Así, Dowrick & Rhoades (2004), utilizaron los datos de Hanks & Bakun (2002), en conjunto con su base de datos, para estudiar cuatro regiones geográficas (Nueva Zelanda, California, China y Japón) concluyendo que, efectivamente, existen diferencias notables entre algunas relaciones generadas para cada región, mientras que otras muestran similitudes. Por ejemplo, indican que las relaciones obtenidas para California y China son similares, aspecto que previamente Bonilla *et al.* (1984) habían hecho notar al comparar los valores de atenuación de las ondas sísmicas en ambas regiones.

Es oportuno mencionar que, si bien es clara la presencia de discrepancias entre regiones geográficas, no lo es así en el caso del régimen tectónico, en donde las relaciones para regímenes extensionales y compresivos no exhiben diferencias significativas (Wells & Coppersmith, 1994).

2.4 Evaluación de las relaciones

Tomando en cuenta lo discutido en las secciones anteriores, es posible discernir entre las diferentes aplicaciones para las relaciones aquí evaluadas, con el objetivo de optimizar la estimación del potencial sísmico según la falla a evaluar y la información disponible sobre la misma.

Las relaciones que serán evaluadas son las mismas que aparecen en el Cuadro 1: Bonilla *et al.* (1984), Wells & Coppersmith (1994), Anderson *et al.* (1996), Ambraseys & Jackson (1998), Stirling *et al.* (1998), Stirling *et al.* (2002), Dowrick & Rhoades (2004), Papazachos *et al.* (2004), Pavlides & Caputo (2004) y Öztürk (2014). A pesar de que existen muchas relaciones estas han sido escogidas por presentar un conjunto de características que permiten hacer comparaciones entre ellas a fin de discriminar cuál es más idónea para cada caso en específico. Algunas de estas características también vienen enunciadas en el Cuadro 1 (rango de magnitud, tipo de falla, región geográfica, tipo de regresión, tamaño de la base de datos, por mencionar algunas), otras vienen referidas en diferentes cuadros resumen presentes en esta sección.

La evaluación de las relaciones ha sido subdividida según el tipo de mecanismo (todo tipo de falla, desplazamiento de rumbo, normales, inversas y subducción) y el tipo de parámetro de ruptura disponible para estimar el potencial sísmico.

La elección entre una relación para todo tipo de falla y una para un mecanismo específico dependerá de las características estadísticas de las relaciones y del número de eventos estudiados para su desarrollo; si ambas relaciones presentan coeficientes de correlación o desviaciones estándar similares es conveniente utilizar la relación específica para cierto tipo de falla, en caso contrario se recomienda utilizar la relación para todo tipo de falla.

2.4.1 Relaciones para todo tipo de falla

Las primeras relaciones evaluadas son aquellas que han sido desarrolladas para estimar el potencial sísmico de cualquier tipo de falla, indistintamente de su mecanismo o régimen tectónico, ya que la mayoría de las relaciones están enfocadas para este tipo de aplicación.

Como bien lo indica Bonilla *et al.* (1984) o Ambraseys & Jackson (1998), el desarrollo de relaciones específicas para cada tipo de falla requiere de una cantidad de datos importantes que permitan la elaboración de una relación estadísticamente confiable.

El Cuadro 3 encasilla las relaciones estudiadas, estima el potencial sísmico para cada parámetro en específico según un valor preestablecido, por ejemplo 15, 30 y 50 km para L_{sup} , y, además, muestra el número de eventos utilizados para el desarrollo de la relación, la región geográfica, la desviación estándar (s) y coeficiente de correlación (r).

Cuadro 3: Evaluación de las relaciones para todo tipo de falla.

| Relaciones para todo tipo de falla (All type) | | | | | | | |
|---|---------|---------|---------|---------|--------------------------|------|------|
| L _{sup} | | | | | | | |
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| B 1984 | 6,9 | 7,1 | 7,2 | 45 | Mundial | 0,3 | 0,43 |
| S 1988 | 6,7 | 6,9 | 7,1 | 206 | Mundial (+Nueva Zelanda) | 0,31 | - |
| S 2002 | 6,6 | 6,9 | 7,1 | 167 | Mundial | 0,37 | - |
| AJ 1998 | 6,5 | 6,8 | 7,0 | 62 | Mediterráneo | 0,15 | - |
| A 1996 | 6,5 | 6,8 | 7,1 | 43 | California | 0,26 | - |
| WC 1994 | 6,4 | 6,8 | 7,1 | 77 | Mundial | 0,28 | 0,89 |
| Ö 2014 | 6,3 | 6,7 | 6,9 | 63 | Turquía | - | 0,92 |

| L _{sub} | | | | | | | |
|------------------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| DR 2004 | 6,6 | 7,0 | 7,4 | 16 | Nueva Zelanda | 0,15 | 0,96 |
| WC 1994 | 6,1 | 6,6 | 6,9 | 167 | Mundial | 0,26 | 0,94 |

Continuación

| W | | | | | | | |
|---------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 10 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| DR 2004 | 7,1 | 7,9 | 8,6 | 14 | Nueva Zelanda | 0,23 | 0,98 |
| WC 1994 | 6,7 | 7,4 | 7,9 | 153 | Mundial | 0,41 | 0,84 |

| A | | | | | | | |
|---------|-----------------------|------------------------|-------------------------|---------|-----------------------------------|------|------|
| Estudio | 60 (km ²) | 300 (km ²) | 1000 (km ²) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| B 1984 | 6,2 | 6,9 | 7,5 | 22 | Mundial | 0,35 | 0,66 |
| S 1998 | 6,2 | 6,8 | 7,2 | 122 | Mundial (+Nueva Zelanda) | 0,26 | - |
| DR 2004 | 6,1 | 6,8 | 7,3 | 14 | Nueva Zelanda | 0,11 | 0,99 |
| S 2002 | 6,1 | 6,7 | 7,2 | 108 | Mundial | 0,31 | - |
| DR 2004 | 5,8 | 6,6 | 7,2 | 94 | Mundial (+Nueva Zelanda + HB2002) | 0,24 | 0,95 |
| WC 1994 | 5,8 | 6,5 | 7,0 | 148 | Mundial | 0,24 | 0,95 |

| d _{MAX} | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| B 1984 | 7,0 | 7,3 | 7,6 | 39 | Mundial | 0,32 | 0,39 |
| AJ 1998 | 6,8 | 7,1 | 7,5 | 58 | Mediterráneo | 0,36 | - |
| WC 1994 | 6,7 | 7,0 | 7,4 | 80 | Mundial | 0,4 | 0,78 |

| d _{RPOM} | | | | | | | |
|-------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 6,9 | 7,3 | 7,7 | 56 | Mundial | 0,39 | 0,75 |

Continuación

| d _{SUB} | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| DR 2004 | 6,3 | 7,0 | 7,8 | 14 | Nueva Zelanda | 0,11 | 0,77 |

A 1996: Anderson *et al.* (1996).
 AJ 1998: Ambraseys & Jackson (1998).
 B 1984: Bonilla *et al.* (1984).
 DR 2004: Dowrick & Rhoades (2004).
 S 1998: Stirling *et al.* (1998).
 S 2002: Stirling *et al.* (2002).
 Ö 2014: Öztürk (2014).
 WC 1994: Wells & Coppersmith (1994).

| Fiabilidad de la relación | |
|---------------------------|-----------------------|
| | Fiable |
| | Fiable en menor grado |
| | Medianamente fiable |
| | No fiable |

Ahora, para estimar el potencial sísmico de una falla utilizando el parámetro L_{sup} es recomendable el empleo de las relaciones de Wells & Coppersmith (1994) o bien la de Ambraseys & Jackson (1998) ya que presentan desviaciones estándar bajas y un gran número de eventos estudiados, la mayoría instrumentales (ambas incluso comparten algunos; Ambraseys & Jackson, 1998 utiliza 35 terremotos previamente estudiados por Wells & Coppersmith, 1994). Además, en el caso de la primera no está restringida a una región geográfica, la segunda sí lo está, sin embargo, es una región muy amplia y como se observa en el Cuadro 3 las estimaciones son similares a las de Wells & Coppersmith (1994). Por otro lado, la relación de Anderson *et al.* (1996) es similar a las anteriores, no obstante, está limitada geográficamente y en el caso de Stirling *et al.* (2002), su uso puede ser recomendable, aunque presenta una desviación estándar mayor. El resto de ecuaciones no son recomendables por estar limitadas a una región geográfica específica o por ser estadísticamente inferiores. Se debe aclarar que la relación de Stirling *et al.* (1998) presenta una gran cantidad de eventos estudiados y una desviación estándar regular, pero un cuarto de la información es pre-instrumental y, además, adiciona datos de Nueva Zelanda; ambos factores elevan la estimación de la magnitud, por lo que su aplicación no debe prevalecer sobre las relaciones recomendadas.

Al utilizar los parámetros de L_{sub} y W sólo se puede hacer uso de las relaciones de Wells & Coppersmith (1994) o bien Dowrick & Rhoades (2004), no obstante, se recomiendan las primeras por ser de carácter mundial y presentar un mayor número de eventos. Nótese también que L_{sub} corresponde con un buen parámetro para estimar el potencial sísmico, no tanto así W , ya que en ambas relaciones aumenta su desviación estándar.

En el caso del parámetro A , las relaciones de Dowrick & Rhoades (2004) y Wells & Coppersmith (1994) presentan buenas desviaciones estándar, una gran cantidad de eventos y no presentan restricción geográfica por lo que ambas son recomendables. Dowrick & Rhoades (2004) también desarrollan otra relación, pero enfocada para Nueva Zelanda, por lo que su uso queda restringido a dicha región. La relación de Stirling *et al.* (2002) corresponde con una tercera opción a tener en cuenta, no obstante, su desviación estándar es mayor.

Por último, el uso de desplazamientos como parámetro es poco recomendable para realizar la estimación y, además, son escasas las relaciones desarrolladas para estos dada la baja cantidad de datos disponibles y la poca fiabilidad de los mismos debido a sus múltiples fuentes de error. Aparentemente las relaciones que utilizan d_{MAX} son, al menos, más consistentes que aquellas que emplean d_{PROM} , sin embargo, siguen presentando desviaciones estándar malas a regulares y coeficientes de correlación regulares, lo cual se aplica indistintamente del mecanismo. En el caso de d_{SUB} , tampoco existen muchas relaciones que consideren dicho parámetro; Dowrick & Rhoades (2004) presentan una relación que se puede considerar como buena, pero está restringida geográficamente a Nueva Zelanda y presenta muy pocos eventos. Como se verá a continuación, Papazachos *et al.* (2004) desarrolla una relación que toma en consideración d_{SUB} para fallas de desplazamiento de rumbo, así como para normales/inversas, no obstante, la ecuación es calculada indirectamente a partir de otras relaciones por lo que su fiabilidad es muy baja y en términos generales tiende a sobreestimar la magnitud de los eventos.

2.4.2 Relaciones para fallas de desplazamiento de rumbo

Si bien gran parte de las relaciones son desarrolladas para todo tipo de falla, algunos autores, cuyas bases de datos son amplias, han desarrollado además ecuaciones específicas para cada tipo de falla, destacando principalmente el trabajo de Wells & Coppersmith (1994) y Papazachos *et al.* (2004). Por otro lado, estudios como Bonilla *et al.* (1984) también han elaborado relaciones para diferentes tipos de mecanismos aun siendo su base de datos muy limitada, lo cual condiciona la calidad estadística de la relación, así como su efectividad de cara a una adecuada estimación del potencial sísmico (Cuadro 4).

Cuadro 4: Evaluación de las relaciones para fallas de desplazamiento de rumbo.

| Relaciones para fallas de desplazamiento de rumbo (SS) | | | | | | | |
|--|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| Lsup | | | | | | | |
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| B 1984 | 7,0 | 7,2 | 7,3 | 23 | Mundial | 0,29 | 0,49 |
| WC 1994 | 6,5 | 6,8 | 7,1 | 43 | Mundial | 0,28 | 0,91 |

| Lsub | | | | | | | |
|---------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 6,1 | 6,5 | 6,9 | 93 | Mundial | 0,24 | 0,96 |
| P 2004 | 5,9 | 6,4 | 6,8 | 100 | Mundial | 0,14 | - |

| W | | | | | | | |
|---------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| P 2004 | 7,2 | 8,6 | 9,5 | - | Mundial | - | - |
| WC 1994 | 6,8 | 7,6 | 8,2 | 87 | Mundial | 0,45 | 0,84 |

| A | | | | | | | |
|---------|-----------------------|------------------------|-------------------------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 60 (km ²) | 300 (km ²) | 1000 (km ²) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 5,8 | 6,5 | 7,0 | 83 | Mundial | 0,23 | 0,96 |
| P 2004 | 5,6 | 6,4 | 7,1 | 54 | Mundial | 0,19 | - |

Continuación

| d _{MAX} | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| B 1984 | 7,0 | 7,4 | 7,7 | 18 | Mundial | 0,33 | 0,37 |
| WC 1994 | 6,8 | 7,2 | 7,6 | 43 | Mundial | 0,29 | 0,9 |

| d _{PROM} | | | | | | | |
|-------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 7,0 | 7,5 | 7,9 | 29 | Mundial | 0,28 | 0,89 |

| d _{SUB} | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|---|---|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| P 2004 | 6,8 | 7,5 | 8,2 | - | Mundial | - | - |

B 1984: Bonilla *et al.* (1984).
P 2004: Papazachos *et al.* (2004).
WC 1994: Wells & Coppersmith (1994).

| Fiabilidad de la relación | |
|---------------------------|-----------------------|
| | Fiable |
| | Fiable en menor grado |
| | Medianamente fiable |
| | No fiable |

Como se observa en el anterior cuadro resumen, las relaciones de Wells & Coppersmith (1994) corresponden, en general, con la mejor opción a utilizar para fallas de desplazamiento de rumbo. En caso de estimar el potencial sísmico a partir de los parámetros L_{sup} y A , tanto ésta relación como la de Papazachos *et al.* (2004) son opciones equivalentes, no obstante, se debe respetar el rango de magnitud que abarca cada relación; por ejemplo, es posible notar que por debajo de magnitud 6,0 Papazachos *et al.* (2004) es 0,2 unidades de magnitud menor a Wells & Coppersmith (1994), mientras que por encima de dicho valor la diferencia se reduce a 0,1 unidades de magnitud. Ello se debe a que el rango de magnitud en que Papazachos *et al.* (2004) es funcional corresponde con 6,0 a 8,0. Con respecto a éste último estudio, se debe aclarar que tanto la relación para W como para d_{SUB} son derivadas indirectamente a partir de otras ecuaciones, por lo que su uso no es recomendable.

2.4.3 Relaciones para fallas normales

En este apartado resaltan las relaciones realizadas por Pavlides & Caputo (2004) para la Región del Egeo (comprendida entre Grecia y Turquía), las cuales, si bien están restringidas geográficamente, presenta similitudes con las relaciones de Wells & Coppersmith (1994) y, además, posee mayor cantidad de eventos estudiados y coeficientes de correlación ligeramente superiores, lo que hace de ellas una buena opción para estimar el potencial de fallas normales a partir de los parámetros de ruptura L_{sup} y d_{MAX} .

Otra relación importante corresponde con Papazachos *et al.* (2004), aunque esta relación es utilizada indistintamente para fallas normales o inversas. Como ya ha sido reiterado, sus relaciones para W y d_{SUB} no son recomendables para ningún tipo de falla ya que son derivadas indirectamente.

Cuadro 5: Evaluación de las relaciones para fallas normales.

| Relaciones para fallas normales (N) | | | | | | | |
|-------------------------------------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| L _{sup} | | | | | | | |
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 6,4 | 6,8 | 7,1 | 15 | Mundial | 0,34 | 0,81 |
| PC 2004 | 6,5 | 6,8 | 7,0 | 36 | Egeo | - | 0,84 |

| L _{sub} | | | | | | | |
|------------------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 6,2 | 6,6 | 7,0 | 24 | Mundial | 0,31 | 0,88 |
| P 2004 | 6,1 | 6,7 | 7,1 | 69 | Mundial | 0,13 | - |

| W | | | | | | | |
|---------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| P 2004 | 6,7 | 7,8 | 8,6 | | Mundial | | |
| WC 1994 | 6,5 | 7,2 | 7,6 | 23 | Mundial | 0,31 | 0,86 |

| A | | | | | | | |
|---------|-----------------------|------------------------|-------------------------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 60 (km ²) | 300 (km ²) | 1000 (km ²) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC | 5,7 | 6,5 | 7,0 | 22 | Mundial | 0,25 | 0,92 |
| P 2004 | 5,6 | 6,5 | 7,1 | 63 | Mundial | 0,21 | - |

Continuación

| d _{MAX} | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| B 1984 | 6,8 | 7,2 | 7,5 | 9 | Mundial | 0,18 | 0,82 |
| WC 1994 | 6,6 | 6,9 | 7,3 | 16 | Mundial | 0,34 | 0,8 |
| PC 2004 | 6,8 | 7,0 | 7,3 | 31 | Egeo | - | 0,82 |

| d _{PROM} | | | | | | | |
|-------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 6,8 | 7,1 | 7,4 | 12 | Mundial | 0,33 | 0,64 |

| d _{SUB} | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|---|---|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| P 2004 | 6,7 | 7,4 | 8,0 | - | Mundial | - | - |

B 1984: Bonilla *et al.* (1984).
 P 2004: Papazachos *et al.* (2004).
 PC 2004: Pavlides & Caputo (2004).
 WC 1994: Wells & Coppersmith (1994).

| Fiabilidad de la relación | |
|---------------------------|-----------------------|
| | Fiable |
| | Fiable en menor grado |
| | Medianamente fiable |
| | No fiable |

2.4.4 Relaciones para fallas inversas

Para fallas inversas son muy pocas las relaciones disponibles; resalta la de Wells & Coppersmith (1994), al menos para L_{sup} , L_{sub} y A son recomendables, al igual que Papazachos *et al.* (2004) para L_{sub} y A . Sin embargo, las relaciones que utilizan los parámetros de desplazamiento son muy poco recomendables, presentan altas desviaciones estándar y coeficientes de correlación sumamente bajos (Cuadro 6), por lo cual, en el caso específico de fallas inversas es preferible utilizar las relaciones para todo tipo de falla o bien limitarse a emplear únicamente las relaciones de L_{sup} , L_{sub} y A para fallas inversas.

Cuadro 6: Evaluación de las relaciones para fallas inversas.

| Relaciones para fallas inversas (R) | | | | | | | |
|-------------------------------------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| L _{sup} | | | | | | | |
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| B 1984 | 6,8 | 7,1 | 7,3 | 12 | Mundial | 0,27 | 0,45 |
| WC 1994 | 6,4 | 6,8 | 7,1 | 19 | Mundial | 0,28 | 0,88 |

| L _{sub} | | | | | | | |
|------------------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 6,2 | 6,7 | 7,0 | 50 | Mundial | 0,26 | 0,93 |
| P 2004 | 6,1 | 6,7 | 7,1 | 69 | Mundial | 0,13 | - |

| W | | | | | | | |
|---------|---------|---------|---------|---------|-------------------|------|-----|
| Estudio | 15 (km) | 30 (km) | 50 (km) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| P 2004 | 6,7 | 7,8 | 8,6 | - | Mundial | - | - |
| WC 1994 | 6,7 | 7,3 | 7,7 | 43 | Mundial | 0,32 | 0,9 |

| A | | | | | | | |
|---------|-----------------------|------------------------|-------------------------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 60 (km ²) | 300 (km ²) | 1000 (km ²) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC | 5,9 | 6,6 | 7,0 | 43 | Mundial | 0,25 | 0,94 |
| P 2004 | 5,6 | 6,5 | 7,1 | 63 | Mundial | 0,21 | - |





| d _{MAX} | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|------|------|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 6,5 | 6,7 | 6,9 | 21 | Mundial | 0,52 | 0,36 |

| d _{PROM} | | | | | | | |
|-------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|-----|-----|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| WC 1994 | 6,6 | 6,7 | 6,8 | 15 | Mundial | 0,5 | 0,1 |

| d _{SUB} | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|---------|-------------------|---|---|
| Estudio | 1 (m) | 3 (m) | 9 (m) | Eventos | Región geográfica | s | r |
| P 2004 | 6,7 | 7,4 | 8,0 | - | Mundial | - | - |

Continuación

| |
|---|
| B 1984: Bonilla <i>et al.</i> (1984). P 2004: Papazachos <i>et al.</i> (2004). WC 1994: Wells & Coppersmith (1994). |
|---|

| Fiabilidad de la relación | |
|---|-----------------------|
|  | Fiable |
|  | Fiable en menor grado |
|  | Medianamente fiable |
|  | No fiable |

2.4.5 Relaciones para zonas de subducción

Si bien en este estudio no se realizaron estimaciones de potencial sísmico para zonas de subducción, es importante mencionar al menos los trabajos de Blaser *et al.* (2010) y Papazachos *et al.* (2004) como dos posibles opciones referentes a la estimación del potencial sísmico en zonas de subducción.

2.5 Cálculo del potencial sísmico

La estimación del potencial sísmico de las diferentes fuentes sísmicas del CDCCR fue calculada con base en el análisis de las diversas relaciones aquí estudiadas, resumidas en el Cuadro 7, utilizando, para la totalidad de las fuentes, las relaciones para L_{sup} desarrolladas por Ambraseys & Jackson (1998), Anderson *et al.* (1996) y Wells & Coppersmith (1994), correspondientes con las ecuaciones #3, #2 y #1 del Cuadro 7.

Alternativamente, con el fin de mostrar las diferencias entre las estimaciones y principalmente para maximizar las mismas, se hicieron cálculos con ecuaciones específicas según cada tipo de mecanismo, prosiguiendo de la siguiente manera:

-Para fallas de desplazamiento de rumbo se utilizó la ecuación específica de Wells & Coppersmith (1994), ecuación #12 del Cuadro 7.

-En el caso de fallas normales el potencial fue estimado a partir de la relación de Pavlides & Caputo (2004), ecuación #21 del Cuadro 7.

-Por otro lado, para fallas inversas se implementó la ecuación específica para este mecanismo, desarrollada por Wells & Coppersmith (1994), ecuación #32 del Cuadro 7.

Cabe aclarar que estas ecuaciones específicas fueron utilizadas cuando existía certeza sobre el mecanismo de la fuente sísmica, y que, además, éstas estimaciones suponen una optimización de la estimación del potencial sísmico asociado a dichas fuentes por lo que pueden representar valores más apropiados que aquellos generados a partir de las relaciones para todo tipo de falla.

Cuadro 7: Resultados de la evaluación de relaciones para el cálculo del potencial sísmico.

| # | Relación | Parámetro | | | | | | | Autor | Mecanismo | | | |
|----|---|-----------|------|---|---|------------------|-------------------|------------------|---------|-----------|-----|--------|--------|
| | | Lsup | Lsub | W | A | d _{MAX} | d _{PROM} | d _{SUB} | | All-type | SS | N | R |
| 1 | $M_w = 5,08 + 1,16 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | x | | | |
| 2 | $M_w = 5,12 + 1,16 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | A 1996 | x | | | |
| 3 | $M_s = 5,27 + 1,04 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | AJ 1998 | x | | | |
| 4 | $M_w = 4,38 + 1,49 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | x | | | |
| 5 | $M_w = 4,06 + 2,25 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | x | | | |
| 6 | $M_w = 3,86 + 1,1 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | DR 2004 | x | | | |
| 7 | $M_w = 4,07 + 0,98 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | x | | | |
| 8 | $M_s = 5,21 + 0,78 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | AJ 1998 | x | | | |
| 9 | $M_w = 6,69 + 0,74 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | x | | | |
| 10 | $M_w = 6,93 + 0,82 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | x | | | |
| 11 | $M_w = 6,26 + 1,64 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | DR 2004 | x | | | |
| 12 | $M_w = 5,16 + 1,12 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | x* | | |
| 13 | $\text{Log}(x) = 0,59 \cdot M_w - 2,30$ | | | | | | | | P 2004 | | x | | |
| 14 | $M_w = 4,33 + 1,49 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | x** | | |
| 15 | $M_w = 3,8 + 2,59 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | x | | |
| 16 | $M_w = 3,98 + 1,02 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | x** | | |
| 17 | $\text{Log}(x) = 0,82 \cdot M_w - 2,79$ | | | | | | | | P 2004 | | x | | |
| 18 | $M_w = 6,81 + 0,78 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | x** | | |
| 19 | $M_w = 7,04 + 0,89 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | x** | | |
| 20 | $\text{Log}(x) = 0,68 \cdot M_w - 2,59$ | | | | | | | | P 2004 | | x | | |
| 21 | $M_s = 5,48 + 0,9 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | PC 2004 | | | x*/x** | |
| 22 | $M_w = 4,86 + 1,32 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | x | |
| 23 | $\text{Log}(x) = 0,50 \cdot M_w - 1,86$ | | | | | | | | P 2004 | | | x* | x |
| 24 | $M_w = 4,34 + 1,54 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | x* | |
| 25 | $M_w = 4,04 + 2,11 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | x** | |
| 26 | $\text{Log}(x) = 0,78 \cdot M_w - 2,56$ | | | | | | | | P 2004 | | | x* | x* |
| 27 | $M_w = 3,93 + 1,02 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | x* | |
| 28 | $M_s = 6,75 + 0,59 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | PC 2004 | | | x** | |
| 29 | $M_w = 6,61 + 0,71 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | x** | |
| 30 | $M_w = 6,78 + 0,65 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | x | |
| 31 | $\text{Log}(x) = 0,72 \cdot M_w - 2,82$ | | | | | | | | P 2004 | | | x | x |
| 32 | $M_w = 5 + 1,22 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | | x*/x** |
| 33 | $M_w = 4,49 + 1,49 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | | x** |
| 34 | $M_w = 4,37 + 1,95 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | | x** |
| 35 | $M_w = 4,33 + 0,9 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | | x* |
| 36 | $M_w = 6,52 + 0,44 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | | x |
| 37 | $M_w = 6,64 + 0,13 \cdot \text{Log}(x)$ | | | | | | | | WC 1994 | | | | x |

* Resultado similar a usar relación para todo tipo de falla.
 ** De uso preferible sobre relación para todo tipo de falla.

| Fiabilidad de la relación | | A 1996 | Anderson <i>et al.</i> (1996) |
|---------------------------|-----------------------|---------|---------------------------------|
| | Fiable | AJ 1998 | Ambraseys & Jackson (1998) |
| | Fiable en menor grado | DR 2004 | Dowrick & Rhoades (2004) |
| | Medianamente fiable | P 2004 | Papazachos <i>et al.</i> (2004) |
| | No fiable | PC 2004 | Pavlidis & Caputo (2004) |
| | | WC 1994 | Wells & Coppersmith (1998) |

Para el caso específico de fallas con longitudes menores a los 15 km, se procedió a calcular su potencial sísmico a partir de las ecuaciones de Wells & Coppersmith (1994) para el área de ruptura de la siguiente manera; a) se usó la relación para todo tipo de falla (ecuación #7 del Cuadro 7) cuando la fuente sísmica era de tipo inversa o normal, b) si la fuente sísmica correspondía con una falla de desplazamiento de rumbo se procedió a utilizar la relación para éste tipo de falla en específico (ecuación #16 del Cuadro 7). Se prefiere utilizar el área de ruptura en vez de la longitud ya que, por lo general, fallas tan pequeñas no generan rupturas superficiales por lo que es más apropiado estimar su potencial sísmico asumiendo un área de ruptura cuadrada. Además, frecuentemente las relaciones son desarrolladas con longitudes de ruptura que exceden los 15 a 20 km, por lo que al estimar el potencial sísmico de una falla pequeña se tiende a sobreestimar la profundidad de la ruptura (W) provocando una sobreestimación del evento, por lo que es más conveniente calcular el potencial asumiendo un área cuadrada. Como resultado se obtienen estimaciones menores a las generadas a partir de L_{sup} , de hasta 0,7 unidades de magnitud, en los casos más extremos (ver falla Patalillos). Se debe recordar que la relación de Dowrick & Rhoades (2004) también representa una buena opción para estimar el potencial a partir del área de ruptura, no obstante, se prefirió utilizar Wells & Coppersmith (1994) ya que presenta un mayor número de eventos (50 eventos más).

Finalmente, las longitudes utilizadas para el cálculo del potencial sísmico corresponden con aquellas obtenidas en la digitalización de los diferentes trabajos analizados en siguiente capítulo, por lo que en múltiples ocasiones una fuente sísmica específica presentará hasta 3 estimaciones de potencial sísmico diferentes, según las longitudes reportadas por distintos autores.

3. Contexto tectónico regional y el catálogo de fallas del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica

Inmersa en un área tectónica y geológicamente compleja, Costa Rica experimenta una serie de procesos sismogénéticos diversos como consecuencia de la interacción de diferentes estructuras tectónicas. A lo largo del Istmo Centroamericano se lleva a cabo la subducción de la placa Coco bajo la placa Caribe, a través de la Fosa Mesoamericana. En el sector sureste del istmo, donde se ubica nuestro país, la acción conjunta de las placas Caribe, del Coco y Nazca generan la inusual presencia de un punto triple donde se desarrollan dos tipos de borde de placa; a) convergente entre las placas Caribe y del Coco (subducción) y b) un límite transformante dextral entre las placas del Coco y Nazca, el cual La Femina *et al.* (2009) denomina como las Zonas de Fractura de Panamá (ZFP), Balboa (ZFB) y Coiba (ZFC).

A lo anterior se añaden la interacción de otras estructuras como lo son la Microplaca de Panamá, la cual limita al este con el Cinturón Deformado del Este de Panamá, al sur con la Placa Nazca y al norte con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Montero, 2001). Su límite oeste se localiza en la parte central de Costa Rica, constituyendo una zona difusa de deformación conocida como el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (Marshall *et al.*, 2000; Marshall, 2000; Montero, 2001), el cual conforma nuestro objeto de estudio (Figura 4).

Por otro lado, dentro de la placa Coco reside otro elemento a tomar en consideración, el Levantamiento de Coco, el cual constituye una cordillera de montes submarinos que viaja a una velocidad de 91 mm/año con dirección a la costa del Pacífico Sur de Costa Rica (La Femina *et al.*, 2009). MacMillan *et al.* (2004) estiman que el arribo y colisión de esta cordillera ocurrió alrededor de 2-3 Ma. Montero (1994) indica que, como consecuencia de esta colisión se ha producido una indentación tectónica donde los esfuerzos resultantes han favorecido el movimiento de fallas con orientaciones preferenciales que responden a dicha indentación; estos conjuntos de fallas constituyen mayoritariamente el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.

Finalmente, otro efecto colateral del arribo del Levantamiento del Coco lo constituye el escape tectónico del Bloque Antearco Centroamericano; estructura recientemente definida que evidencia la migración hacia el noroeste del antearco costarricense en el sector de la Península de Nicoya, a una razón promedio de 8 mm/año (La Femina *et al.*, 2009).

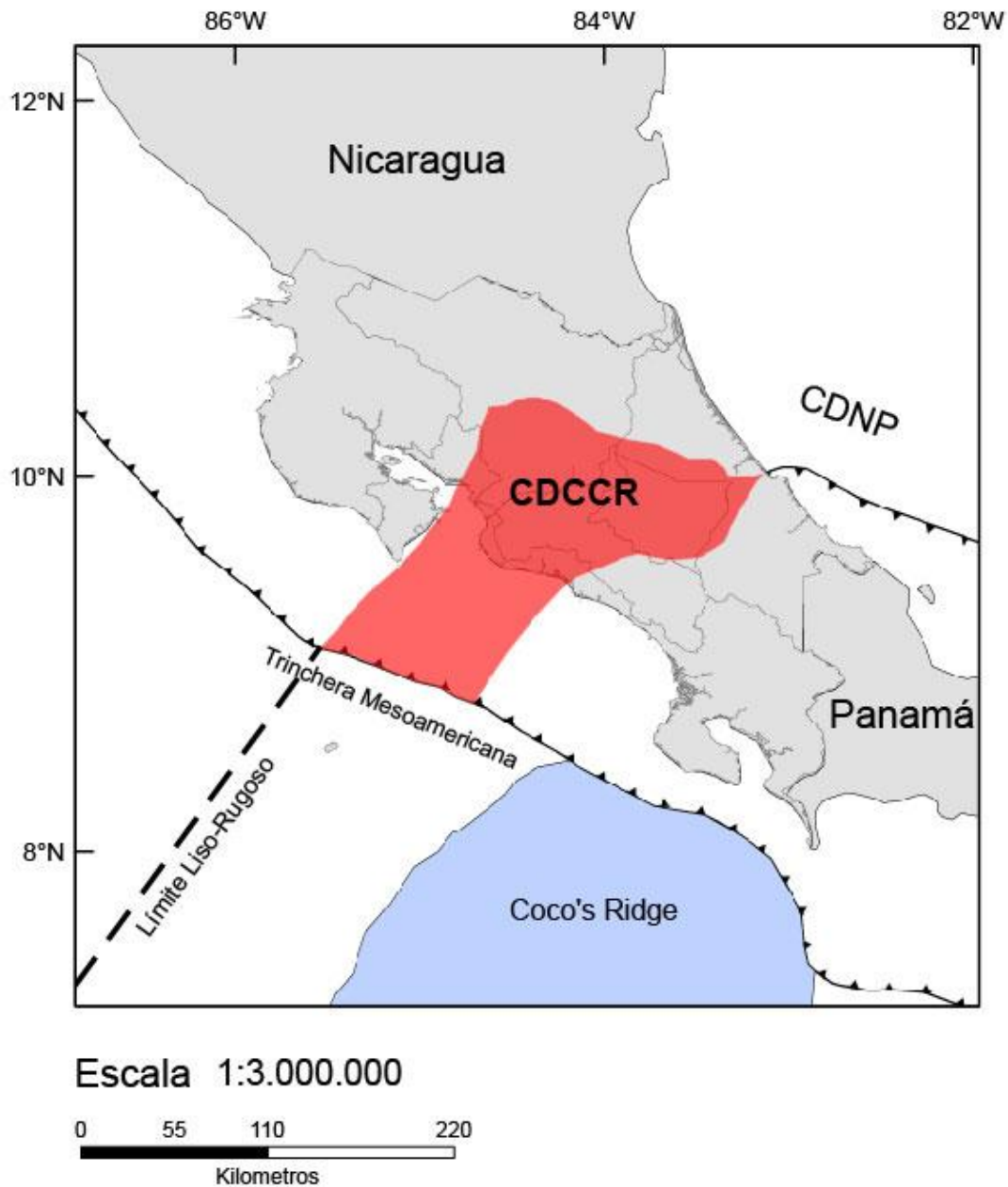


Figura 4: Marco tectónico regional. Se muestran los principales rasgos estructurales del área: CDNP, CDCCR, levantamiento oceánico del Coco, Trinchera Mesoamericana y el Límite Liso-Rugoso.

3.1 Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica

La parte central de Costa Rica ha exhibido una importante actividad sísmica a lo largo de varios siglos (al menos desde el siglo XVIII) donde destacan varios terremotos que han generado incontables pérdidas estructurales y humanas (Cuadro 8). La diversidad de los mecanismos, así como la amplia distribución de los epicentros, ha concebido la posible existencia de una extensa zona de fallas que atraviesa transversalmente la parte central del país (Montero & Dewey, 1982; Montero, 1994; Fisher *et al.*, 1994). A partir de esta premisa es que se logra conceptualizar el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.

Cuadro 8: Características de los terremotos más importantes ubicados dentro del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. A pesar de que el terremoto de Limón de 1991 se produjo en el CDNP también presentó actividad en el CDCCR (falla Río Blanco) por lo cual se incluye en la lista. El terremoto de San Estanislao de 1822 es agregado dado que presenta características muy similares a las del terremoto de Limón de 1991.

| No. | Fecha | Localidad | Magnitud/intensidad | Fuente asociada | Mecanismo | Referencia |
|-----|------------|-------------------------------|---|---|--------------------|---|
| 1 | 1746 | Matina | VII MM | Siquirres-Matina (?) | Inverso (?) | Peraldo & Montero (1999) |
| 2 | 1772/02/15 | Alajuela o Santa Bárbara (?) | M 5,5-6,6 | Ángel, Sabanilla o Alajuela | ? | Montero <i>et al.</i> (2010) |
| 3 | 1822/05/07 | Limón | ≈M 7,5 | Costera del Caribe (?) | Inverso (?) | Boschini & Montero (1994b) |
| 4 | 1835/06/10 | Escazú/Alajuela | M _s 5,4 | Escazú | Inverso (?) | Peraldo & Montero (1999) |
| 5 | 1841/09/02 | Zona entre Cartago y San José | M _s 6,5 | Lara | Desplaz. Rumbo (?) | Peraldo & Montero (1999) |
| 6 | 1842/03/21 | Alajuelita | M _s 5,4 | Belo Horizonte o Patalillos (?) | Inverso (?) | Peraldo & Montero (1999) |
| 7 | 1851/03/28 | Fraijanes | M 5,0-6,3/VII MM | Desconocida, quizás Ángel, Sabanilla o Alajuela | ? | Montero <i>et al.</i> (2010); Alvarado <i>et al.</i> (1988) |
| 8 | 1888/12/30 | Fraijanes | M _L 5,7 | Ángel | Desplaz. Rumbo (?) | Montero <i>et al.</i> (2010) |
| 9 | 1910/04/13 | Sur de Desamparados | M _s 5,0 y M _s 5,8 | Aguacaliente | Desplaz. Rumbo | Montero <i>et al.</i> (2013b) |

| No. | Fecha | Localidad | Magnitud/ intensidad | Fuente asociada | Mecanismo | Referencia |
|-----|------------|-----------------------------------|-------------------------------------|---|---------------------------------|--|
| 10 | 1910/05/04 | Cartago | M _s 6,4 | Aguacaliente | Desplaz. Rumbo | Alonso-Henar <i>et al.</i> (2013) |
| 11 | 1911/08/28 | Bajos del Toro | M _s 5,8 | Sabanilla | Desplaz. Rumbo | Montero <i>et al.</i> (2010) |
| 12 | 1912/06/06 | Bajos del Toro | M _s 5,1 | Sabanilla | Desplaz. Rumbo | Montero <i>et al.</i> (2010) |
| 13 | 1912/02/21 | San Diego de Tres Ríos | M _s 5,0-5,5 | Río Azul o Cipreses | ? | Montero <i>et al.</i> (2005) |
| 14 | 1924/03/04 | Orotina-San Mateo | M _s 7,0 | Tárcoles o Subducción | Desplaz. Rumbo o Subducción | Montero (1999); Fernández & Doser (2009) |
| 16 | 1951/08/21 | Orosi | Intensidad VIII, M _s 5,0 | Aguacaliente, Orosi o Navarro | ? | Boschini (1989), Montero (2001) |
| 17 | 1952/12/30 | Patillos | M _s 5,7 | Ramal Occidental falla Río Sucio | Desplaz. Rumbo | Montero & Alvarado (1995) |
| 18 | 1953/01/7 | Matina | M _L 5,5 | Siquirres-Matina o Río Blanco (?) | Inverso o Desplaz. Rumbo (?) | Boschini (1989); Propuesto, basado en Boschini & Montero (1994). |
| 19 | 1955/09/11 | Bajos del Toro | M _s 5,5 | Viejo-Aguas Zarcas | Desplaz. Rumbo | Montero <i>et al.</i> (2010) |
| 20 | 1983/07/03 | Buena Vista y Rivas Pérez Zeledón | M _s 6,1 | Buena Vista | Desplaz. Rumbo | Boschini <i>et al.</i> (1988) |
| 21 | 1990/03-07 | Puriscal | Secuencia sísmica | Picagres, Purires, Bajos del Jorco (?), Zapote (?), Tulín (?), Candelaria (?) y Jaris (?) | Diversos | Montero & Rojas (2014) |
| 22 | 1990/06/30 | Barbacoas | M _s 5,1 | Purires | Desplaz. Rumbo | Montero & Rojas (2014) |
| 23 | 1990/12/22 | Piedras Negras | M _s 5,7 | Picagres | Desplaz. Rumbo | Montero & Rojas (2014) |
| 24 | 1991/04/22 | Limón | M _w 7,7 | Costera del Caribe y Río Blanco | Inverso y Desplaz. Rumbo | Montero <i>et al.</i> (1994b) |

| No. | Fecha | Localidad | Magnitud/ intensidad | Fuente asociada | Mecanismo | Referencia |
|-----|-------------------|-------------|--|------------------------|-------------------|------------------------------------|
| 25 | 1993/06/10- 13 | Pejibaye | M _s 5,6 y M _s 5,2 | Simari o Tucurrique | Desplaz. Rumbo | Montero (2001); Linkimer (2003) |
| 26 | 2009/01/08 | Vara Blanca | M _w 6,1 | Ángel | Desplaz. Rumbo | Montero <i>et al.</i> (2010) |

3.1.1 Antecedentes

En primera instancia, Marhsall *et al.* (2000), así como también Marshall (2000), elaboran los estudios pioneros donde se cita esta estructura tectónica por primera vez con el nombre de *Central Costa Rica Deformed Belt* (CCRDB), refiriéndolo como una zona de deformación que limita el borde oeste de la Microplaca de Panamá.

Con anterioridad, otros autores como Fisher *et al.* (1994) y Fisher *et al.* (1998), habían hecho notar la deformación causada en el antearco por el arribo del Levantamiento de Coco. Además, al igual que Montero (1994), habían sugerido la existencia de una zona de falla que limitaría el borde occidental de la Microplaca de Panamá, atravesando la parte central de Costa Rica hasta alcanzar el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP).

En términos generales, Marshall (2000) y Marshall *et al.* (2000) describen el CCRDB como una zona difusa y sísmicamente activa con fallas que atraviesan la parte central de Costa Rica y marcan el margen oeste de la Microplaca de Panamá. Afirman, además, que las edades de los desplazamientos determinados son cuaternarias, evidenciando que el CCRDB es una estructura activa. Los estudios realizados por Marshall (2000) -comparación de los mecanismos de falla con los patrones regionales, sismicidad histórica y mediciones de desplazamientos corticales con GPS- indican que el CCRDB representa un frente de deformación que ha sido propagado hasta el arco volcánico central en respuesta a la subducción superficial de una litosfera oceánica engrosada asociada con el Levantamiento de Coco y montes submarinos que dominan la Placa de Coco. En adición, señala que la unión entre el CCRDB y la Trinchera Mesoamericana, coincide con una transición abrupta entre una zona lisa y otra rugosa de la corteza subducida de la Placa Coco, denominado "Límite Liso-Rugoso". Así, la subducción superficial de la sección rugosa asociada al Levantamiento de

Coco propicia la deformación del arco volcánico a lo largo de un conjunto de fallas que conformaría el CCRDB. La cinemática de las mismas es dividida en tres mecanismos principales: a) acortamiento horizontal y cizalle derivada de la indentación del levantamiento oceánico, b) tracción basal por la subducción superficial y c) levantamiento localizado de bloques por la subducción de montes submarinos. Este último aspecto también había sido referido con anterioridad por autores como Fisher *et al.* (1994) y Fisher *et al.* (1998), quienes sugieren que la deformación inducida por la indentación del Levantamiento de Coco produce fallas importantes NE que fragmentan el antearco generando el ascenso de diferentes bloques (Cóbano, Espaza, Orotina, Herradura, Esterillos, Parrita y Quepos). También indican que la deformación en el antearco se propaga a través del Valle Central hasta conectarse hacia el norte con el CDNP; similar a lo indicado por Montero (1994). Marshall (2000) sugiere que tal deformación inducida en el CCRDB se puede dividir en tres dominios (Figura 5):

- Dominio 1 se encuentra en la zona del antearco y presenta una transtensión sinistral a lo largo de fallas NE que levantan diferentes bloques tectónicos.
- Dominio 2 ubicado en el Arco Volcánico Central, mostrando sistemas conjugados NW y NE de fallas transcurrentes.
- Dominio 3 situado en el trasarco, denota una transpresión y engrosamiento de la corteza debido a sobrecorrimientos conjugado con fallas regionales.

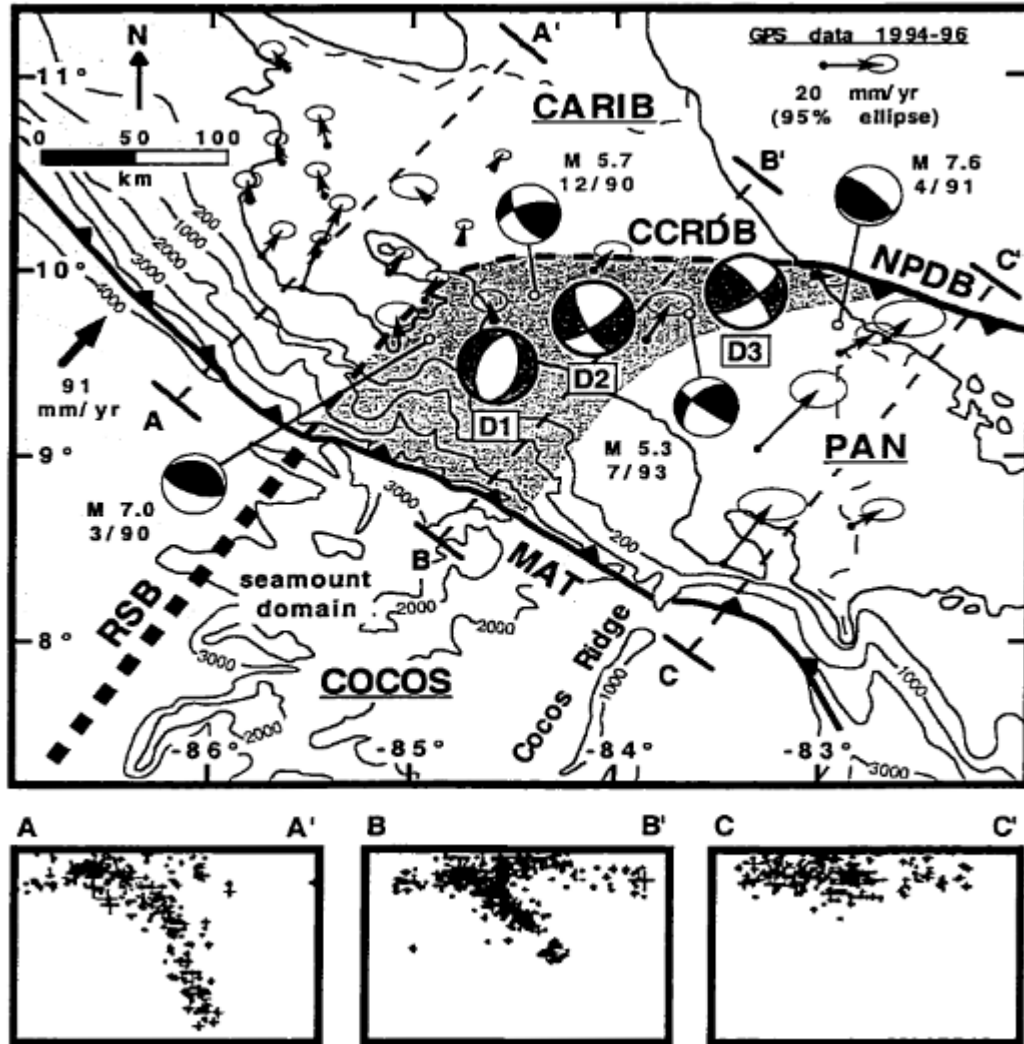


Figura 5: Ubicación y extensión geográfica del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica según Marshall (2000). Se muestra además los dominios de deformación descritos por el autor, denotados como D1 (antearco), D2 (arco interno) y D2 (trasarco). También son referidas otras estructuras importantes como el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (NPDB), la Trinchería Mesoamericana (MAT) y el Límite Liso-Rugoso (RSB). En la sección de abajo se muestran tres perfiles sísmicos que evidencian como varía el ángulo de inclinación de la placa subducida según su ubicación en la MAT.

Posteriormente, Montero (2001) profundiza en el estudio detallado de los diferentes sistemas de falla que engloba dicha estructura, así como su cinemática. Constituye, además, el primer trabajo que relaciona directamente el fallamiento activo con la sismicidad y sismotectónica, confirmando la existencia del CDCCR. Esto ha sentado las bases para que posteriores estudios examinen más detalladamente diferentes sistemas de falla dentro del

CDCCR (Montero *et al.*, 1994a; Montero & Alvarado, 1995; Fernández & Pacheco, 1998; Fernández *et al.*, 1998; Montero, 1999 y 2003; Fernández & Montero, 2002; Linkimer, 2003; Montero *et al.*, 2005; Montero & Kruse, 2006; Fernández, 2009; Montero *et al.*, 2010; Rojas, 2011; Montero *et al.*, 2013a y b, Montero & Rojas, 2014).

3.1.2 Límites del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica

Al tratarse de una zona de deformación difusa, desde su concepción, el CDCCR no ha presentado límites bien definidos. No obstante, en su primera interpretación se muestran, a rasgos generales, sus principales límites.

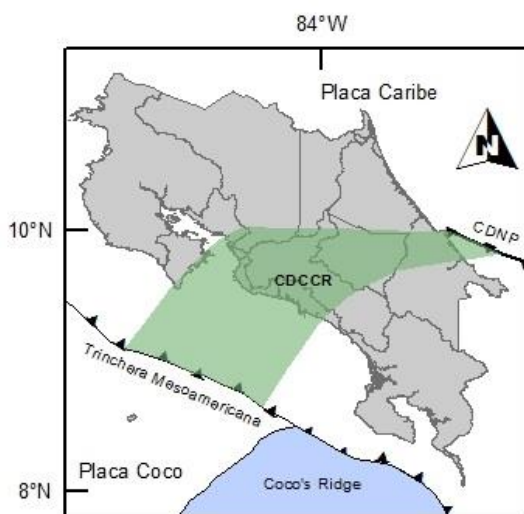
Como bien indica Marshall (2000), hacia el norte el CDCCR alcanza y se conecta con el CDNP, mientras que hacia el sur es limitado por la Trinchera Mesoamericana, frente a la Costa Pacífica (Figura 5).

Lateralmente, hacia el oeste es bordeado por la falla Barranca mientras que hacia el este recorre el sector occidental de la Cordillera de Talamanca. Las conclusiones de Montero (2001) confirman lo anterior, no obstante, agrega que esta zona de falla es ancha y se encuentra constituida por varios sistemas de fallas que conformarían el límite occidental de la Microplaca de Panamá. En adición, Linkimer (2003), así como también Montero (2003) y Montero *et al.* (2013a), han trabajado con mayor detalle los sistemas de fallas ubicados en el límite occidental de la Microplaca de Panamá (p.e. sistemas Atirro-Río Sucio, Pacuare y Kabébeta), permitiendo así limitar con mayor precisión la sección este del CDCCR.

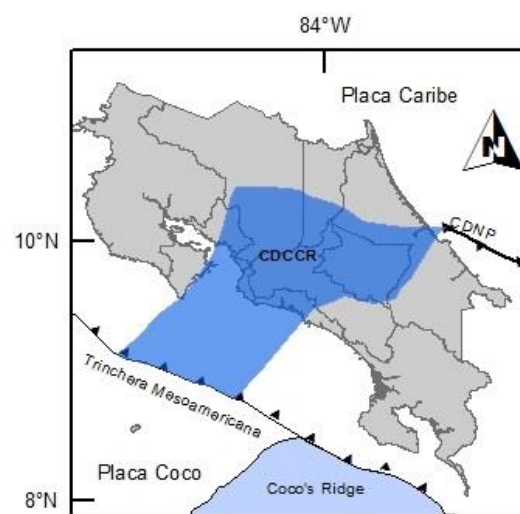
Recientemente Montero & Rojas (2014) proponen una geometría similar a la de Marshall (2000) pero con ligeras variantes y con una mejor delimitación de sus extremos; hacia el norte el CDCCR se extiende hacia el oeste a través de las fallas Siquirres-Matina, Guápiles, San Miguel y finalmente Florencia-La Palmera, a partir de donde comienza a extenderse hacia el suroeste pasando por las fallas Miramar-Jamaical y Barranca la cual continua offshore hasta alcanzar la Trinchera Mesoamericana, concordando con el límite Liso-Rugoso de la Placa Coco, tal como lo había planteado Marshall (2000). El sector oriental del CDCCR se extiende al norte desde las cercanías de la falla Río Blanco, pasando por las estribaciones

de la fila Matama, paralela al valle del río Chirripó, y luego varía a un rumbo E-W al norte de la localidad de Buena Vista y posteriormente se orienta SW continuando a través de la falla Paquita hasta alcanzar la Trinchera Mesoamericana.

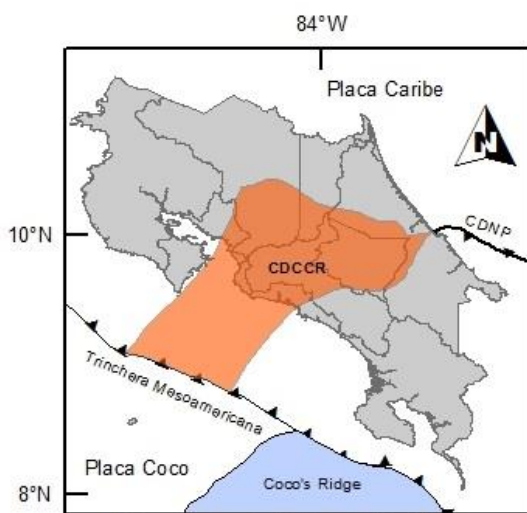
Previamente Montero *et al.* (2013a) habían presentado una geometría muy similar a la anterior, variando únicamente el sector este del CDCCR; ya que en su propuesta el límite oriental recorre el valle del río Chirripó, mientras que la geometría sugerida por Montero & Rojas (2014) transcurre sobre la fila Matama. Una comparativa entre las principales propuestas geográficas del CDCCR se observa en la Figura 6.



Marshall et al. (2000) & Marshall (2000)

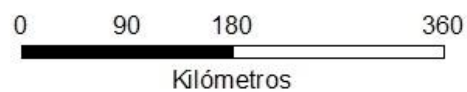


Montero et al. (2013a)



Montero & Rojas (2014)

| Área (aprox.) | |
|---------------------------------------|-----------------------|
| ■ | 21377 km ² |
| ■ | 22819 km ² |
| ■ | 20279 km ² |
| Perímetro (aprox.) | |
| ■ | 756.5 km |
| ■ | 723.4 km |
| ■ | 686.5 km |



Escala 1:5.000.000

Figura 6: Comparativa geométrica entre tres de las propuestas más importantes para el CDCCR.

3.2 Catalogo de fallas del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica

Dada la cantidad de fallas (81) y la amplia extensión del CDCCR (aproximadamente 41 hojas cartográficas, escala 1:50 000), se dividirá el mismo en ocho secciones donde se describirá detalladamente las principales fallas, con el fin de lograr una escala de visualización apropiada acorde a la extensión de las estructuras (aproximadamente escala 1:150 000). Las respectivas secciones en que se divide el CDCCR serán presentadas de oeste a este, tal como se evidencia en la Figura 7. Es importante aclarar que la escala de los mapas limita el uso de los mismos a actividades que no requieran gran detalle, como lo serían, por ejemplo, estudios de escalas 1:10 000 o 1:25 000.

Como ya fue referido en la sección de Metodología, la mayoría de las fallas presentan una longitud mayor a los 10 km, no obstante, también fueron incluidas algunas con longitudes menores dada su relevancia. En su descripción, para cada falla se presentará su localización y extensión, orientación promedio, sentido de movimiento, su ángulo de inclinación, tasa de deslizamiento (si es conocida), y su grado de actividad, entendiéndose por falla activa aquella que ha mostrado actividad en los últimos 10 000 años, mientras que por fallas neotectónicas se hará referencia a aquellas que han tenido actividad en el Neógeno (Yeats *et al.*, 1997).

El potencial sísmico de cada falla será referido en un cuadro al final de cada sección, calculado a partir de tres relaciones principales y con base en las recomendaciones del capítulo anterior. Adicionalmente, en los anexos se ubicarán representaciones gráficas de los resultados del cálculo.

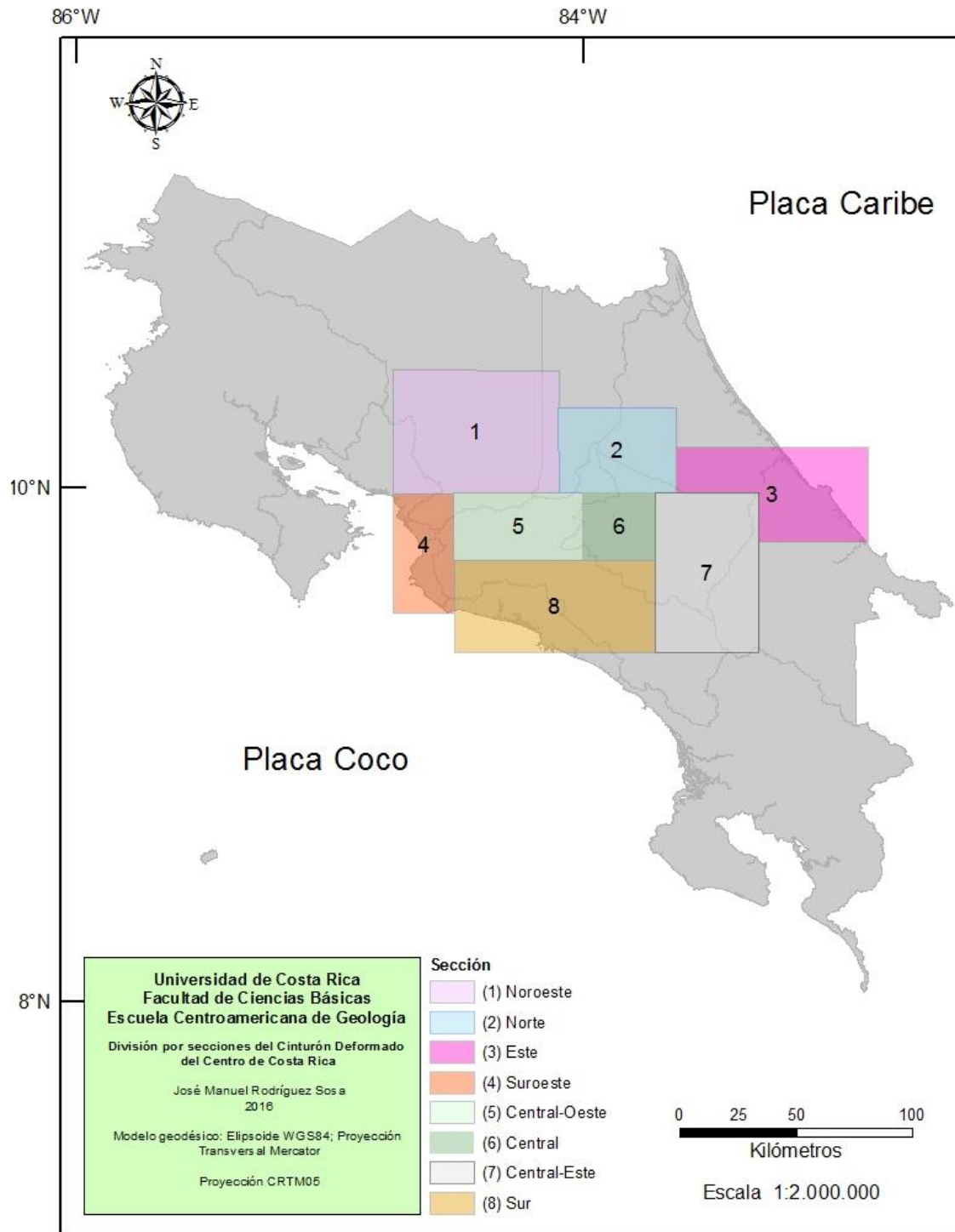


Figura 7: División propuesta para el CDCR. Las diferentes secciones serán descritas según la numeración indicada en esta figura.

En el siguiente cuadro se especifican los acrónimos utilizados en los cuadros de potencial sísmico, así como el significado del texto en color.

Cuadro 9: Acrónimos y simbología de los cuadros de potencial sísmico presentes al final de cada sección del CDCCR.

| | |
|----------------|--|
| AJ 1998 | Ambraseys & Jackson (1998) |
| A 1996 | Anderson <i>et al.</i> (1996) |
| PC 2004 | Pavlidis & Caputo (2004) |
| WC 1994 | Wells & Coppersmith (1994) |
| Texto en rojo | Estimación con el área de ruptura (WC 1998), recomendado para fallas donde $L_{sup} < 15$ km. |
| Texto en azul | Estimación con longitud de ruptura cuando $L_{sup} < 15$ km. Menos apropiado. |
| Texto en verde | Estimación con relaciones para mecanismos no comprobados. |
| * | *El parámetro de ruptura, o la magnitud del evento, no está dentro del rango que abarca la relación. |

Cada sección del CDCCR vendrá acompañada de un cuadro resumen y su respectivo mapa. Es oportuno resaltar que las longitudes reportadas en las descripciones de cada falla son aquellas referidas por diferentes autores, mientras que las longitudes presentadas en los cuadros resumen fueron determinadas con la ayuda de un SIG a partir de mapas georeferenciados y con base en ellas será calculado el potencial sísmico. En cada cuadro resumen, así como también en los cuadros de potencial sísmico, se mostrará la referencia utilizada para obtener la longitud de la falla, u otra característica, la misma será indicada con un superíndice de acorde con el siguiente cuadro:

Cuadro 10: Listado de las referencias utilizadas en los cuadros resumen y en los cuadros de potencial sísmico de cada sección del CDCCR.

| Superíndice | Referencia |
|-------------|-------------------------------|
| 1 | Denyer <i>et al.</i> (2009) |
| 2 | Montero <i>et al.</i> (2010) |
| 3 | Rojas (2013) |
| 4 | Montero <i>et al.</i> (2013a) |
| 5 | Montero (2003) |
| 6 | Linkimer (2003) |
| 7 | Montero (2001) |
| 8 | Denyer <i>et al.</i> (2003a) |
| 9 | Montero & Rojas (2014) |
| 10 | Montero <i>et al.</i> (1998) |
| 11 | Montero <i>et al.</i> (2005) |
| 12 | Montero <i>et al.</i> (2013b) |
| 13 | Araya <i>et al.</i> (2015) |
| 14 | Boschini <i>et al.</i> (1988) |
| 15 | Obando (2011) |
| 16 | Baumgartner & Mora (1984) |
| 17 | Barquero & Alvarado (2011) |
| 18 | Borgia <i>et al.</i> (1990) |
| 19 | Marshall <i>et al.</i> (2000) |
| 20 | Soulas (1989) |
| 21 | Soulas (1992) |
| 22 | Arias & Denyer (1991a) |
| 23 | Denyer & Montero (1989) |
| 24 | Fernández & Pacheco (1998) |
| 25 | Sak (2002) |
| 26 | Montero <i>et al.</i> (2016) |
| 27 | Sugerido |

Las trazas de falla mostradas en estos mapas corresponden con las propuestas más actualizadas y coherentes, de acorde con el modelo tectónico planteado, no obstante, como es de suponer, existen diferentes propuestas en varios sistemas de falla (p.e. Atirro, Río

Sucio, Pacuare, Kabébeta, por mencionar algunos) por lo cual, algunos mapas presentan varias opciones en cuanto a la traza de un sistema o falla específica.

En algunas secciones se presentan fallas cuya extensión se prolonga mar adentro (secciones Este, Suroeste y Sur), sin embargo, acá será tomado en cuenta la extensión continental de dichas fallas, por lo cual su potencial será mayor al calculado en los cuadros de potencial sísmico y así será especificado.

Cabe mencionar también, que algunos sectores determinados han sufrido redefiniciones completas (Sistemas de fallas Picagres y Purires) o parciales (Sistema de fallas Atirro, Aguacaliente, fallas del Macizo del volcán Poás, falla Zarcero, entre otras) por lo que, a fin de no confundir al lector o saturar el presente estudio, no se incluirán en el mapa las definiciones previas.

3.2.1 Sección Noroeste

Esta sección engloba los sectores aledaños al volcán Poás y los paleo-volcanes Platanar-Porvenir (ver Figura 8), donde coexisten un gran número de fallas importantes tanto en extensión (fallas Viejo-Agua Zarcas y Zarcero) como en actividad (fallas Ángel y Sabanilla). La mayor parte de estas estructuras presentan rumbos que oscilan entre N-S a NW.

Entre las localidades más importantes que atañen a esta zona se pueden mencionar la ciudad de Alajuela, Grecia, Naranjo, Zarcero, Bajos del Toro, Ciudad Quesada y Aguas Zarcas, algunas de las cuales ya han sido afectadas por varios terremotos, como es el caso de Bajos del Toro (28/08/1911 y 06/06/1912).

Cabe mencionar que la gran mayoría de las fallas enmarcadas aquí son consideradas activas y en algunos casos representan una gran amenaza (Montero *et al.*, 2010). El potencial sísmico promedio de la sección oscila entre 6,4 – 6,5 (M_w) donde sobresalen fallas como Florencia-La Palmera, Viejo-Aguas Zarcas o Sabanilla (ver Cuadro 13).

Debido a las diferencias en la traza de las fallas según lo propuesto por varios autores, se presentan dos figuras para este sector del CDCCR; una en la conclusión de la presente sección y otra en los anexos. La autoría de las trazas es descrita de la siguiente manera:

Cuadro 11: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Noroeste (1) del CDCCR.

| Falla | Figura 8 | Figura 26 |
|----------------------|--|--|
| Peñas Blancas | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Jabillos | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Florencia-La Palmera | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Viejo-Aguas Zarcas | Montero <i>et al.</i> (2010); Denyer <i>et al.</i> (2009). | Montero <i>et al.</i> (2010); Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Jamaical | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Venecia | Montero <i>et al.</i> (2010) | Montero <i>et al.</i> (2010) |
| San Miguel | Montero <i>et al.</i> (2010) | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Zarcero Norte | Rojas (2011). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Zarcero Sur | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Carbonera | Montero <i>et al.</i> (2010); Denyer <i>et al.</i> (2009). | Montero <i>et al.</i> (2010); Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Ángel | Montero <i>et al.</i> (2010). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Sabanilla | Montero <i>et al.</i> (2010) | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Alajueta | Montero <i>et al.</i> (2010). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| La Garita | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |

3.2.1.1 Peñas Blancas

Localización y extensión

Corresponde con una estructura pobremente conocida, ubicada al suroeste de la falla Jabillos. Según Denyer *et al.* (2009), desde la caldera de Pocosol, esta falla se extiende hacia el suroeste por unos 7 km.

Características

Representa una estructura de tipo normal donde su bloque sureste se encuentra levantado con respecto al noroeste y su trazo se orienta NE (Denyer *et al.*, 2009; Barquero & Alvarado, 2011).

Según Barquero & Alvarado (2011), una estimación de su tasa de deslizamiento rondaría los 0,25-1 mm/año. Geomorfológicamente es caracterizada por escarpes que miran hacia el noroeste, afectando principalmente materiales volcánicos de la Formación Monteverde.

Grado de actividad

Al menos Baquero & Alvarado (2011) la consideran como una falla activa con una importante sismicidad, sin embargo, dicha observación puede corresponder con la actividad de la falla Jabillos, ya que en el área donde se localiza la falla Peñas Blancas se encuentra despoblada. No obstante, se puede considerar, como mínimo, una estructura neotectónica.

3.2.1.2 Falla Jabillos

Localización y extensión

Se ubica varios kilómetros al noroeste de Ciudad Quesada; en su extremo noreste colinda con el sistema de fallas inversas Florencia-La Palmera, mientras que hacia el suroeste alcanza la falla Peñas Blancas. Según Denyer *et al.* (2009) y Alvarado (2009a), se extiende por más de 15 km. Barquero & Alvarado (2011) consideran que su longitud alcanza los 25 km, ya que incluyen la falla Peñas Blancas como parte de la falla Jabillos. Una longitud similar (23 km) es sugerida por Villegas (1997).

Características

La falla Jabillos es una estructura poco estudiada; en términos generales corresponde con un fuerte lineamiento de rumbo NE con el bloque suroriental levantado; Montero (2001) asume que conforma parte del sistema de fallas inversas Florencia-La Palmera, mientras que Denyer *et al.* (2009) y Alvarado (2009a) la suponen como una falla normal, al igual que la falla Peñas Blancas ubicada al suroeste de ésta. Barquero & Alvarado (2011) proponen que ambas fallas corresponden con una sola estructura de tipo normal y que, además, este sistema puede presentar una posible componente de rumbo.

Se desconoce su ángulo de inclinación, mientras que su tasa de deslizamiento es posiblemente alta (0,25-1 mm/año), según Barquero & Alvarado (2011).

Presenta una traza muy lineal desde su confluencia con la falla Florencia-La Palmera, en su extremo noreste. Alvarado (2009b) menciona que el bloque levantado está compuesto por sedimentos aluviales litificados (cantos rodados y arenas pumíceas). También indica la presencia de una serie de fuentes termales de elevada temperatura (60°-100°C) a lo largo de la falla hasta intersectar la caldera de Pocosol. Por otro lado, Villegas (1997) menciona la presencia de escarpes, mientras que Barquero & Alvarado (2011) aseguran que se trata de un sistema de semi-horst que ha provocado el levantamiento de depósitos de pie de monte antiguos y depósitos aluviales (Pleistoceno Medio?), generando un promontorio elevado de 90 m. Afirman también, que la falla Jabillos es la responsable del ahondamiento del cauce del río Peñas Blancas. También hacen mención a las fuentes termales activas.

Grado de actividad

Tomando en cuenta las observaciones de Barquero & Alvarado (2011) se puede considerar como una falla activa, dado que le asignan un grado de sismicidad importante.

3.2.1.3 Falla Florencia-La Palmera

Localización y extensión

Se encuentra bordeando el sector norte de Ciudad Quesada. Se inicia al noroeste de Aguas Zarcas, en su confluencia con la falla Viejo - Aguas Zarcas, donde traza un semicírculo que bordea Ciudad Quesada para luego continuar hacia el suroeste. Según Denyer *et al.* (2009), se prolonga unos 28 km.

Características

Se trata de una falla poco conocida, evidenciada por una serie de escarpes de rumbo variable desde N-S a E-W y finalmente SW, generados por fallas inversas que se inclinan hacia el sur (Montero, 2001). Borgia *et al.* (1990) describe una serie de fallas similares (Guápiles, San Miguel y Alajuela) e incluso mapea el sector noroccidental de la falla Florencia - La Palmera, no obstante, no hace mención a la misma.

Montero *et al.* (2013a) consideran que los sistemas de fallas inversas San Miguel y Florencia-La Palmera conforman un relevo compresivo que conecta los sistemas de falla dextrales Atirro – Río Sucio y Chiripa – Cote-Arenal.

La tasa de deslizamiento de la falla Florencia-La Palmera es incierta, al igual que el ángulo con que se inclina su plano de falla, sin embargo, el mismo se infiere que es bajo debido al tipo de fallamiento.

Su expresión geomorfológica más clara corresponde con dos niveles de escarpes, el superior de unos 100 m de altura y el inferior con unos 40 a 60 m de altura, separando la llanura aluvial de las últimas estribaciones de los volcanes Platanar - Porvenir (Montero, 2001).

Grado de actividad

Denyer *et al.* (2009) la considera como una falla neotectónica. No existen referencias a sismos históricos asociados con esta falla, así como tampoco sismicidad relacionada con la misma.

Montero (2001) considera probable que el enjambre sísmico ocurrido en setiembre de 1986, descrito por Barquero & Alvarado (1989), esté relacionado con la falla Florencia-La Palmera. No obstante, también es posible asociarlo a la falla Venecia, la cual se encuentra más cercana al evento y además Barquero & Alvarado (1989) confirman que el enjambre estuvo restringido a un área pequeña (22 km²).

3.2.1.4 Falla Viejo-Aguas Zarcas

Localización y extensión

Localizada dentro del macizo volcánico Viejo-Porvenir-Platanar. Se encuentra al noroeste de la comunidad de Bajos del Toro, donde se releva hacia el sureste con la falla Sabanilla. Hacia el noroeste se extiende hasta alcanzar la sección norte de la ciudad de Aguas Zarcas. Alvarado *et al.* (1988) indican que se extiende por más de 25 km. Montero *et al.* (1998) y Montero (2001) suponen longitudes similares, mientras que Denyer *et al.* (2009) propone 17 km.

Características

A pesar de su prominencia no existe un conceso sobre su geometría, aunque se tomará como referencia el trabajo de Montero *et al.* (2010).

Alvarado *et al.* (1988) son los primeros en describir esta falla afirmando que se trata de una falla en tijera, con una orientación NW, donde su bloque este se levanta en el extremo norte mientras que, en el extremo sur, el mismo bloque se deprime con respecto al bloque oeste.

Por otro lado, Montero *et al.* (1998), así como también Denyer *et al.* (2009), afirman que se trata de una falla normal donde el bloque oeste se encuentra levantado con respecto al este, probablemente con un alto ángulo de inclinación y con una orientación promedio N9°W.

Finalmente, Montero *et al.* (2010) especifican que se trata de una falla de desplazamiento de rumbo dextral, lo cual concuerda apropiadamente con la orientación de los esfuerzos regionales. Por otro lado, su tasa de deslizamiento es estimada en 0,5 – 0,7 mm/año por Barquero & Alvarado (2011).

En cuanto a su expresión superficial, la parte norte de la falla recorre el valle lineal del río Aguas Zarcas, y en la sección sur la falla muestra un prominente escarpe facetado hacia el oeste (Montero *et al.*, 1998; Montero, 2001; Montero *et al.*, 2010).

Grado de actividad

Se puede considerar como una falla activa; Montero *et al.* (2010) señalan que una serie de temblores ocurridos entre 1987 - 2004 se ubican en la zona sur de la falla Viejo-Aguas Zarcas, por lo que su relación con la misma es muy probable. En la zona norte de la falla no se han detectado sismos.

Según Alvarado *et al.* (1988), los terremotos ocurridos cerca del macizo volcánico Viejo-Porvenir-Platanar, el 28 de agosto de 1911 (M_s 6.1), 6 de junio de 1912 (M_s 6.1) y 1 setiembre de 1955 (M_s 5.8), pudieron estar asociados con la falla Viejo-Aguas Zarcas. No obstante, Montero *et al.* (2010) asocian los dos primeros terremotos con la falla Sabanilla, mientras que el terremoto de 1955 sí lo atribuyen a la falla Viejo-Aguas Zarcas, específicamente al extremo sur de la misma.

3.2.1.5 Falla Jamaical

Localización y extensión

Se localiza en el sector más occidental del CDCCR. Inicia en el sector suroeste de la falla Florencia-La Palmera, en las inmediaciones de la localidad de Bajo Rodríguez, y de ahí se extiende hacia el suroeste. Dicha estructura está compuesta por tres trazas, la principal se ubica al norte de Miramar y se extiende 32 km (Villegas, 1997; Denyer *et al.*, 2009). Las trazas restantes se localizan al oeste y presentan longitudes menores.

Características

La traza principal presenta un rumbo aproximado de $N45^\circ E$, con un movimiento de tipo normal donde el bloque sureste se encuentra levantado con respecto al noroeste. En Villegas

(1997) la traza principal aparece indicada por los alineamientos del río San Lorenzo (16 km) y río Ciruelas (25 km), mientras que la traza noroeste es denominada río Jamaical (30 km).

En cuanto a su aspecto geomorfológico no existen muchas referencias aparte de los alineamientos de cauces referidos por Villegas (1997).

Grado de actividad

Villegas (1997) sugiere que corresponde con un conjunto de alineamientos NE, mientras que Denyer *et al.* (2009) infiere que se trata de una falla neotectónica.

3.2.1.6 Falla Venecia

Localización y extensión

Se ubican en la sección noroeste del macizo del volcán Poás, iniciando al sur de la población de Venecia, donde intersecta la falla San Miguel, y de ahí se extiende hacia el sur hasta alcanzar el sector noroeste del volcán Congo. Posee una longitud mínima de 8 km (Climent *et al.*, 2006; Monteo *et al.*, 2010).

Características

Según Climent *et al.* (2006), Barquero *et al.* (2007) y Montero *et al.* (2010), corresponde con una falla de desplazamiento de rumbo dextral, orientada NNW. Se ubica en un sector donde están presentes varios lineamientos NW, y no se descarta su posible continuidad hacia el sur con la falla Ángel.

Grado de actividad

No existen registros de sismos históricos asociados a esta falla. Tampoco existen referencias de sismicidad asociada con la misma. En Climent *et al.* (2006) se observa cierta sismicidad en los alrededores de la falla, no obstante, su relación no está establecida.

Por otro lado, Barquero & Alvarado (1989) mencionan la existencia de un enjambre sísmico ocurrido del 8 de setiembre de 1986 en la localidad de Venecia en un área restringida de tan sólo 22 km², caracterizado por eventos superficiales (≤ 5 km) de baja magnitud ($\leq 2,5$). Estos

autores no relacionan el enjambre con una fuente específica, sin embargo, indican la posible existencia de fallas NW-SE y NE-SW en los alrededores, por lo cual es probable que la falla Venecia esté relacionada con dichos eventos, dada su cercanía al área afectada y su orientación.

3.2.1.7 Falla San Miguel

Localización y extensión

Se localiza al norte del macizo del volcán Poás, conformando parte del conjunto de fallas-pliegue que se extiende desde la falla Siquirres-Matina hasta la falla Florencia-La Palmera. Montero *et al.* (2010) y Montero (2001) afirman que posee una extensión de unos 15 km, mientras que Montero *et al.* (1998) aseguran que tiene una longitud de 18.1 km.

Características

Según Borgia *et al.* (1990) corresponde con una falla de propagación inversa. Tanto Montero *et al.* (1998), como Montero *et al.* (2010), afirman que la falla se orienta N70°W y que su plano se inclina hacia el SSW. Su ángulo de inclinación es desconocido, mientras que su tasa de movimiento oscila entre 2-4 mm/año (Barquero & Alvarado, 2011).

Su expresión más prominente es un escarpe de 100 a 200 m de altura; Alvarado *et al.* (1988) sugieren incluso hasta 300 m. Dicho escarpe se extiende 15 km e incluso llega a afectar el drenaje del río Sarapiquí, según Montero *et al.* (1998), quienes también hacen hincapié en la frescura del escarpe (facetamiento triangular) y en la asociación de aguas termales con la traza de la falla.

Por otro lado, Montero *et al.* (2010), mencionan que aguas arriba del escarpe, los ríos tienen cañones profundos, indicando que son antecedentes a la estructura tectónica. Además, expresan que el escarpe posee su altura máxima en la parte central, y hacia el este y oeste disminuye. Entre otras evidencias, también especifican la existencia de un cambio en el patrón de drenaje en el río Sarapiquí, la presencia de cauces abandonados en el río Toro y, además, mencionan una serie de paleo-deslizamientos a lo largo del escarpe.

Grado de actividad

Montero *et al.* (2010) la consideran como una falla potencialmente activa, con base en la presencia de aguas termales y salidas de gas alineados con la traza de la falla, así como la deformación que experimentan depósitos de edad relativamente joven, tanto al pie del escarpe como en su cima, según Soto (en: Montero *et al.*, 2010). Por otro lado, Montero *et al.* (1998) especifican que la falla posee actividad en el Holoceno, basados en la juvenil morfología de los escarpes.

No hay eventos sísmicos relevantes relacionados con esta falla; autores como Montero (2001) y Montero *et al.* (2010), puntualizan la baja actividad sísmica en la región y la ausencia de rupturas históricas en las fallas Alajuela y San Miguel, donde quizás, sólo el terremoto del 15 de febrero de 1772 (falda sur del volcán Barva) pudo haber estado relacionado con la falla Alajuela.

Finalmente, según Barquero *et al.* (2007), en el periodo 2004-2006 se registró una importante sismicidad entre las fallas Viejo-Aguas Zarcas, Venecia y San Miguel; específicamente un enjambre que tuvo lugar en setiembre del 2004 caracterizado por eventos de baja magnitud ($\leq 2,3$) con profundidades de entre 1 a 9 km. Una posible relación con la falla San Miguel es sugerida por dichos autores.

3.2.1.8 Falla Zarcero

Localización y extensión

Se encuentra limitando la zona occidental del macizo de los volcanes Platanar – Porvenir. En su sector sur inicia al noroeste de Naranjo, pasando por el sector occidental de Zarcero y culminando al oeste de Ciudad Quesada, cerca de la falla Florencia-La Palmera. Este segmento será referido en la **Figura 8** como falla Zarcero Norte mientras que el segmento restante, denominado como Zarcero Sur, corresponde con una traza propuesta por Denyer *et al.* (2009), la cual se extiende desde las inmediaciones de Naranjo hasta las cercanías del sector sur de la falla La Garita. Para efectos de cálculo en el potencial sísmico, se considerarán como estructuras independientes, manejando así dos escenarios de ruptura.

El segmento norte presenta una longitud promedio de 15 km, según autores como Montero (2001), Denyer *et al.* (2009), Rojas (2011), mientras que el segmento sur se extiende unos 18 km (Denyer *et al.*, 2009).

Con anterioridad, a la falla Zarcero se le asignaba una longitud mucho menor (≈ 6 km), restringida únicamente a las inmediaciones de Zarcero (Alvarado *et al.*, 1988; Montero *et al.*, 1998).

Características

Primeramente, aparece en Alvarado *et al.*, (1988) como una falla poco extensa con orientación NW. Posteriormente, en Montero (2001) presenta un rumbo variable cercano al NNW, con dos trazas paralelas que se unen al norte de Zarcero. Rojas (2011) confirma lo anterior y además infiere la existencia de otro ramal al oeste de la localidad de Sucre. La mayoría de los autores infieren un movimiento normal con un plano de falla inclinado al NE (Montero *et al.*, 1998; Montero, 2001, Denyer *et al.*, 2009). Rojas (2011) determina, además, una componente dextral para la falla Zarcero y un ángulo de inclinación sub-vertical. El mismo autor expone detalladamente una amplia gama de morfologías asociadas con esta falla. Entre las más notorias podemos resaltar las evidencias presentes en el cerro Zarcero donde la falla posee un contraescarpe producto del ascenso del bloque oeste, originando un paleo-lago sobre el cual se asienta la ciudad de Zarcero. Una situación similar reporta entre los sectores de Zarcero y Laguna. Otras características son la presencia de escarpes múltiples que miran hacia el este, con alturas de hasta 140 m por 2,5 km de extensión, entre los poblados de Zapote y la Quinta. En el sector noroccidental, la traza pierde expresión por la deformación generada por la falla Florencia-La Palmera.

Grado de actividad

Rojas (2011) la cataloga como una falla activa, basado en el desplazamiento de horizontes piroclásticos holocénicos. Montero (2001) relaciona esta falla con un sismo ocurrido el 4 de setiembre de 1998 con una magnitud de 4,0 y 20 km de profundidad. El mecanismo focal presentado por el autor para este evento exhibe un plano nodal similar al de la falla Zarcero, inclinado hacia el noreste y con un fallamiento normal.

Rojas (2011) presenta una muestra de sismos ocurridos entre 1997 y 2009 presumiblemente cercanos a la falla Zarcero, no obstante, solo dos de ellos (en el 2003 y 2008) se ubican contiguos a la traza de la falla. Los mecanismos focales presentados por dicho autor muestran planos nodales orientados NW con un fallamiento normal-dextral, concordando con la geometría de la falla, en especial el sismo del 2003.

3.2.1.9 Falla Carbonera

Localización y extensión

Ubicada en el sector oeste del volcán Poás. Hacia el sur colinda con la falla Sabanilla. Según Alvarado *et al.* (1988), al igual que Montero *et al.* (1998), posee una longitud mínima de 6,5 km; además indican que podría extenderse hacia el sur, pero su continuidad está cubierta por cenizas cuaternarias. Otros autores como Climent *et al.* (2006) sugieren una longitud de 10 km.

Características

Es definida en primera instancia por Alvarado *et al.* (1988), quienes la definen como una falla de tipo dextral orientada NNW. Lo anterior concuerda con posteriores descripciones como la de Montero *et al.* (1998), Climent *et al.* (2006), Denyer *et al.* (2009) y Montero *et al.* (2010); estos últimos no descartan una posible componente normal para la falla Carbonera.

Geomorfológicamente, Alvarado *et al.* (1988) indican que la falla Carbonera conforma una garganta de falla, en la cual se aprecian prominentes escarpes y divisorias de agua desplazadas dextralmente en su extremo sur. Montero *et al.* (2010) afirman que el principal desvío dextral lo componen las divisorias de aguas desplazadas y el presente en el río Anonos.

Grado de actividad

Basados en Montero *et al.* (1998) y Denyer *et al.* (2009), es posible considerar la falla Carbonera, al menos, como neotectónica. Alvarado *et al.* (1988) mencionan que en un estudio de microsismicidad realizado en 1985 sólo se localizó un microtemblor en las cercanías de la falla Carbonera. Además, los mismos autores asocian los terremotos de Bajos

del Toro (1911, 1912 y 1955) con la falla Carbonera o bien con la falla Viejo-Aguas Zarca. No obstante, en una interpretación más reciente, Montero *et al.* (2010) relacionan los terremotos de 1911 y 1912 con la falla Sabanilla, y el de 1955 con la falla Viejo-Aguas Zarcas.

Por último, Montero *et al.* (2010) afirman que una importante sismicidad se reporta en el área comprendida entre las fallas Sabanilla y Ángel, donde se incluye la falla Carbonera; concluyen que las fallas enmarcadas en el macizo del volcán Poás se pueden considerar activas.

3.2.1.10 Falla Ángel

Localización y extensión

Localizada en la Cordillera Volcánica Central, en el sector este del macizo del volcán Poás. En su extremo norte la falla Ángel se extiende desde el volcán Congo, luego transcurre por la sección oeste de la localidad de Cinchona y finalmente hacia el sur se une con la falla Sabanilla.

En trabajos previos (Alvarado *et al.*, 1988; Montero *et al.*, 1998; Montero, 2001; Climent *et al.*, 2006; Denyer *et al.*, 2009) presentaba longitudes que rondaban los 10 km, con un trazo lineal desde Varablanca hasta Cinchona. No obstante, en la redefinición propuesta por Montero *et al.* (2010) es considerada como una falla segmentada, con rumbo variable y una longitud que supera los 20 km.

Características

Según la nueva propuesta de Montero *et al.* (2010), la falla presenta un rumbo N45°W en el sector nor-noreste del volcán Poás y luego varía a un rumbo cercano a N-S, el cual correspondería con la traza principal propuesto en trabajos previos. En su sector sur, la traza vuelve a cambiar a un rumbo NW para luego unirse a la falla Sabanilla y continuar juntas hacia el sureste. En la parte norte, la falla Ángel pierde expresión al alcanzar el volcán Congo, sin embargo, hacia el noroeste aparece la falla Venecia, la cual Montero *et al.* (2010) señalan con la posible continuación de la falla Ángel.

Es considerada como una falla normal por Montero *et al.* (1998), mientras que Montero *et al.* (2010) a la consideran una falla de desplazamiento dextral con una componente normal en los sectores de orientación N-S (al este del volcán Poás) y N50°W (al norte del volcán Poás). Se desconoce el ángulo de inclinación del plano de falla, no obstante Montero *et al.* (2010) identificaron diversas fallas sub-verticales cortando depósitos volcánicos en las cercanías de la falla Ángel, por lo que se infiere un alto ángulo de inclinación.

Entre sus evidencias más destacables Montero *et al.* (2010) resaltan el desvío derecho del río Ángel (650 m) en el sector norte de la falla. En la sección ubicada al este del volcán Poás, se evidencia por contraescarpes facetados al oeste, valles lineales, lagunas de falla y sillas de falla. Finalmente, en la sección sur de la traza, la prominencia de la falla disminuye, no obstante, se observan paleo-deslizamientos, lagos y descansos en la topografía.

Grado de actividad

Corresponde con una falla activa e inclusive se le asocian algunos terremotos históricos; Alvarado *et al.* (1988) la relacionan con una serie de temblores ocurridos entre el 5 al 11 de febrero de 1982. Además, al igual que Climent *et al.* (2006), sugieren que los terremotos de Fraijanes (1851 y 1888) pudieron haber ocurrido en esta falla.

Montero *et al.* (2010) confirman la falla Ángel como la responsable del terremoto del 30 de diciembre de 1888 en Fraijanes, sin embargo, para el de 1851 concluye que no es posible distinguir la fuente sísmica. Agregan que el terremoto del 15 de febrero de 1772 (M 5,5 - 6,0) también pudo haber estado asociado con la falla Ángel.

Más recientemente, Climent *et al.* (2006), asocian algunos temblores de magnitud baja a intermedia, sentidos durante junio y julio del 2005, con el sector sur de la falla Ángel.

Por último, el terremoto de Cinchona (M_w 6,2) del 8 de enero del 2009 también tuvo su epicentro en esta falla (RSN, 2009; Barquero & Rojas, 2010; Montero *et al.*, 2010). Según RSN (2009) la intensidad máxima del terremoto se estimó en IX (MM) a un nivel muy local, con aceleraciones del suelo mayores a 1g.

En la actualidad su actividad no ha disminuido, el 31 de marzo del 2015, ocurrió una secuencia sísmica constituida por 12 eventos con magnitudes de entre 2,3 a 5,0. De estos sismos, la RSN (2015) confirma que tres fueron sentidos por la población, donde el evento principal ($M_w = 5,0$) presentó una intensidad de V (MM) en el Valle Central, Grecia, Naranjo, San Ramón, Zarcero y Puriscal. Estos eventos sísmicos fueron localizados pocos kilómetros al sur de la zona de Varablanca, por lo que su asociación con la falla Ángel es bastante probable.

3.2.1.11 Falla Sabanilla

Localización y extensión

Se ubica en el sector oeste del macizo del volcán Poás, al sur de la comunidad de Bajos del Toro. Hacia el norte presenta un relevo izquierdo con la falla Viejo-Aguas Zarcas, mientras que al sur es limitada por la falla Alajuela. Según Montero *et al.* (2010) se extiende unos 25 km, desde la localidad de Bajos del Toro hasta el sector sur del macizo del volcán Poás.

Características

Es definida por primera por Montero *et al.* (2010); presenta un rumbo NW con un movimiento dextral. Según Montero *et al.* (2010), cerca de la comunidad de Bajos del Toro, la traza se evidencia por la presencia de sillas de falla y un escarpe de falla que mira hacia el este. Además, corta y desplaza dextralmente una cuenca anómala rellena de depósitos aluviales y laháricos. Hacia el sureste continúa generando desvíos dextrales en divisorias, quebradas y ríos, aunque también se presentan sillas de falla, escarpes, valles lineales y bermas. Finalmente, en su sector sur, la falla es poco prominente conforme se acerca a las inmediaciones de la falla Alajuela.

Grado de actividad

Montero *et al.* (2010) consideran que se trata de una falla activa y especifican que existe una sismicidad significativa entre los sectores norte y central de la falla. También sugieren la posibilidad de que el terremoto del 15 de febrero de 1772 haya podido ocurrir en el sector este de la falla Sabanilla, aunque no descartan su asociación con la falla Ángel o Alajuela.

Con anterioridad Alvarado *et al.* (1988) habían asociado los terremotos de Bajos del Toro (28/08/1911 y 06/06/1912) con la falla Viejo - Aguas Zarcas; determinaron que los epicentros de ambos eventos se localizaban a unos 5 km al sur de la población de Bajos del Toro. Es en este sector donde actualmente se ubica la traza norte de la falla Sabanilla; Montero *et al.* (2010) relacionan ambos terremotos con los sectores norte y central de falla Sabanilla. También mencionan que no existe registro de rupturas históricas en el sector central-sur de la falla Sabanilla.

3.2.1.12 Falla Alajuela

Localización y extensión

Ubicada al norte de la ciudad de Alajuela. Se extiende desde la localidad de Santa Bárbara hasta la población de Grecia. Hacia el suroeste se ubica la falla La Garita, mientras que hacia el norte limita con las fallas Ángel y Sabanilla. Abarca unos 20 km, según Alvarado *et al.* (1988), Borgia *et al.* (1990) Montero *et al.* (1998), Montero (1994 y 2001), Montero *et al.* (2010). Otros autores suponen longitudes ligeramente superiores a los 20 km (por ejemplo, Denyer *et al.*, 2009).

Características

Tanto Montero *et al.* (2010), como Borgia *et al.* (1990), hacen alusión a numerosos estudios del siglo XIX y XX donde se asociaba la falla Alajuela con otro tipo de estructuras (terrazas fluviales, lacustres, frente de colada y falla normal).

Fueron Borgia *et al.* (1990) los primeros en proponer que la falla Alajuela, así como las fallas San Miguel y Guápiles, corresponde con una falla inversa de bajo ángulo inclinada hacia el norte, cuya expresión topográfica se debe a pliegues asociados a la misma. Cabe mencionar que se trata de una falla ciega, cuyo mecanismo de fallamiento ha sido interpretado por la deformación de depósitos volcánicos recientes, así como también por su expresión topográfica.

Su tasa de deslizamiento es incierta, sin embargo, Montero *et al.* (1998), basado en las observaciones de Borgia *et al.* (1990), sugieren una tasa de movimiento de unos 10 mm/año, mientras que Barquero & Alvarado (2011) infieren que es de 1 mm/año.

Montero *et al.* (2010) afirman que su principal característica geomorfológica es un escarpe facetado hacia el sur con alturas que rondan los 150-200 m, en concordancia con Montero *et al.* (1998), quienes además agregan que los levantamientos presentan 200 a 400 m de ancho. En la parte trasera de estos levantamientos se han generado represamientos y cuencas por plegamiento y levantamiento asociado con la falla Alajuela (Montero *et al.*, 2010).

Borgia *et al.* (1990) mencionan la existencia de fallamiento local, perpendicular al escarpe, sugiriendo una extensión E-W a nivel local.

Grado de actividad

Es considerada como una falla neotectónica, puesto que afecta depósitos cuaternarios (Borgia *et al.*, 1990; Montero *et al.*, 2010), a posiblemente activa (?).

Montero *et al.* (2010) muestran una serie de sismos comprendidos entre 1987-2004 ubicados al norte de la ciudad de Alajuela. Los mismos pueden estar asociados con la falla Alajuela. Sin embargo, afirman que no existe evidencia de terremotos históricos asociados con dicha falla; quizás pudiera haber estado relacionada con los terremotos de 15-2-1772 y de 28-3-1851 (terremoto de Fraijanes). Según estos autores, dada la ausencia de terremotos históricos, se considera que el deslizamiento a lo largo de la falla Alajuela es asísmico.

Alvarado *et al.* (1988) también suponen una posible asociación de los terremotos de Fraijanes (30-12-1888 y 28-3-1851) con la falla Alajuela, aunque afirman que pueden asociarse con la falla Ángel; de hecho, Montero *et al.* (2010) afirma que la falla Ángel es la responsable del terremoto del 30-12-1888.

Por su parte Peraldo & Montero (2007), al igual que Peraldo & Montero (1999), consideran que el terremoto de Barva del 15 de febrero de 1772 pudo haber tenido relación con la falla Alajuela.

3.2.1.13 Falla La Garita

Localización y extensión

Se localiza al oeste de la ciudad de Alajuela. Aproximadamente se extiende desde el sur de Grecia hasta el sureste de Atenas. En su extremo norte colinda con la falla Alajuela; en su límite sur se ubican otras fallas importantes como la Picagres. Algunos autores proponen que abarca una longitud de 15 km (Rojas *et al.*, 1994; Montero, 1999 y 2000; Denyer *et al.*, 2009), mientras que otros suponen una longitud que ronda los 10 km (Arias & Denyer, 1990b; Montero *et al.*, 1998; Marshall *et al.*, 2000).

Características

Se considera una falla de desplazamiento de rumbo sinistral con orientación promedio de N37°E y con una componente normal que levanta su bloque noroeste (Arias & Denyer, 1990b; Arias & Denyer, 1991a; Montero *et al.*, 1998; Montero, 1999; Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001; Denyer *et al.*, 2009). Su plano de falla buzará hacia el sureste, sin embargo, el ángulo de inclinación del mismo es desconocido, aunque se infiere que es sub-vertical dado el lineal trazo que presenta la falla. Esto estaría en concordancia con Arias & Denyer (1991a) quienes sugieren inclinación sub-vertical para las fallas comprendidas en esta región.

Basado en las observaciones de Marshall *et al.* (2000) se puede deducir que la tasa de deslizamiento mínima de la falla La Garita es de 0.025 mm/año, en su componente normal.

Según Montero (1999, 2001), presenta valles lineales (como el cañón del río Grande) y sillars de falla, además se encuentra cortando depósitos ignimbríticos cuaternarios. Por su parte Montero *et al.* (1998) indican que exhibe una clara expresión en fotografías aéreas, mostrando varios alineamientos.

Marshall *et al.* (2000) aseguran que la falla La Garita atraviesa lavas y tobas soldadas, así como terrazas fluviales. Indica, además, desplazamientos oblicuos (sinistral-normal) en depósitos volcánicos y paleo-suelos. También afirma que la separación vertical en las terrazas fluviales es cercana a los 25 m.

Montero (2001) menciona que la falla La Garita podría continuarse hacia el sur con la falla Tárcoles, mediante un relevo compresivo.

Grado de actividad

Según lo referido por autores como Montero *et al.* (1998), Montero (1999, 2001), Marshall *et al.* (2000) o Denyer *et al.* (2009), la falla La Garita se puede catalogar como neotectónica e incluso como potencialmente activa (?). Además, Protti (1996) realiza un monitoreo de desplazamientos donde menciona la ocurrencia de deslizamientos asísmicos en la falla La Garita después del terremoto del 22 de marzo de 1990, e incluso reporta una apertura visible correspondiente con la traza de la falla, la cual imposibilitó el tránsito por la carretera que comunica La Garita con Atenas. También expresa un incremento de los deslizamientos asísmicos durante la secuencia sísmica de Puriscal en 1990.

Por otro lado, Rojas *et al.* (1994) también sugieren la existencia de movimiento asísmico en las cercanías de La Garita inmediatamente después del terremoto de Cóbano (3 de junio de 1990).

Cuadro 12: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Noroeste (1) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Actividad |
|----------------------|--------------------|-------------------------|--------------------|----------------------------|---------------|------------------|--------------------------|------------------|
| Peñas Blancas | 7 ¹ | 7 ¹ | Normal | N60°E | ? | SE | 0.25 - 1 ¹⁷ | Neotectónica |
| Jabillos | 16 ¹ | 16 ¹ | Normal | N70°-80°E | ? | SE | 0.25 - 1 ¹⁷ | Activa (?) |
| Florencia-La Palmera | 29,3 ¹ | 29,3 ¹ | Inversa | N60°E, N20-45°E, EW, S40°E | Bajo inferido | SSE | ? | Neotectónica |
| Viejo-Aguas Zarcas | 20 ^{1, 2} | 22,9 ^{1, 2} | Dextral-Normal (?) | N10°W | Alto (?) | W(?) | 0,5 - 0,7 ¹⁷ | Activa |
| Jamaical | 31 ¹ | 54 ¹ | Normal | N45°E | ? | ? | - | Neotectónica |
| Venecia | 7,5 ² | 7,5 ² | Dextral | N15°W | ? | ? | ? | Neotectónica (?) |

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Actividad |
|---------------|---------------------------------------|---------------------------------------|--------------------|-----------------------|---------------|------------------|------------------------------------|--|
| San Miguel | 22,1 ¹ o 24,9 ² | 24,9 ² o 29,2 ¹ | Inversa | N35°W - N70°W | Bajo inferido | S | 2 - 4 ¹⁷ | Potencialmente activa (?) |
| Zarcero Norte | 19,7 ³ | 39,6 ³ | Normal-Dextral | N25°-35°W | Sub-vertical | SW | ? | Actvia |
| Zarcero Sur | 33,4 ¹ | 33,4 ¹ | Normal-Dextral | N05°W | ? | ? | ? | Neotectónica (?) |
| Carbonera | 6,5 ² | 6,5 ² | Dextral | N-N10°W | ? | - | ? | Activa (?) |
| Ángel | 8 ¹ o 26,8 ² | 8 ¹ o 27,5 ² | Dextral-Normal (?) | N45°W, NS, N45°W | Alto (?) | ? | ? | Activa |
| Sabanilla | 22 ² | 27,3 ² | Dextral | N25°W, N45°W, N60°W | ? | - | ? | Activa |
| Alajuela | 17,2 ¹ o 20,8 ² | 17,2 ¹ o 20,8 ² | Inversa | N75°+D2:E13 EW, N55°W | Bajo inferido | N | 1 ¹⁷ ; 10 ¹⁸ | Neotectónica a potencialmente activa (?) |

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Actividad |
|-----------|-----------------|-------------------------|------------------|-------------|--------------|------------------|--------------------------|--|
| La Garita | 15 ¹ | 15 ¹ | Sinistral-Normal | N37°E | Sub-vertical | NW | 0,025 ¹⁹ | Neotectónica a potencialmente activa (?) |

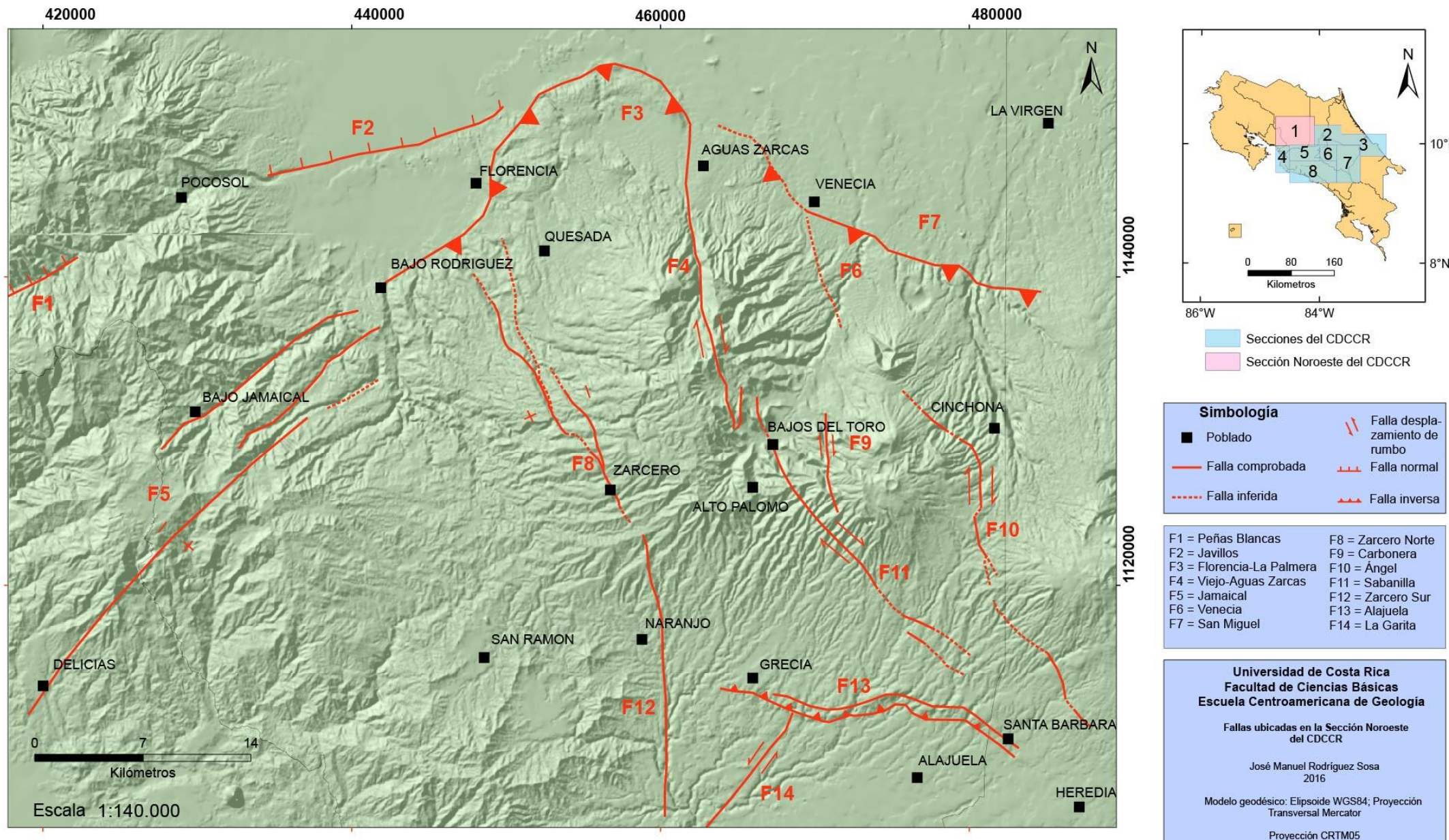


Figura 8: Mapa de la Sección Noroeste (1) del CDCCR.

Cuadro 13: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Noroeste (1) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Tipo | WC 1994 (All-Type) | | AJ 1998 (All-Type) | | A 1996 (All-Type) | | WC 1994 (SS) | | WC 1994 (R) | | PC 2004 (N) | |
|----------------------|---------------------------------------|--------------------|--------------------|------------------|--------------------|------------------|--------------------|------------------|--------------------|------------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Peñas Blancas | 7 ¹ | Normal | 5,7 ¹ | - | 6,1 ¹ | - | 6,1 ¹ | - | - | - | - | - | 6,2 ¹ | - |
| Jabillos | 16 ¹ | Normal | 6,5 ¹ | - | 6,5 ¹ | - | 6,5 ¹ | - | - | - | - | - | 6,6 ¹ | - |
| Florencia-La Palmera | 29,3 ¹ | Inversa | 6,8 ¹ | - | 6,8 ¹ | - | 6,8 ¹ | - | - | - | 6,8 ¹ | - | - | - |
| Viejo-Aguas Zarcas | 20 ^{1,2} | Dextral-Normal (?) | 6,6 ^{1,2} | - | 6,6 ^{1,2} | - | 6,6 ^{1,2} | - | 6,6 ^{1,2} | - | - | - | 6,7 ^{1,2} | - |
| Jamaical | 31 ¹ | Normal | 6,8 ¹ | - | 6,8 ¹ | - | 6,8 ¹ | - | - | - | - | - | 6,8 ¹ | - |
| Venecia | 7,5 ² | Dextral | 5,8 ² | - | 6,2 ² | - | 6,1 ² | - | - | - | - | - | - | - |
| San Miguel | 22,1 ¹ o 24,9 ² | Inversa | 6,6 ¹ | 6,7 ² | 6,7 ¹ | 6,7 ² | 6,7 ¹ | 6,7 ² | - | - | 6,6 ¹ | 6,7 ² | - | - |
| Zacero Norte | 19,7 ³ | Normal-Dextral | 6,6 ³ | - | 6,6 ³ | - | 6,6 ³ | - | 6,6 ³ | - | - | - | 6,6 ³ | - |
| Zarceros Sur | 33,4 ¹ | Normal-Dextral | 6,8 ¹ | - | 6,9 ¹ | - | 6,9 ¹ | - | 6,9 ¹ | - | - | - | 6,9 ¹ | - |
| Carbonera | 6,5 ² | Dextral | 5,6 ² | - | 6,1 ² | - | 6,1 ² | - | - | - | - | - | - | - |
| Ángel | 8 ¹ o 26,8 ² | Dextral-Normal (?) | 5,8 ¹ | 6,7 ² | 6,2 ¹ | 6,8 ² | 6,2 ¹ | 6,8 ² | - | 6,8 ² | - | - | - | 6,8 ² |
| Sabanilla | 22 ² | Dextral | 6,6 ² | - | 6,7 ² | - | 6,7 ² | - | 6,7 ² | - | - | - | - | - |
| Alajuela | 17,2 ¹ o 20,8 ² | Inversa | 6,5 ¹ | 6,6 ² | 6,6 ¹ | 6,6 ² | 6,6 ¹ | 6,6 ² | - | - | 6,5 ¹ | 6,6 ² | - | - |
| La Garita | 15 ¹ | Sinistral-Normal | 6,4 ¹ | - | 6,5 ¹ | - | 6,5 ¹ | - | 6,5 ¹ | - | - | - | 6,5 ¹ | - |
| Promedio | | | 6,4 | | 6,5 | | 6,5 | | | | | | | |

3.2.2 Sección Norte

Enmarca el conjunto de fallas localizada en la zona noroeste y norte del volcán Turrialba (ver Figura 9), entre las que destacan estructuras con orientación N-S a NW como el sistema de fallas Río Sucio y las fallas Blanquito y Alto Grande. Esta sección incluye localidades importantes como por ejemplo Guápiles, Guácimo, San Isidro y Patillos; siendo ésta última el epicentro del evento sísmico de mayor relevancia en esta zona, el terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (M_s 5,7).

Algunas fallas, como en el caso de Río Hondura, Río Patria y Río Blanco, corresponden con estructuras poco conocidas, pero se incluyen aquí puesto que aparecen como fallas o lineamientos en diferentes trabajos y presentan una geomorfología prominente.

El potencial sísmico estimado en esta sección se encuentra entre 6,0 – 6,3 (M_w), aunque presenta fallas de importante potencial como las fallas Río Sucio y Guápiles (ver Cuadro 16).

Las trazas mostradas en la Figura 9 corresponden con los trabajos de los autores referidos en el Cuadro 7. Además, una figura alternativa se presenta en los anexos, exponiendo trazas alternas para las fallas Guápiles, Río Sucio, Alto Grande y Blanquito. En el caso específico de la falla Alto Grande, Montero *et al.* (2013a) propone una traza similar a la mostrada por Linkimer (2003) pero ligeramente más extensa, no obstante, para efectos gráficos, ambas trazas serán consideradas como equivalentes.

Cuadro 14: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Norte (1) del CDCCR.

| Falla | Figura 9 | Figura 27 |
|-------------|---|---|
| Río Patria | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Río Hondura | Fernández (2013). | Fernández (2013). |
| Guápiles | Montero <i>et al.</i> (2013a). | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero (2003). |
| Río Sucio | Montero <i>et al.</i> (2013a). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Alto Grande | Linkimer (2003); Montero <i>et al.</i> (2013a). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Blanquito | Montero <i>et al.</i> (2013a). | Linkimer (2003). |

| Falla | Figura 9 | Figura 27 |
|------------|------------------------------|------------------------------|
| Río Blanco | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Elia | Linkimer (2003). | Linkimer (2003). |
| Ariete | Linkimer (2003). | Linkimer (2003). |

3.2.2.1 Falla Río Patria

Localización y extensión

Situada entre los macizos de los volcanes Irazú y Barva. Corresponde con la falla más occidental del sector conocido como Bajo de la Hondura, además, en conjunto con la falla Río Hondura, corresponde con el borde occidental del *pull-apart* de Turrialba, según Montero (2003).

La mayoría de los autores concuerdan con que esta estructura se extiende por cerca de 11 a 12 km (Montero & Alvarado, 1995; Fernández & Pacheco, 1998; Fernández, 2013), mientras que Montero (2003) sugiere que presenta una longitud mínima que alcanza los 18 km.

Características

Al igual que la falla Río Hondura, es una estructura poco conocida. Denyer *et al.* (2009) y Montero *et al.* (2013a) la trazan como un lineamiento de rumbo N-S, con el bloque oeste levantado y con longitudes muy similares a las expresadas por Montero & Alvarado (1995), Fernández & Pacheco (1998) y Fernández (2013).

Montero & Alvarado (1995), Fernández & Pacheco (1998) y Fernández (2013), si la consideran una falla de tipo normal (bloque oeste levantado); Montero (2003) agrega que la misma presenta una posible componente dextral.

Presenta una traza lineal que recorre parcialmente el sector sur del valle del Río Patria y según Montero & Alvarado (1995), Denyer *et al.* (2009) y Fernández (2013), presenta su bloque oeste ascendido con respecto al bloque este. Dado el poco conocimiento que existe sobre esta falla, no constan mayores referencias a su expresión morfológica.

Grado de actividad

Se desconoce su grado de actividad, sin embargo, puede ser potencialmente neotectónica a potencialmente activa (?); Fernández & Pacheco (1998) y Fernández (2013) confirman una importante sismicidad entre los macizos volcánicos Irazú-Turrialba y Barva, específicamente en el sector donde se ubican fallas como la Río Patria, Río Hondura y Lara. No obstante, la mayor sismicidad se ubica en la intersección entre estas dos últimas fallas.

3.2.2.2 Falla Río Hondura

Localización y extensión

Se encuentra ubicada en la zona conocida como Bajo de la Hondura; entre los macizos del volcán Irazú y Barva. Esta falla recorre parcialmente el cauce del río Hondura, localizado al oeste del río Sucio. Estructuralmente, está limitada hacia el oeste por la falla Río Patria y al este por el sistema de falla Río Sucio. Además, hacia el sureste es intersectada por la falla Lara, donde según Fernández & Pacheco (1998) se registra cierta sismicidad.

Montero & Alvarado (1995) le asignan una longitud de 11 km, similar a lo propuesto por Fernández (2013). Por otro lado, Montero (2003) supone una extensión menor de 8 km.

Características

Corresponde con una falla relativamente desconocida, sin embargo, se incluye aquí ya que su expresión morfológica es prominente, su extensión considerable y además presenta un grado de actividad importante, según Fernández & Pacheco (1998).

La falla Río Hondura se orienta predominantemente N-S, con un trazo bastante lineal y un movimiento dextral (Montero & Alvarado, 1995; Montero, 2003). Fernández (2013) la considera como una falla normal.

Su rasgo más evidente es el valle profundo del río Hondura, el cual transcurre linealmente hasta unirse con el cauce del río Sucio. Tanto Montero & Alvarado (1995) como Montero (2003), indican que esta falla posee evidencias morfológicas de movimiento lateral derecho.

Grado de actividad

Es relacionada con la actividad sísmica existente en la zona de Bajo de la Hondura, la cual es referida por autores como Montero & Alvarado (1995), Fernández & Pacheco (1998) o Fernández (2013), quien además asegura que esta sismicidad es generalmente menor a magnitud 5,0. Por otro lado, Fernández & Pacheco (1998) indican que una de las zonas donde se concentra mayor sismicidad es en la intersección de la falla Río Hondura con la falla Lara.

Debido a lo anterior, el grado de actividad de la falla Río Hondura puede corresponder con neotectónica a potencialmente activa (?).

3.2.3.3 Falla Guápiles

Localización y extensión

Se localiza en la ladera norte del macizo de los volcanes Irazú - Turrialba, conformando el límite entre los depósitos volcánicos cuaternarios de la Cordillera Volcánica Central y los depósitos aluviales de las cuencas trasarco en la zona de Limón (Montero *et al.*, 1998). Según Montero *et al.* (1998) la falla posee una longitud de 13 km, extendiéndose desde el oeste del río Sucio hasta el ríoToro Amarillo. Por otro lado, Boschini (1989) propone una longitud de unos 7 km, sin embargo, en los estudios más actualizados (Montero, 2001; Denyer *et al.*, 2009; Montero *et al.*, 2013a), la falla Guápiles parece extenderse más hacia el oeste, atravesando el río Sucio y cambiando su rumbo al NW con lo cual alcanza una longitud que ronda los 20 km.

Características

Presenta una orientación E-W (Montero *et al.*, 1998), con una traza bastante lineal y un movimiento de tipo inverso, según Borgia *et al.* (1990). En su sector occidental, luego de atravesar el río Sucio, la falla varía su rumbo a N50°W (Montero *et al.*, 2013). Se desconoce su ángulo de inclinación, aunque por el tipo de fallamiento se infiere que es bajo, mientras que su plano de falla se perfila hacia el sur (Montero, 2001).

Boschini (1989) menciona la posible existencia de una componente dextral para esta falla, con base en una serie de pequeñas fracturas orientadas NW-SE, es decir, oblicuas al rumbo de la falla.

Por otro lado, su tasa de movimiento es incierta, aunque Montero *et al.* (1998) proponen una tasa probable de 0.2-1 mm/año, mientras que Soulas (1989), asumen una deformación del orden de 0,5 mm/año.

La falla es definida por un prominente escarpe que mira hacia el norte exhibiendo un facetamiento trapezoidal, con una altura de 40 m en su sector este y una mayor elevación en el oeste (100 - 200 m), según Montero *et al.* (1998) y Montero (2001). Además, este último autor, refiere la existencia de lomas que se encuentran limitadas del lado sur por contraescares de suave pendiente inclinados en la misma dirección. En adición, Boschini (1989) expresa que los ríos están encajados aguas arriba del escarpe y tienen difluencias aguas abajo, creando patrones trenzados muy evidentes. De igual manera menciona una terraza aluvial (posiblemente del Pleistoceno Medio?) localizada entre los ríos Costa Rica y Blanco, la cual exhibe una inclinación contrapendiente de entre 7 a 8 grados sobre el bloque levantado.

Grado de actividad

La falla es considerada como neotectónica por Borgia *et al.* (1990), sin embargo, puede considerarse como potencialmente activa (?) con base en la observación que hacen Montero *et al.* (1998) donde mencionan terrazas levantadas del Holoceno en el borde este de la falla.

La falla no presenta sismicidad histórica comprobada, sin embargo, Montero (2001) menciona la ocurrencia de un sismo de magnitud 4,0 (30 de setiembre de 1998), con una profundidad de 8 km y un mecanismo focal inverso con un plano nodal de bajo ángulo que se inclina al sur. De acuerdo con su interpretación se asocia tal evento con la falla Guápiles.

3.2.2.4 Falla Río Sucio

Localización y extensión

Se sitúa sobre el flanco noroeste del volcán Irazú, específicamente al oeste de la falla Alto Grande. Según Linkimer (2003), transcurre, con una expresión prominente, a lo largo del río Sucio hasta el sector sur del cerro Alto Grande. La mayoría de los autores que refieren esta falla concuerdan en que la misma se componen de tres ramales, Oriental, Central y Occidental, siendo el Oriental el que posee mayor longitud; 17 km, según Montero *et al.* (1998) y Linkimer (2003). Por otro lado, Montero & Alvarado (1995) y Montero (2003) proponen una longitud mínima de 14 km.

En una revisión más reciente (Montero *et al.*, 2013a) se propone que el ramal Oriental se extiende aún más hacia el noreste, alcanzando así la falla Guápiles y sobrepasando los 30 km de longitud. En cuando a los ramales Central y Occidental, les asigna longitudes de 7 y 5 km respectivamente.

Características

Según Montero *et al.* (1998) corresponde con una falla de desplazamiento de rumbo de tipo dextral orientada N43°W y con un alto ángulo de inclinación; Linkimer (2003) lo supone vertical.

Montero (2003) la considera la continuación del sistema de falla Atirro dentro del macizo del Irazú y le asocia un movimiento de tipo dextral. Por su parte Montero & Alvarado (1995) asumen que la falla tiene dos ramales (Occidental y Oriental), y determinan un movimiento de tipo dextral para el ramal Occidental.

Con base en Montero *et al.* (2013a) se observa que el ramal Occidental presenta una orientación cercana a N-S, mientras que los ramales Central y Oriental exhiben un rumbo de entre N40°W a N65°W. No obstante, el ramal Oriental cambia a un rumbo aproximadamente N10°W al encausarse en el río Sucio.

Su expresión superficial viene marcada por una amplia serie de morfologías; Montero (2003) menciona que el ramal Oriental se expresa por valles lineales, sillares de falla y escarpes

facetados al suroeste con alturas entre 200 m hasta un máximo de 400 m, en el cerro Alto Grande. Cerca de este cerro se presenta una estructura transtensiva. Una descripción similar es aportada por Linkimer (2003) para este ramal.

En cuanto al ramal Occidental, Montero & Alvarado (1995) describen que al sur de Tierras Morenas presenta una estructura de tipo cuenca de tracción, cuya geometría sugiere una componente dextral.

Los ramales Occidental y Central se unen con la traza Oriental justo antes de que el río Sucio cambie de rumbo N60°W a N10°W, por donde la traza Oriental continúa varios kilómetros hacia el noroeste, hasta culminar en el extremo occidental de la falla Guápiles (tomando en cuenta lo propuesto por Montero *et al.*, 2013a).

Grado de actividad

Se considera como una falla activa, puesto que atraviesa depósitos cuaternarios y además presenta sismicidad asociada, según Montero & Alvarado (1995).

Tanto Montero & Alvarado (1995), así como Montero *et al.* (2013a), relacionan el terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (M_s 5,7) con el ramal Occidental de la falla Río Sucio. Sin embargo, Montero (2003) cree que también puede estar asociado a la falla Lara, la cual también se encuentra dentro de la posible zona macrosísmica del terremoto. La intensidad del temblor alcanzó el grado VIII en la escala de Mercalli Modificada, originando considerables deslizamientos y varias muertes.

También, de acuerdo con Fernández *et al.* (1998), varios sismos de un enjambre ocurrido en el volcán Irazú durante el año 1991 y otros eventos de baja magnitud, que ocurrieron entre 1992 y 1996, fueron generados a lo largo de la falla Río Sucio. Por otro lado, Linkimer (2003) menciona la ausencia de sismos asociados a esta falla en el periodo comprendido entre 1992-2002.

Finalmente, como será referido más adelante (ver falla Lara), el 25 y 26 de mayo del 2015 tuvo lugar una secuencia sísmica importante ubicada entre la falla Lara y la falla Río Sucio.

3.2.2.5 Falla Alto Grande

Localización y extensión

Situada sobre el flanco norte del volcán Irazú, entre la falla Río Sucio y la falla Blanquito. Se extiende cerca de 6 km hacia el noroeste desde un punto al norte de cerro Alto Grande (Montero *et al.*, 1998). Presenta una extensión de 6 km, según Montero *et al.* (1998), mientras que Linkimer (2003) propone una longitud de 9 km. Montero & Alvarado (1995) mencionan que la falla se prolonga 18 km y que podría extenderse hasta los 30 km; otros trabajos como Barquero *et al.* (1995), Fernández *et al.* (1998), Denyer *et al.* (2009) o Barquero & Alvarado (2011), presentan conclusiones similares.

Cabe mencionar que Montero (2003) la considera como una falla asociada a la falla Blanquito (ubicada al este), y que ambas confluyen hacia el noroeste.

Características

Según Montero *et al.* (1998) corresponde con una falla de tipo normal con un alto ángulo de inclinación y una tasa de movimiento vertical relativamente baja (probablemente menor a 1 mm/año), basados en Montero & Alvarado (1995) quienes aseguran que el escarpe preservado de la falla es de tan solo 10 m.

Linkimer (2003) asume un movimiento oblicuo (dextral-normal) en concordancia con lo observado en el escarpe noreste de la falla y el desplazamiento dextral que experimenta el frente sur del cerro Alto Grande. Además, se encuentra orientada N30°W, con un plano de falla vertical.

Existen discrepancias en cuanto a su bloque levantado; en su sección sureste parece que el bloque levantado es el noreste como lo indican Montero & Alvarado (1995) o Linkimer (2003), mientras que hacia el noroeste el sector que parece estar levantado es el suroeste lo cual estaría en concordancia con Barquero *et al.* (1995) y Denyer *et al.* (2009).

Según Montero *et al.* (1998) se caracteriza por profundos valles alineados con la traza de la falla, así como prominentes escarpes. Por otro lado, Montero & Alvarado (1995) destaca farallones de hasta 350 -550 m que han sido esculpidos por erosión diferencial.

Finalmente, Linkimer (2003) menciona que la expresión geomórfica de la falla se caracteriza por 5 valles lineales, 1 silla de falla y 3 escarpes de 20 a 350 m de altura, que miran hacia el sureste.

Grado de actividad

Es considerada como una falla neotectónica ya que atraviesa depósitos cuaternarios del volcán Irazú, según Montero & Alvarado (1995) y Montero *et al.* (1998).

Montero & Alvarado (1995) afirman que puede corresponder con una falla relativamente joven, unos 50.000 años, mientras que Montero *et al.* (1998) asumen que el último movimiento de la falla es menor a 0,5 Ma; con base a depósitos Cuaternarios del volcán Irazú que han sido cortados por la falla.

Fernández & Pacheco (1998), así como Fernández *et al.* (1998), aseguran que la falla Alto Grande se caracteriza por presentar una baja sismicidad, al igual que las fallas Blanquito, Río Sucio y Río Blanco. Sin embargo, en 1991, a raíz del terremoto de Piedras Negras (22 de diciembre de 1990, $M_s = 5,7$) y el terremoto de Limón (22 de abril de 1991, $M_w = 7,7$), el macizo del volcán Irazú sufrió una desestabilización sísmica que Barquero *et al.* (1995) denominaron como “la crisis sísmica del volcán Irazú”, en donde ocurrieron una serie de temblores a lo largo de una falla orientada NW-SE (cerca de la localidad de Pacayas) y que continúa hacia el noroeste con la falla Alto Grande, por ello Montero & Alvarado (1995) asocian esa serie de sismos con esta falla.

Por otro lado, Linkimer (2003) asegura la no ocurrencia de sismos asociados a esta falla en el periodo comprendido entre 1992 -2002.

3.2.2.6 Falla Blanquito

Localización y extensión

Localizada sobre el flanco noreste del volcán Irazú, entre las fallas Alto Grande (oeste) y Río Blanco (este). Se extiende a lo largo de 8 km hacia el norte desde el Cerro Alto Grande.

Presenta una extensión de 9 km, como mínimo (Montero & Alvarado, 1995). Montero *et al.* (2013a) sugieren una extensión de poco más de 10 km.

Por otro lado, Montero (2001) ubica una traza muy similar a la cual denomina falla Blanco y le asigna una longitud que ronda los 9 km.

Características

Según Montero *et al.* (1998), corresponde con una falla de alto ángulo orientada N17°W, con un movimiento de tipo normal. Estos autores le asocian una tasa de movimiento baja, 1mm/año, basados en la poca altura del escarpe original (menos de 10 m).

Linkimer (2003) asume un movimiento oblicuo (dextral-normal) referido al desplazamiento dextral que experimentan los ríos Blanco, Blanquito y un afluente del mismo; desplazamiento que se estima en 500-600 m. Además, considera que su plano de falla es vertical y, al igual que Montero *et al.* (2013a), supone el bloque noreste levantado.

Según Montero *et al.* (1998) la falla se encuentra definida por valles lineales y escarpes de falla, lo cual concuerda con lo referido por Linkimer (2003), quien especifica que la traza se evidencia por dos valles de falla muy prominentes y tres escarpes que alcanzan alturas de 300 m.

Grado de actividad

Se considera una falla neotectónica ya que atraviesa depósitos cuaternarios del volcán Irazú, según Linkimer (2003), Montero *et al.* (1998) y Montero & Alvarado (1995). Agregado a ello, Fernández *et al.* (1998) indican que la falla Blanquito presenta poca actividad en la actualidad.

No hay reportes sísmicos asociados a la traza de esta falla. El evento sísmico de mayor importancia generado en las cercanías de esta falla corresponde con el terremoto de Patillos ($M_s = 5.7$) del 30 de diciembre de 1952, el cual ocurrió en el brazo occidental de la falla Río Sucio. Adicionalmente, es posible mencionar el enjambre sísmico acontecido en 1991 dentro del área volcánica del Irazú cuyo evento principal presentó una magnitud de 4,3 M_L ; Montero

& Alvarado (1995) afirman que esta secuencia sísmica fue disparada por los terremotos de Piedras Negras (M_s 5,7) y Limón (M_w 7,7).

3.2.2.7 Falla Río Blanco

Localización y extensión

Se encuentra ubicada en la zona noreste del volcán Irazú extendiéndose hacia el sector norte de la falla Blanquito. Comúnmente se le asigna una longitud que ronda los 13 km (Montero & Alvarado, 1995; Fernández & Pacheco, 1998; Denyer *et al.*, 2009; Barquero & Alvarado, 2011; Fernández, 2013), sin embargo, Fernández *et al.* (1998) sugieren que la falla Río Blanco podría extenderse más hacia el sureste y conectarse con otra falla de características similares descrita por Soto (1988), así la falla Río Blanco alcanzaría una longitud cercana a los 18 km.

Características

Es una estructura poco estudiada, en algunos trabajos aparece como un lineamiento sugestivo de ser falla normal (Barquero *et al.*, 1995; Denyer *et al.*, 2009); sin embargo, Montero & Alvarado (1995) la catalogan como una falla normal de rumbo NW y Fernández *et al.* (1998) confirman lo anterior al estudiar un sismo ubicado 3 km al noreste de esta falla, sugiriendo además que el plano de falla se inclina hacia el noreste y es sub-vertical.

Dado que ha sido poco estudiada no existen muchas referencias a su morfología; Montero & Alvarado (1995) resaltan la presencia de un prominente escarpe de unos 100 m de altura con facetas trapezoidales.

Grado de actividad

Es considerada como una estructura neotectónica (Denyer *et al.* 2009); su grado de actividad es bastante bajo según refieren autores como Fernández & Pacheco (1998). Por otro lado, Fernández *et al.* (1998) afirman que es muy probable que la falla Río Blanco esté relacionada con el sismo del 26 de mayo de 1996 ($M = 3,9$); el mismo se ubicó 3,2 km al noreste de la falla, con una profundidad de 19 km. El ángulo de inclinación del plano nodal determinado por estos autores es de 80° hacia el noreste, lo que hace muy factible la asociación entre el

sismo y esta falla. Además, estos autores muestran un mecanismo focal para un evento ocurrido durante una secuencia sísmica en junio de 1997, la cual se ubicó principalmente en el área del volcán Irazú, no obstante, este evento en particular se localizó pocos kilómetros al suroeste de la falla Río Blanco, exhibiendo un rumbo y mecanismo muy similar al de la falla, por lo cual su asociación es probable

3.2.2.8 Fallas Ariete-Elia

Localización y extensión

Ubicadas en el sector Central-Noreste del CDCCD, más concretamente en la zona cuspidal del volcán Turrialba; la falla Ariete se localiza en la zona sur de los cráteres del volcán, mientras que la falla Elia se encuentra en la cima del mismo (Fernández *et al.*, 1998).

Según Soto (1988), la falla Ariete posee una longitud de 11 km, mientras que Linkimer (2003) le asigna una extensión de 8 km. En el caso de la falla Elia, ésta se extiende unos 10 km según las observaciones de Denyer *et al.* (2009), aunque Linkimer (2003) propone unos 5 km de longitud.

Características

Ambas fallas conforman un graben en la cima del volcán Turrialba, el cual es limitado por depósitos *debris avalanche* del Pleistoceno Tardío (Montero *et al.*, 2013a). En el caso de la falla Elia, es considerada como una falla normal (Denyer *et al.*, 2009), con un rumbo que varía entre N20°E y N45°E, según Linkimer (2003).

Por otro lado, la falla Ariete se orienta N40°E (Linkimer, 2003) y es considerada como transcurrente, según Denyer *et al.* (2009). Sin embargo, Linkimer (2003) la supone de tipo normal y con actividad neotectónica, ya que Soto (1998) sugiere que la falla corta piroclastos y lavas muy recientes (≤ 2000 años de antigüedad). Sus planos de falla son presumiblemente verticales, según señala Linkimer (2003).

En su aspecto geomorfológico, como ya fue referido, ambas fallas conforman el graben cuspidal del volcán Turrialba, el cual, según Linkimer (2003) presenta una orientación N40°E

con una extensión de 4 km de largo por 1,5 km de ancho. Sin embargo, puntualiza que, según Soto (1988), si se toma en cuenta la existencia de los cráteres, como piroclásticos y la alineación de los estratovolcanes Finca Liebres (al suroeste) y Dos Novillos (al noreste), el graben podría extender su longitud hasta los 11 km.

En el caso de la falla Ariete, su expresión más prominente es un eskarpe de unos 25 m de altura (según Montero, 2003: Montero & Alvarado, 1995). Linkimer (2003) también menciona la existencia de tramos lineales de 250 m en el río Turrialba y de 500 m en el río Jesús María, además de la alineación de la quebrada Ariete y el río Aquiares. Del mismo modo, destaca un contra eskarpe de 5 m de altura, localizado en el camino de ascenso al volcán (a unos 3200 m.s.n.m). Además, Soto (1988) cita la existencia de fallas normales sintéticas, alineadas con el eskarpe de la falla Ariete.

Por otro lado, la falla Elia no presenta una expresión geomórfica tan prominente como la anterior, autores como Montero & Alvarado (1995) especifican que en fotografía aérea, ésta falla se observa como un tenue lineamiento. Sin embargo, Soto (1988) alude la existencia de fracturas abiertas que han generado reiterados deslizamientos, además de numerosos manantiales que se precipitan desde lo alto de las paredes, descargando acuíferos colgados. Por su parte, Linkimer (2003) afirma que la falla transcurre a lo largo del valle lineal de la quebrada Elia.

Además, Soto (1988) menciona la existencia de un control estructural en dirección noreste, el cual es el responsable de la instalación del conjunto volcán Turrialba y estructuras volcánicas adyacentes, previas y contemporáneas.

Grado de actividad

En Montero *et al.* (2013a) se observa un evento muy cercano a la traza de la falla Ariete, el mismo presenta un mecanismo focal de tipo normal, concordante con el movimiento que proponen autores como Linkimer (2003) o Soto (1988).

Fernández *et al.* (1998), consideran que las fallas Ariete y Elia son las responsables de un enjambre sísmico ocurrido en 1982. Por su parte, Linkimer (2003) reporta siete sismos en la

cima del volcán Turrialba, para el periodo comprendido entre 1992-2002. Tales sismos tuvieron magnitudes entre 1,1 y 3,2 ML y pueden haber estado relacionados con las fallas Ariete y Elia. Dicho autor considera ambas estructuras como activas.

Cuadro 15: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Norte (2) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Otros nombres | Actividad |
|-------------|---|---|---------------------|-------------|------------------|------------------|--|---------------|--|
| Río Patria | 11,3 ¹ | 11,3 ¹ | Normal-Dextral (?) | N05°E | Sub-vertical (?) | W | ? | - | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| Río Hondura | 9 ¹ | 9 ¹ | Dextral-Normal (?) | N17°E | Sub-vertical (?) | - | ? | - | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| Guápiles | 21,9 ⁴ o 23,1 ^{1,5} | 21,9 ⁴ o 23,1 ^{1,5} | Inversa-Dextral (?) | N45°W-EW | Bajo inferido | S | 0,2 ¹⁰ - 1; 0,5 ²⁰ | - | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| Río Sucio | 25,7 ¹ o 33,7 ⁴ ramal oriental; 7,3 ⁴ o 10,2 ¹ ramal central; 6,4 ⁴ o 10,5 ¹ ramal occidental | 25,7 ¹ o 35,4 ⁴ ramal oriental; 7,3 ⁴ o 10,2 ¹ ramal central; 8,2 ⁴ o 10,5 ¹ ramal occidental | Dextral | N20°W-N57°W | Vertical | - | ? | - | Activa |

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Otros nombres | Actividad |
|-------------|---|---|--------------------|------------------|--------------------|------------------|--------------------------|---------------------|--------------|
| Alto Grande | 6,5 ⁴ o 9 ⁶ o 20,9 ¹ | 6,5 ⁴ o 9 ⁶ o 20,9 ¹ | Normal | N26°W | Vertical | SW/NE | <1 ¹⁰ | - | Neotectónica |
| Blanquito | 10,4 ⁶ o 11 ⁴ | 10,4 ⁶ o 14 ⁴ | Normal-Dextral (?) | N18°W- N40°W | Vertical | NE | 1 ¹⁰ | Blanco ⁷ | Neotectónica |
| Río Blanco | 10,6 ¹ | 10,6 ¹ | Normal | N44°W- N32°W | Sub-vertical (80°) | SW | - | - | Netectónica |
| Ariete | 7,9 ⁶ | 7,9 ⁶ | Normal | N40°E- N60°E | Vertical | SE | ? | - | Activa |
| Elia | 5,3 ⁶ | 5,3 ⁶ | Normal | N40°E - N20°E | Vertical | NW | ? | - | Activa |

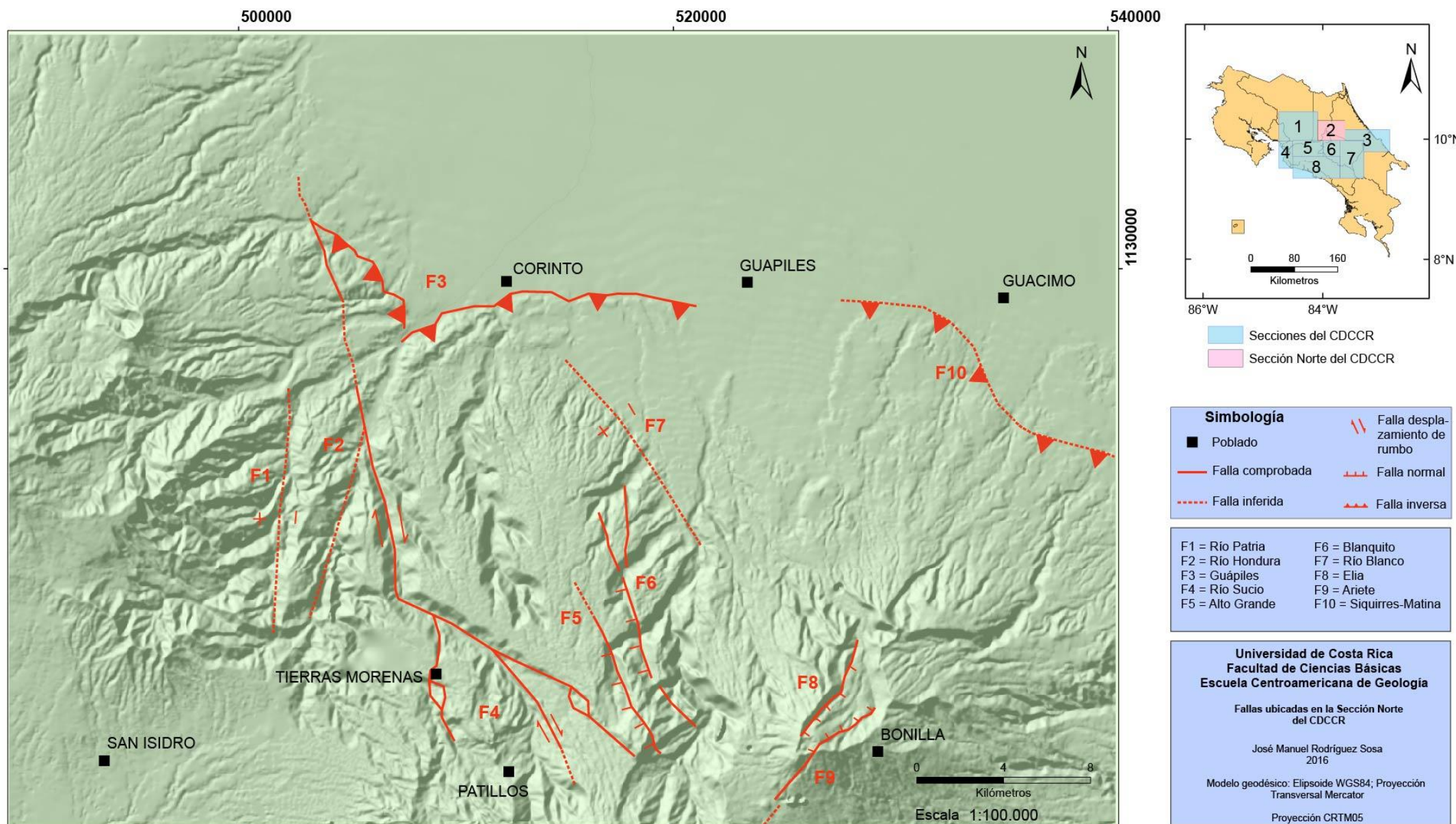


Figura 9: Mapa de la Sección Norte (2) del CDCCR.

3.2.3 Sección Este

Comprende el área noroccidental de la Cordillera de Talamanca y las planicies aluviales del Caribe, extendiéndose desde la localidad de Limón, al este, hasta algunos kilómetros más allá de Siquirres (ver Figura 10). Dentro de esta sección se ubican fallas importantes como Siquirres-Matina o la falla Río Blanco, y otras menos conocidas como la falla Ayil.

Esta zona presenta una actividad sísmica relativamente baja, donde el evento asociado de mayor importancia es el terremoto del 22 de abril de Limón de 1991, donde fallas como Río Blanco fueron reactivadas. En cuanto a su potencial sísmico, corresponde con una de las secciones más importantes cuyo potencial promedio alcanza los 6,6 – 6,7 (M_w), donde sobresalen fallas como Siquirres-Matina (ver Cuadro 19).

Como se puede apreciar en la Figura 10, dentro de esta sección también se incluyen fallas como Kabébeta y Tuis (trazas en color negro), no obstante, estas son descritas más adelante, dentro de la Sección Central-Este.

A continuación, se especifica la autoría de las trazas mostradas en la Figura 10. Además, una figura alternativa se presentará para exhibir diferentes propuestas sobre la geometría de la falla Pacuare (Figura 28).

Cuadro 17: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Este (3) del CDCCR.

| Falla | Figura 10 |
|------------------|--|
| Siquirres-Matina | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Bajo Tigre | Linkimer (2003). |
| Pacuare | Linkimer (2003). |
| Ayil | Montero <i>et al.</i> (2013a). |
| Río Blanco | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero (2001). |

3.2.3.1 Falla Siquirres-Matina

Localización y extensión

Se ubica en el borde norte de la Cordillera de Talamanca, formando parte de un conjunto de fallas inversas que se extienden desde Matina hasta las cercanías de Ciudad Quesada, donde aparece la falla Florencia-La Palmera.

Se prolonga hacia el este desde la localidad de Guácimo pasando por el sector sur de Siquirres y Matina, hasta alcanzar la falla Río Blanco, en las cercanías de Limón. Autores como Denyer *et al.* (2009) o Fernández (2009) sugieren que la falla se extiende, desde su confluencia con la falla Río Blanco, hacia el noroeste hasta alcanzar la localidad de Guácimo, presentando una longitud de 80 km, como mínimo.

Por su parte, Montero *et al.* (1998), observa que la falla en su sector noroeste alcanza el poblado de Siquirres, lo cual disminuye la longitud de la falla a 50 km. En otros estudios, como Montero (2001 y 2003), suponen que la falla alcanzaría apenas los 30 km, ya que no se extendería hacia el sureste hasta culminar con la falla Río Blanco, ni hacia el noroeste hasta alcanzar la localidad de Guácimo. Inclusive, los escarpes ubicados en el sector cercano a Guácimo son considerados como otra falla denominada con el nombre de dicha localidad.

En torno a ello, Boschini (1989) especifica que entre Guápiles y Siquirres existen grandes abanicos laháricos que cubre los escarpes, sin embargo, al adelgazarse el espesor de estos depósitos, es posible apreciar nuevamente los escarpes. Por lo que es posible inferir que la falla Siquirres-Matina se extiende desde Guácimo hasta las cercanías de Limón, donde confluye con la falla Río Blanco.

En este caso, la falla será considerada en dos secciones; iniciando al este en la falla Río Blanco y continuando hacia el oeste hasta la localidad de Siquirres, extendiéndose unos 50 km, y a partir de aquí hasta la localidad de Guácimo, abarcando otros 28 km. Se considera así con el objetivo de calcular tres escenarios de ruptura (ver Cuadro 19).

Características

Según Linkimer (2003), forma parte de un sistema de fallas inversas que se extiende hacia el noroeste, abarcando además las fallas Guápiles y San Miguel, e incluso se podría agregar la falla Florencia-La Palmera.

La orientación de la traza es $N73^{\circ}W$, en promedio, según Montero *et al.* (1998), no obstante, la misma varía desde NW a NE en varios sectores de la falla. Por ejemplo, para el tramo comprendido entre Guápiles y Siquirres, denominado por Montero (2001) como falla Guácimo, presenta una orientación promedio $N45^{\circ}W$ (Boschini, 1989).

Montero *et al.* (1998) proponen una tasa de movimiento menor a 1mm/año, mientras que Soulas (1989) sugiere una tasa de 0,5 mm/año. Así mismo, asume que el ángulo de inclinación del conjunto de falla inversas es de 45° aproximadamente; no descarta la presencia de fallas ciegas en la llanura aluvial. Sin embargo, Soulas (1992) indica que el ángulo de inclinación del plano principal del sistema es mucho menor, entre 15° a 25° , por lo que redefine la tasa de movimiento a un rango de 1 a 3 mm/año.

Montero (2001) indica que la principal expresión geomórfica de esta falla son una serie de escarpes orientados E-W. También menciona la existencia de terrazas aluviales levantadas y el encajonamiento de los ríos aguas arriba de los escarpes. Por otro lado, Salazar (1996) menciona que los escarpes en las cercanías de Guácimo son prominentes y de morfología juvenil, con alturas que oscilan entre los 100 a 200 m.

Boschini (1989) afirma que, para el tramo comprendido entre Río Reventazón-Siquirres-Río Cimarrones, la altura de los escarpes ronda los 240 m por encima de la planicie aluvial. Agrega que hacia el sector este de Siquirres (tramo Río Cimarrones-Río Barbilla) el sistema de fallas inversas se torna complejo, presentando al menos dos trazas; un escarpe principal de 200 m de altura con remanentes de terrazas de edad Pleistoceno Inferior (?) y un conjunto de colinas alineadas de 100 m de altura ubicadas en la llanura aluvial, de edad Pleistoceno Medio (?).

Grado de actividad

Es considerada como una falla activa por Montero (2001) y Fernández (2009), en tanto que otros autores (Montero *et al.*, 1998; Linkimer, 2003; Denyer *et al.*, 2009;) la consideran como una falla neotectónica.

Después del Terremoto de Limón (22/4/1991), Barquero & Rojas (1994) registraron tres eventos importantes (M_D 5,2 el de mayor magnitud), en la zona norte de Matina. Los mismos presentaban mecanismos sinestrales con componentes inversas y un plano nodal orientado E-W. Los autores relacionan la componente inversa con el fallamiento inverso presente en el frente montañoso de la zona.

Montero (2001) asocia con esta falla una réplica (M_s 4,8) del Terremoto de Limón que ocurrió al sur de los escarpes generados por la misma. Dicha réplica presentó un mecanismo focal inverso con un rumbo similar al de los escarpes.

Linkimer (2003) localiza nueve eventos sísmicos en los alrededores de Siquirres, entre 1992 y 2002, los cuales relaciona, tentativamente, con la falla Siquirres-Matina.

En Fernández (2009) se pueden observar algunos sismos al sur de la falla Siquirres-Matina, posiblemente asociados con la misma. Estos eventos ocurrieron entre 1991-2003.

Boschini (1989) comenta que el 21 de febrero de 1798 comenzó una actividad sísmica que alertó a los pobladores del Matina; agrega que el área de percepción fue aparentemente pequeña, por lo que asocia esta secuencia sísmica con una fuente somera en los alrededores de Matina. Además, afirma que el terremoto del 7 de enero de 1953 ($M_L = 5,5$) pudo haber sido generado en algún tramo del sistema de fallamiento inverso que limita la cordillera de Talamanca (falla Siquirres-Matina); por su parte Boschini & Montero (1994) concuerdan con esto, pero agregan la posibilidad de que el evento haya ocurrido en una falla de desplazamiento de rumbo cercana a Puerto Limón, por lo que su asociación con la falla Río Blanco también es probable (?).

Peraldo & Montero (1999) mencionan la posible relación entre un temblor ocurrido en Matina en 1746 y el sistema de falla inversas de la zona. Este sismo no sobrepasó la intensidad MM VII.

3.2.3.2 Falla Bajo Tigre

Localización y extensión

Esta falla se describe aquí por ser parte del sistema de falla Pacuare. Se localiza al suroeste de Siquirres; hacia el sur se encuentra con la sección noroeste de la falla Pacuare, mientras que hacia el norte limita con la falla-pliegue Siquirres-Matina. Tomando como referencia Linkimer (2003), la falla presenta una extensión de 15 km.

Características

Es descrita con este nombre por Linkimer (2003), sin embargo, ha sido reconocida por otros autores como Pérez (1996) quien la denomina falla San Martín. Por su parte, Montero (2001) extiende la falla Pacuare en su sector noroeste concordando en dicho sector con una sección de la falla Bajo Tigre. De igual manera, Fernández (1987) cartografía una falla que concordaría con el sector sur de la falla en cuestión. Por su parte, Alvarado *et al.* (1998) la describen como un alineamiento fotogeológico y mencionan la presencia de una componente normal.

La falla presenta una orientación predominantemente N-S con una traza curvilínea. Según Linkimer (2003) es una falla de tipo normal que levanta el bloque este, con una componente dextral. El ángulo de inclinación de su plano de falla es desconocido, aunque por la prominencia de los escarpes que genera la falla y por el tipo de fallamiento, se puede inferir que es alto.

Linkimer (2003) asegura que se caracteriza por prominentes escarpes de falla de hasta 200 m que miran hacia el oeste. Además, menciona que la componente dextral que exhibe la falla está evidenciada por los desvíos dextrales en la quebrada Terciopelo y en el frente norte de la quebrada Alcantarilla.

Grado de actividad

Linkimer (2003) la considera como una estructura activa. Además, confirma que en el periodo comprendido entre 1992-2002 ocurrieron tres sismos posiblemente relacionados con la actividad de esta falla.

3.2.3.3 Falla Pacuare

Localización y extensión

Se sitúa al este de la ciudad de Turrialba. Según Linkimer (2003), la traza de la falla transcurre a lo largo del valle del río Pacuare cerca de la comunidad de Bajo Pacuare. Forma parte del sistema de falla Pacuare definido como tal por Linkimer (2003), limitando hacia el sur con la falla Kabébeta mientras que hacia el sector norte colinda con otras fallas menores, también definidas por el mismo autor.

Linkimer (2003) propone una longitud de 12 km, al igual que Denyer *et al.* (2009), pero menciona que la falla puede continuar hacia el sureste hasta alcanzar el río Chirripó, aumentando su longitud a 28 km.

Marshall *et al.* (2000) suponen una longitud de 20 km, mientras que Montero (2003) le asigna una longitud de 25 km, sin embargo, el sector norte de la traza que propone corresponde con una falla menor (Alto Corozal) definida por Linkimer (2003). La traza propuesta por Montero *et al.* (2013a) es similar a la de Montero (2003), con una longitud ligeramente menor.

Características

Esta falla se encuentra orientada aproximadamente N50°E en su sector medio y sur, mientras que en su extremo norte Linkimer (2003) suponen un rumbo N10°W, al norte del cerro Corozal. La mayoría de los autores (Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001 y 2003; Linkimer, 2003; Denyer *et al.*, 2009; Montero *et al.*, 2013a) concuerdan con un fallamiento de tipo dextral. Además, Denyer *et al.* (2009) sugieren que el bloque norte se encuentra levantado

mediante un mecanismo normal. Por su parte Alvarado *et al.* (1998) suponen un fallamiento inverso con una componente dextral, similar a lo propuesto por Barrantes *et al.* (1999).

Geomorfológicamente, Montero (2001) indica que la prominencia de la falla es moderada a fuerte caracterizada por valles lineales y sillas de fallas. Según Linkimer (2003), en su sector norte la traza se evidencia por un valle lineal y un escarpe de 60 m, al norte del cerro Corozal. Posteriormente, la falla se interna en el valle del río Pacuare, variando su rumbo y transcurriendo hacia el sureste donde genera otros escarpes de falla. Alvarado *et al.* (1998) resaltan la presencia de facetas triangulares en la margen derecha del río Pacuare, así como terrazas basculadas, deslizamientos alineados y meandros abandonados.

Grado de actividad

Es considerada como una falla activa; Montero (2001 y 2003) confirma la presencia de actividad en esta falla posterior al terremoto de Limón en 1991.

Linkimer (2003) menciona que varios eventos ocurridos en los años 1976, 1980 y 1991 se pueden asociar con la falla. Además, agrega que durante el periodo comprendido entre 1992-2002 ocurrieron cinco sismos posiblemente relacionados con esta falla.

Barrantes *et al.* (1999) estudian la sismicidad de los alrededores del P.H. Pacuare, en el periodo de 1984 – 1997 y relacionan la falla Pacuare con una serie de sismos de magnitud pequeña a moderada con profundidades de entre 10 a 15 km.

3.2.3.4 Falla Ayil

Localización y extensión

Se sitúa a alrededor de 20 km al sureste de Siquirres, inmersa en una zona donde no existen, o no se han identificado aún, fallas de gran longitud. Hacia el norte colinda con la falla Siquirres-Matina, y hacia el suroeste con las fallas Pacuare y Kabébeta.

La mayoría de los autores (Montero, 2001 y 2003; Montero *et al.*, 2013a;) asumen longitudes de aproximadamente 20 km, mientras que en otros estudios se observa una extensión de 15

km (Montero, 1994; Denyer *et al.*, 2009; Fernández, 2009). La mayor parte de estos trabajos asumen que la falla Ayil culmina en su sector sureste al alcanzar el valle del río Chirripo.

Características

Corresponde con una falla de orientación NW y, según Montero *et al.* (2013a), presenta un deslizamiento dextral. El ángulo de inclinación de su plano de falla es alto, afirma Montero (2001); quien también asegura que la falla se caracteriza por valles y sillares de falla alineados. Además, menciona la presencia de un gran deslizamiento a lo largo de la traza que ha originado la laguna Ayil.

Grado de actividad

Es considerada como una falla activa por Montero *et al.* (2013a) y Fernández (2009), mientras que, en otros estudios, como Montero (2001) o Denyer *et al.* (2009), es considerada como un lineamiento prominente.

Luego del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 varios sismos se localizaron en las cercanías de la falla Ayil (Montero, 2001 y 2003; Montero *et al.*, 2013a). Además, Fernández (2009) muestra algunos eventos en las inmediaciones de la falla Ayil, en el periodo comprendido entre 1991 y 2003.

3.2.3.5 Falla Río Blanco

Localización y extensión

Situada al este de Matina, conformando el límite entre las fallas inversas Costanera del Caribe, también denominada falla Limón, y Siquirres-Matina. Según Denyer *et al.* (1994a), Denyer *et al.* (2009) y Fernández (2009) la falla Río Blanco se extiende unos 20 km, mientras que autores como Montero *et al.* (1998), Montero (2001), sugieren longitudes menores (8 km).

Características

Según Montero (2001) corresponde con una falla de desplazamiento de rumbo sinestral, la cual interactúa como una rampa lateral entre los sistemas de fallamiento inverso Siquirres-Matina y la falla Costera del Caribe. La mayoría de los autores (Denyer *et al.*, 1994a; Montero *et al.*, 1998; Denyer *et al.*, 2009; Fernández, 2009) sugieren una componente normal para esta falla, donde el bloque sureste baja con respecto al noroeste.

Según Montero *et al.* (1998), su traza se orienta N60°E en promedio, sin embargo, la sección sur de la falla presenta un rumbo cercano a N-S. Además, afirman que no es posible conocer la tasa de deslizamiento de esta falla dado que la misma era desconocida antes del Terremoto de Limón en 1991, por lo cual carece de estudios paleo-sísmicos. No obstante, Denyer *et al.* (1994b) indican que los esfuerzos imperantes en la zona no han variado desde el Paleoceno (orientados N-S a N40°E). El Terremoto de Limón de 1991 originó la reactivación de esta falla (Denyer *et al.*, 1994a).

Tanto su tasa de deslizamiento como su ángulo de inclinación son desconocidos, sin embargo, se interpreta que el plano ha de inclinarse hacia el sureste y debido al tipo de fallamiento se puede inferir un plano sub-vertical.

Montero *et al.* (1998) especifican que previo al Terremoto de Limón en 1991, era desconocida la presencia de la falla; únicamente con los efectos topográficos que generó durante dicho terremoto, fue posible reconocer la traza de la falla.

Denyer *et al.* (1994a) lograron medir desplazamientos co-sísmicos a lo largo de la falla Río Blanco durante el Terremoto de Limón de 1991; los desplazamientos horizontales alcanzaron separaciones de 1,0 - 1,4 m mientras que los verticales fueron de 0,5 - 1,5 m. Es posible que esta falla también presente expresión mar adentro, no obstante, se desconoce la traza de falla en dicho sector, así como su interacción con la falla Costera del Caribe (falla Limón).

Grado de actividad

Corresponde con una falla activa (Denyer *et al.*, 1994a; Denyer *et al.*, 1994b; Montero *et al.*, 1998; Montero, 2001; Fernández, 2009), la cual, como ya fue referido, presentó deslizamiento co-sísmico durante el terremoto de Limón.

Tal como fue referido con anterioridad, Boschini & Montero (1994) no descartan que el evento del 7 de enero de 1953 ocurriese en una falla de desplazamiento de rumbo cercana a Puerto Limón, y su posible relación con la falla Río Blanco (?).

Cuadro 18: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Este (3) del CDCCR.

| Falla | | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Rumbo | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Actividad |
|-----------------------------------|------------------|---|---|----------------------------------|----------------------|-----------------------------|------------------|---|---------------------------|
| Sistema de falla Siquirres-Matina | Siquirres-Matina | 50 ¹ | 61,7 ¹ | Inversa | N70°-80°W, N30°W, EW | 15°-25° | S | <1 ¹⁰ ; 0,5 ²⁰ ; 1 - 3 ²¹ | Neotectónica o Activa (?) |
| | Guácimo | 29 ¹ | 29 ¹ | Inversa | N45°W | 15°-25° | S | <1 ¹⁰ ; 0,5 ²⁰ ; 1 - 3 ²¹ | Neotectónica o Activa (?) |
| Sistema de falla Pacuare | Bajo Tigre | 15,3 ⁶ | 15,3 ⁶ | Normal-Dextral | N35°E, N18°E, N22°W | Desconocido, inclinado al W | E | ? | Activa |
| | Pacuare | 13,2 ⁴ o 15,5 ⁶ o 24,7 ⁵ | 15,5 ⁶ o 24,7 ⁵ o 22,5 ⁴ | Dextral-Inversa (?) o Normal (?) | NS - N45°E | Sub-vertical | NE | ? | Activa |
| Ayil | | 20 ⁴ | 20 ⁴ | Dextral | N60°W, N15°-45°W | Alto | - | ? | Neotectónica o Activa (?) |
| Río Blanco | | 15,7 ^{1,7} | 15,7 ^{1,7} | Sinistral-Normal (?) | N42°E-N05°W | Sub-vertical | NW | ? | Activa |

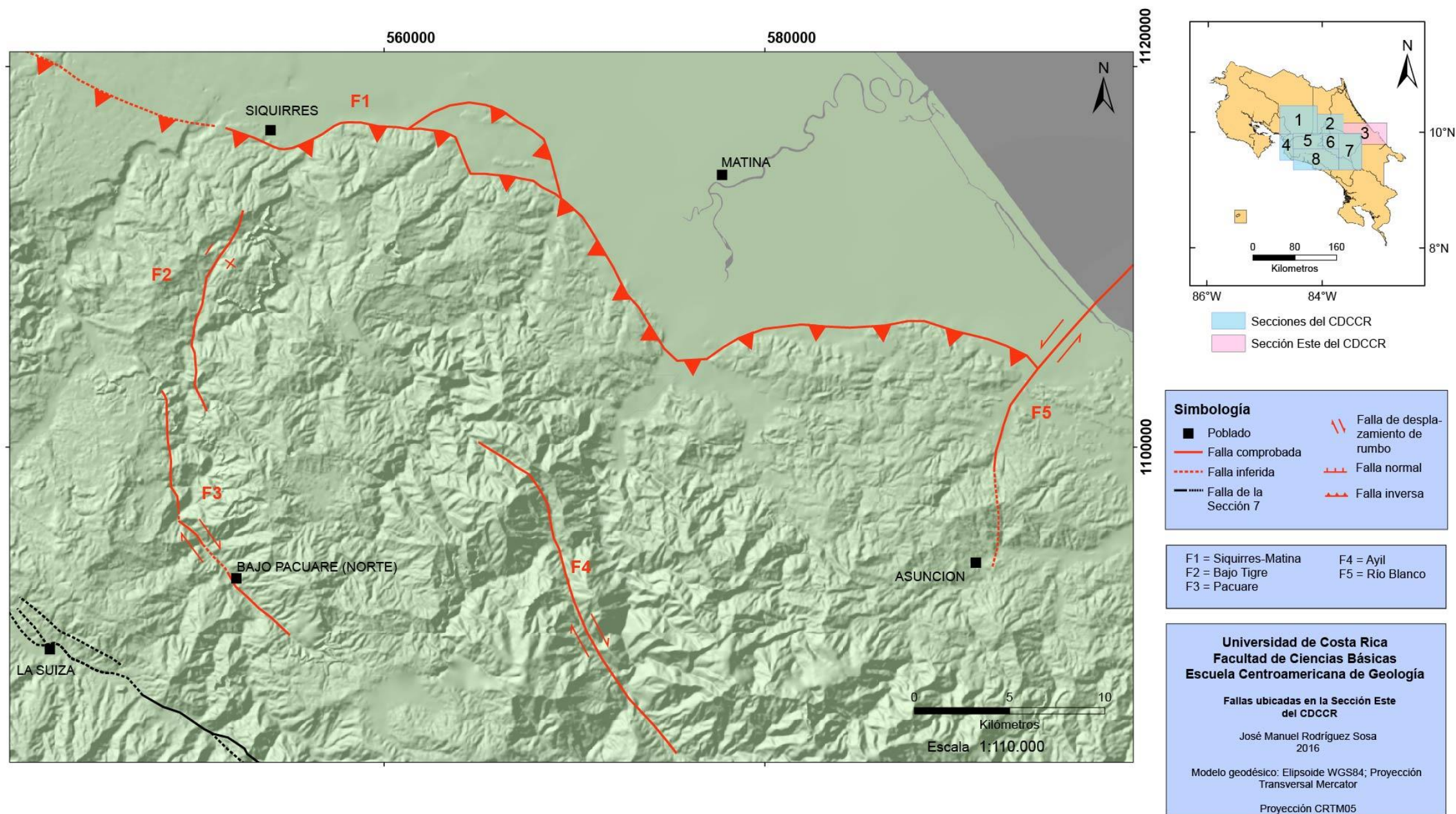


Figura 10: Mapa de la Sección Este (3) del CDCCR.

3.2.4 Sección Suroeste

Se encuentra ubicada en la Pacífico Central, abarcando los poblados de Puntarenas, al noroeste, hasta Punta Judas, al sureste (Figura 11). En su sector noreste incluye importantes localidades como lo son Orotina y Esparza.

Las estructuras existentes en esta zona presentan orientaciones N-S y NE, entre las cuales destacan las fallas Barranca, Jesús María, Tárcoles y Delicias, conformando entidades de importante longitud y con posible actividad comprobada. Tectónicamente, estas fallas responden a la deformación del antearco generada por la subducción de una cadena de montes submarinos orientados noreste. Tal deformación fracciona el antearco en varios bloques tectónicos que presentan diferentes tasas de levantamiento (Fisher *et al.*, 1998; Marshall, 2000; Marshall *et al.*, 2000); de oeste a este los bloques son denominados Cóbano, Esparza, Orotina, Herradura, Esterillos, Parrita y Quepos, y se encuentran limitados por fallas mayores como son la Barranca, Jesús María, Tárcoles, Parrita, Quepos y entre otras.

Se debe aclarar que, tanto esta sección como la Sección Sur, presentan fallas que se extienden mar adentro, sin embargo, las longitudes que serán reportadas acá estarán referidas a la sección continental de tales fallas. Es de destacar, además, que en algunos casos la geometría continental no concuerda con la geometría marina (por ejemplo, la falla Barranca, presenta discrepancias con respecto al bloque levantado en la sección continental y la marina).

El evento de mayor impacto generado en esta zona corresponde con el terremoto de Orotina de 1924 (M_s 7,0), posiblemente asociado con la falla Tárcoles (Rojas *et al.*, 1993; Montero, 1999) o con un evento de subducción (Fernández & Doser, 2009). En términos generales, el potencial sísmico de la presente sección ronda los 6,3 – 6,5 (M_w), sin embargo, el mismo puede ser mayor si tomamos en cuenta la extensión de ciertas fallas sobre el piso marino, incrementando su longitud y por tanto su potencial sísmico. Las fallas Barranca, Herradura y Tárcoles son las que muestran un mayor potencial sísmico (ver Cuadro 22).

En el Cuadro 20 se muestra la autoría de las trazas mostradas en la Figura 11 de la presente sección. Se debe aclarar, que, debido a discrepancias en las trazas de falla entre los diferentes autores, una figura alternativa se muestra en los anexos:

Cuadro 20: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Suroeste (4) del CDCCR.

| Falla | Figura 11 | Figura 29 |
|-------------|--|--|
| Barranca | Denyer <i>et al.</i> (2003a). | Denyer <i>et al.</i> (2003a). |
| Jesús María | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero (2001). | Denyer <i>et al.</i> (2003a). |
| Tivives | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero (1999, 2001). | Denyer <i>et al.</i> (2003a). |
| Bajamar | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero (1999, 2001). | Denyer <i>et al.</i> (2003a). |
| Tárcoles | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero (1999, 2001). | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero (1999, 2001). |
| Camaronal | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Herradura | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Delicias | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero (2001). | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero (2001). |

3.2.4.1 Falla Barranca

Localización y extensión

De acuerdo con Montero (1999), podría iniciarse mar adentro del golfo de Nicoya y posteriormente internarse en el continente siguiendo un rumbo noreste paralelo al río Barranca.

Su longitud es de 18 km según Marshall *et al.* (2000), mientras que Montero (1999, 2001) y Denyer *et al.* (2009) suponen longitudes que rondan los 22 km.

La mayoría de los autores suponen que la falla se extiende mar adentro, incluso hasta alcanzar la Fosa Mesoamericana. Según Montero *et al.* (1998) posee una extensión de 118 km, incluyendo la longitud tanto en continente como en mar. De igual manera, Montero (1999) propone una longitud cercana a los 150 km; una longitud similar se infiere de Montero (2001).

Características

Según Montero *et al.* (1998), corresponde con una falla orientada N22°E en promedio. Además, mencionan que el plano de falla se inclina hacia el noroeste y le asignan movimiento normal con una componente sinistral, aunque especifican que no existen mediciones de desplazamiento lateral. Por su parte, Denyer *et al.* (2003a) dividen la traza en dos ramales, uno de rumbo N40°E y otro orientado N70°E la cual termina al noroeste de la localidad de Esparza.

Marshall *et al.* (2000) y Denyer *et al.* (2003a) también sugieren una componente normal que levanta el bloque sureste. En contraposición, otros autores (Barboza *et al.*, 1995) infieren que, en la sección marina, el bloque noroeste de la falla es el que se encuentra levantado, limitando el borde noroccidental de la cuenca de Nicoya.

Según Marshall *et al.* (2000), la falla Barranca presenta una tasa de levantamiento máxima de hasta 1,3 mm/año, y un promedio de 1 mm/año; esto basado en el levantamiento de terrazas fluviales. Madrigal (1970), así como Fisher *et al.* (1998), agregan que el ángulo del plano de falla es alto.

Madrigal (1970) indica que la falla Barranca se hace evidente al observar la interrupción que existe en la secuencia de sedimentos a uno y otro lado del puente de la Carretera Interamericana.

Su principal expresión morfológica es el valle lineal del río Barranca (Montero *et al.*, 1998). Marshall *et al.* (2000) mencionan desplazamientos verticales de hasta 30 m en depósitos cuaternarios (terrazas fluviales) a lo largo del río Barranca y levantamientos de 4 m en bancos marinos del Holoceno.

Barboza *et al.* (1995) interpretan esta falla como el límite noroeste de la cuenca de tracción de Nicoya, en conjunto con la falla Tárcoles.

Grado de actividad

Según Marshall *et al.* (2000) se trata de una falla activa, lo cual estaría en concordancia con las observaciones de otros autores que indican su posible relación con ciertos eventos sísmicos.

No se conocen terremotos históricos destructivos asociados con esta falla. Montero (1999) identifica una secuencia sísmica registrada entre el 21 y 22 de junio de 1978, cuyo sismo principal presentó una magnitud coda (M_c) de 4,5. Esta secuencia exhibió eventos comprendidos entre los 10 a 15 km de profundidad, localizados cerca de la traza de la falla Barranca en el sector de los Montes del Aguacate donde varía su rumbo a este-oeste. Montero (1999) también menciona la presencia de temblores superficiales comprendidos entre 1996 y 1998, los cuales se ubicaron en las cercanías de Esparza, próximo a la traza de la falla Barranca.

Según Montero (2001) en el estudio de réplicas para el terremoto de Cóbano del 30 de marzo de 1990 ($M_w = 7,0$), ocurrieron una serie de eventos orientados al noreste, que se extendieron desde la punta sureste de la península de Nicoya hasta la fosa Mesoamericana, los cuales podrían estar asociados con la falla Barranca.

3.2.4.2 Falla Jesús María

Localización y extensión

Se encuentra ubicada en la sección suroriental de la ciudad de Esparza. Además de ello, la falla se propaga por varios kilómetros dentro de la plataforma marina. Al noroeste se ubica la falla Barranca, mientras que hacia el sureste está la falla Tivives.

Corresponde con una falla que presenta una sección continental y otra marítima, donde según Denyer *et al.* (2009) posee una longitud aproximada de 25 km, mientras que Montero *et al.* (1998), Montero (1999 y 2001) le asigna un aproximado de 18 km para su sector

continental. Marshall *et al.* (2000) proponen una longitud aún menor (12 km), concordante con lo expuesto por Madrigal (1970). En su sector oceánico se extiende por al menos 15 km, según Denyer *et al.* (2009).

Características

Montero *et al.* (1998), en concordancia con otros autores (Madrigal, 1970; Fisher *et al.*, 1994; Montero, 1999 y 2001; Denyer *et al.*, 2003b; Denyer *et al.*, 2009), indican que presenta un rumbo aproximado de N56°E, con un plano de falla inclinado hacia el sureste y un movimiento sinistral-normal donde el bloque noroeste se encuentra levantado. Madrigal (1970), agrega que el ángulo de inclinación de la falla es alto. Su tasa de deslizamiento es desconocida, sin embargo, Montero *et al.* (1998) sugieren una probable tasa de desplazamiento que ronda los 0,1 mm/año.

Se caracteriza por un escarpe que mira hacia el sureste y se encuentra bastante disectado (Montero, 1999), el mismo limita el bloque levantado donde se asienta la localidad de Esparza. Según Fisher *et al.* (1994), dicho bloque conforma una estructura levantada y limitada por las fallas Jesús María (al sureste) y Barranca (al noroeste). Además, indica la existencia de depósitos laháricos que van desde el Terciario Tardío hasta el Cuaternario, los cuales se encuentran levantados 120 m en el bloque noroeste.

Es importante resaltar una observación de Denyer *et al.* (2003a) quienes afirman que los afloramientos del Miembro Mata de Limón terminan abruptamente al sureste de la falla, donde se ha desarrollado el estero Tivives.

Su expresión y geometría en la zona marítima se puede observar en el trabajo de Barboza *et al.* (1995).

Grado de actividad

Según las observaciones hechas por Fisher *et al.* (1994), la falla puede calificar, cuando mínimo, como neotectónica. Otros autores de la misma opinión son Montero *et al.* (1998) y Denyer *et al.* (2009). También es de tomar en cuenta su fuerte expresión geomorfológica, indicativo de su probable actividad.

Es posible, incluso, que se tratase de una falla potencialmente activa (?) dado que en sus inmediaciones ocurren diversos sismos con gran variedad de geometrías, como lo indica Montero (2001), algunos de los cuales pueden estar asociados con la falla Jesús María.

El evento sísmico de mayor importancia cercano a la falla Jesús María corresponde con el terremoto del 4 de marzo de 1924, para el cual Montero (1999) la descarta como posible fuente sísmica, responsabilizando de este a la falla Tárcoles.

3.2.4.3 Falla Tivives y Bajamar

Localización y extensión

Se ubican al suroeste de la localidad de Orotina, conformando un graben que limita la playa Bajamar. Esta estructura a su vez, se encuentra inmersa dentro del graben de Tivives bordeado por las fallas Jesús María, al norte, y Tárcoles, al sur (Denyer *et al.*, 2003a).

Según Denyer *et al.* (2009) la falla Bajamar se extiende 6,6 km mientras que la falla Tivives presenta una longitud de 8 km, y además sugiere que se extiende por 3 km más hacia el este.

Denyer *et al.* (2003b) concuerdan con lo anterior, pero sugieren que es la falla Bajamar la que se extiende aún más hacia el noreste, por al menos 4 km.

Además, algunos autores como Montero (1999) o Denyer *et al.* (2009), no descartan la continuidad de estas fallas hacia la zona marina.

Características

Ambas fallas presentan desplazamientos normales, conformando un graben, y orientación promedio NE (Montero, 1999, 2001; Denyer *et al.*, 2003a; Denyer *et al.*, 2003b; Denyer *et al.*, 2009). La falla Tivives presenta su bloque sureste descendido, mientras que la falla Bajamar desciende el bloque noroeste. Adicionalmente, Marshall (2000) sugiere una componente sinistral para la falla Tivives.

Además de estas dos fallas, Denyer *et al.* (2003b) presentan otras fallas normales con orientaciones similares, adyacentes a las fallas Tivives y Bajamar. De igual manera, Marshall

et al. (2000) y Marshall (2000), suponen la existencia de otras fallas normales en dicha zona (Trinidad, Diablo, Pozón y Coyote). Al igual que ocurre con las fallas regionales (Barranca, Jesús María y Tárcoles), Fisher *et al.* (1998) suponen que las estructuras menores, como Tivives y Bajamar, también presentan altos ángulos de inclinación.

Según Marshall (2000), las tasas de deslizamiento para estas fallas van desde 0,03 a 0,14 mm/año, basado en los desplazamientos y edades de las litologías afectadas por las mismas.

Con base en Montero (1999), su característica más evidente son los escarpes que generan la depresión que conforma el graben, donde la falla Bajamar exhibe su bloque noroeste descendido, mientras que la Tivives desciende el bloque sureste.

Grado de actividad

Corresponden con fallas neotectónicas (Denyer *et al.*, 2009), ya que afectan depósitos volcánicos cuaternarios, sedimentos volcánicos, así como también terrazas de la Fm. Orotina, según Marshall (2000).

No existen referencias a grandes sismos asociados con estas fallas, sin embargo, si existe sismicidad relativamente importante entre las fallas Barranca, Jesús María y Tárcoles (Montero, 2001).

Además, Montero (1999), basado en el reporte de algunos testigos, no descarta la presencia de una posible ruptura superficial asociada con la falla Tivives o Bajamar, durante el terremoto del Orotina del 4 de marzo de 1924 (M_s 7,0).

3.2.4.4 Falla Tárcoles

Localización

La falla Tárcoles se extiende desde la zona marítima ubicada al suroeste de Punta Judas hasta la zona sur de Orotina. En su sector noroeste limita con las fallas Bajamar y Tivives, mientras que hacia el sureste interactúa con el sistema de fallas Bijagual (fallas Camaronal, Herradura y Delicias).

Puesto que la falla se compone de un sector continental y otro marítimo, las longitudes reportadas por los diferentes autores varían significativamente. Para su sección continental, autores como Montero (2001) o Denyer *et al.* (2009) sugieren longitudes que oscilan entre los 11 a 15 km, terminando en una falla menor denominada Tronco Negro. Sin embargo, en otros estudios (Montero, 1999; Marshall *et al.*, 2000) se observa que la falla Tárcoles continua más hacia el noreste pasando por el sureste de Orotina, alcanzando así longitudes de 21 a 25 km.

Ahora bien, tomando en cuenta su traza mar adentro, su extensión alcanzaría los 140 km, como proponen Montero *et al.* (1998). Es posible, además, que en la zona marítima posee al menos dos trazas (Denyer *et al.*, 2009).

Es difícil, sin embargo, confirmar si la falla posee tal longitud, aunque si se tratara de la falla causante del terremoto del 4 de marzo de 1924 (como lo afirma Montero, 1999) debería poseer una longitud mayor a la que exhibe en el continente para lograr generar un sismo de tal magnitud ($M_s 7,0$).

Características

Montero *et al.* (1998) consideran que se trata de una falla sinistral-normal, con una orientación promedio de N32°E y un plano de falla inclinado hacia el noroeste. Otros trabajos presentan conclusiones similares, como, por ejemplo, Montero (1999, 2001), Marshall *et al.* (2000), Denyer *et al.* (2009). En el caso de Denyer *et al.* (2003a), agregan que la falla Tárcoles conforma un graben en conjunto con la falla Jesús María, a través del cual fluyó la Fm. Tivives. Cabe mencionar que dentro de este graben se presenta otra estructura transtensiva compuesta por la falla Bajamar y Tivives.

En cuanto a su tasa de movimiento, es desconocida, aunque Montero *et al.* (1998) alude a un movimiento vertical que no supera 1mm/año. En concordancia con ello, Marshall *et al.* (2001) afirman la existencia de terrazas del Cuaternario Tardío (datadas en 80 Ka) levantadas más de 20 m, de lo que se infiere una tasa de levantamiento que ronda los 0,25 mm/año.

Por otro lado, Madrigal (1970), así como también, Fisher *et al.* (1998) especifican que el ángulo del plano de falla es alto.

Geomorfológicamente, destaca su alineación con el río Grande de Tárcoles, donde Montero (1999) asegura que existen terrazas fluviales falladas cerca de la desembocadura del río, así como también se encuentran plataformas de bioerosión hundidas y se puede comprobar una subsidencia de un metro debajo del nivel original. Tanto Denyer *et al.* (2009), como Montero (1999), sugieren que la falla Tárcoles presenta más de una traza en su sector continental.

Por otro lado, mar adentro su geometría se infiere de trabajos como Barboza *et al.* (1995) donde se puede observar una falla que concordaría con la falla Tárcoles limitando el borde suroriental de la cuenca de Nicoya. Otra expresión prominente es la sugerida por Astorga *et al.* (1991) quienes suponen un desvío sinistral de la Fosa Mesoamericana por acción de la falla Tárcoles.

Grado de actividad

Marshall *et al.* (2000) confirman que se trata de una estructura con actividad reciente, puesto que muestra desplazamientos verticales de hasta 60 m en terrazas fluviales del río Tárcoles.

Dada su expresión geomorfológica, y sismicidad asociada, Montero (1999) la considera como una falla activa. Afirma que existen diversos temblores ocurridos en la intersección entre la falla Tárcoles y el sistema de falla Bijagual. Además, Montero (2001) considera que la zona comprendida entre las fallas Barranca, Jesús María, Tárcoles y el sistema Bijagual, muestra una distribución importante de sismos con diversas geometrías.

Es aceptado por varios autores (p.e. Rojas *et al.*, 1993; Montero, 1999) que la falla Tárcoles corresponde con la causante del terremoto de Orotina (4 de marzo de 1924, M_s 7,0). Antagónicamente Fernández & Doser (2009) sugieren un origen interplaca, asegurando que el terremoto fue causado por la subducción de un cinturón de montes submarinos.

3.2.4.5 Falla Delicias

Localización y extensión

Localizada varios kilómetros al sureste de Puntarenas. Se trata de una falla con expresión en zona continental y marítima (?); en continente se extiende, en su extremo noroeste, desde las cercanías de la localidad de Surtubal hasta alcanzar Punta Judas, donde presumiblemente continúa mar adentro.

Es definida por Montero (1999) con una extensión que supera los 30 km, alcanzando el sector de Punta Judas. Dicho autor enmarca esta falla como uno de los tres ramales del sistema de falla Bijagual.

Seguidamente, Montero (2001) denomina los ramales del sistema de falla Bijagual como Camaronal (ramal oeste), Herradura (ramal central) y Delicias (ramal occidental). Sin embargo, a la falla Delicias le asigna una menor extensión (<30 km), ello se debe a que no continua su traza hasta alcanzar Punta Judas, como lo sugería Montero (1999).

Según Denyer *et al.* (2009), la traza de la falla se extiende unos 35 km en tierra firme y extiende unos 32 km más, hacia el suroeste en el piso oceánico.

Características

Según Denyer *et al.* (2009) presenta una orientación aproximada norte-sur en la zona continental, al alcanzar el sector de Punta Judas transcurre por el piso oceánico con un rumbo suroeste. Le asigna un movimiento de tipo normal, con el bloque occidental levantado. Por otro lado, Montero (1999, 2001), suponía un movimiento de tipo sinistral-normal. Recientemente, el sistema de falla Bijagual es considerado de tipo dextral (Montero, com. pers., 2015), siendo esto, dada la orientación de sus fallas, más coherente con el actual modelo tectónico.

En cuanto a la inclinación de su plano de falla se infiere sub-vertical, según las observaciones de Fisher *et al.* (1998) para las fallas ubicadas en esta zona.

Montero (1999) indica que el sistema de falla Bijagual (incluida la falla Delicias) presenta escarpes que miran al este y que localmente definen zonas de tracción, esto en la zona oriental de Bijagual.

Grado de actividad

Se puede considerar a la falla Delicias como una estructura potencialmente activa (?). En algunos estudios se ha sugerido una posible sismicidad asociada entre 1984 y 1995 (Montero, 1999; Montero, 2001). Sin embargo, aclaran que la complejidad sísmica de la zona dificulta la asignación de sismos con una falla específica.

3.2.4.6 Falla Herradura

Localización y extensión

Se encuentra ubicada al sur de Orotina, específicamente en el promontorio de Herradura, entre las fallas Camaronal (al suroeste) y Delicias (al noreste), conformando parte del sistema de falla Bijagual.

Montero (1999, 2001) y Denyer *et al.* (2009) le asignan una longitud cercana a los 35 km, extendiéndose desde su intersección con la falla Tárcoles, al norte, hasta alcanzar Punta Judas en su extremo sur. No se descarta que pueda extenderse más allá de Punta Judas, adentrándose en la zona marítima, según las observaciones de Barboza *et al.* (1995).

Características

En Montero (1999) esta falla aparece como parte del sistema de falla Bijagual. Posteriormente Montero (2001) nombrada individualmente como falla Herradura. En otros estudios se observan fallas con ubicación similar a ésta, pero orientadas ligeramente diferentes (Fisher *et al.*, 1998; Marshall *et al.*, 2000).

Según Montero (1999, 2001) corresponde con una falla orientada NNE y le asignaba un movimiento sinistral-normal, sin embargo, actualmente es redefinida como una falla de tipo dextral (Montero, com. pers., 2015). En su extremo sur, Denyer *et al.* (2009) infieren que el bloque oeste se encuentra levantado con respecto al bloque este. Se desconoce el ángulo

de inclinación de su plano de falla, aunque de Fisher *et al.* (1998) podemos inferir que es sub-vertical.

Entre sus evidencias más destacables resalta una serie de escarpes que miran hacia el este, ubicados en la zona oeste de la localidad de Bijagual. Montero (1999) hace mención a estos escarpes como parte de la expresión morfológica del sistema de falla Bijagual.

En su sector sur, la traza se divide en dos ramales que bordean un cerro alargado (lomo de presión?). Esta morfología aparece cartografiada en Montero (1999, 2001) y Denyer *et al.* (2009). Más hacia el sur, la falla pierde expresión hasta alcanzar el sector de Punta Judas, donde culmina su traza continental. Por último, no se descarta que se extienda en el sector marino, sin embargo, esto no está confirmado.

Grado de actividad

Se puede considerar, al menos, como una falla neotectónica (Denyer *et al.*, 2009; Montero, 1999 y 2001). No obstante, es probable que presente sismicidad asociada, ya que en los estudios de Montero (1999, 2001) se observan algunos sismos en las cercanías del sistema de falla Bijagual. Inclusive, Montero (1999) sugiere que algunas de las réplicas del terremoto de Orotina de 1924 pudieron haber ocurrido en el sistema de falla Bijagual. Por esto, se puede considerar la falla Herradura como posiblemente activa (?).

3.2.4.7 Falla Camaronal

Localización y extensión

Corresponde con la falla más occidental del sistema de falla Bijagual, definido por Montero (1999). Se localiza al sur del Parque Nacional Carara, dentro del promontorio de Herradura. Se encuentra limitada al norte por la falla Tárcoles, y hacia el este por la falla Herradura, perteneciente al mismo sistema. Presenta una longitud de entre 7 a 8 km, según Montero (1999, 2001) y Denyer *et al.* (2009).

Características

Es una estructura poco conocida; Montero (1999) la describe como parte del sistema de falla Bijagual y posteriormente Montero (2001) la denomina falla Camaronal.

Presenta un rumbo promedio NNE y, con anterioridad, Montero (1999, 2001) le asignaba un movimiento oblicuo sinistral-normal, no obstante, como ya ha sido referido, al presente se considera una falla de tipo dextral (Montero, com. pers., 2015).

Por otro lado, dadas las observaciones de Fisher *et al.* (1998), se puede inferir un alto ángulo de inclinación para el plano de falla.

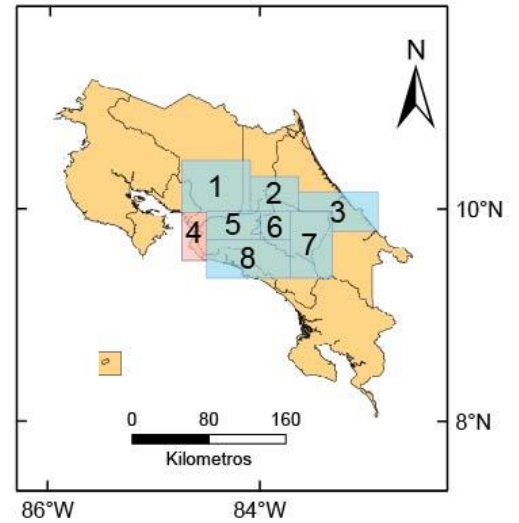
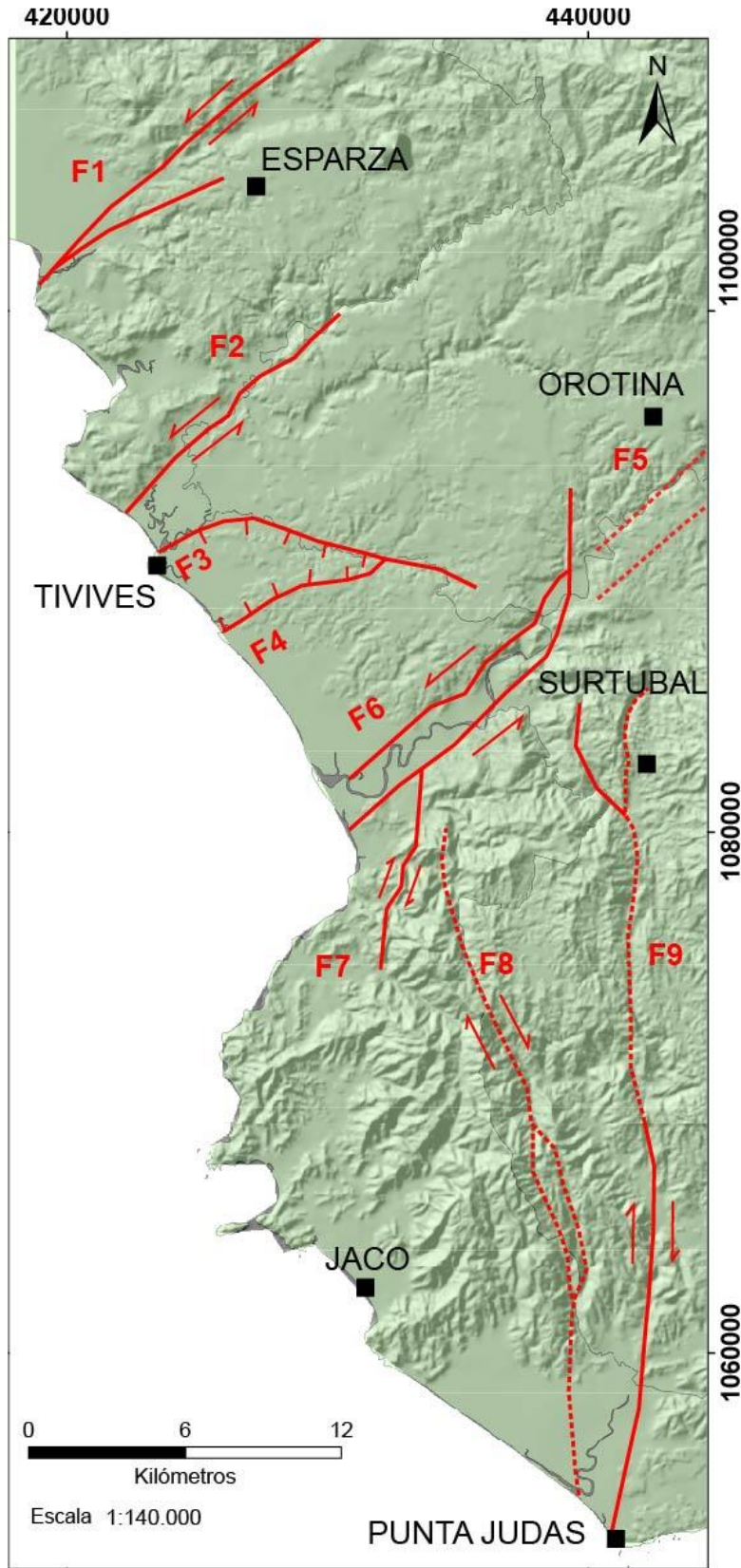
Al constituir una falla escasamente estudiada, no existen muchas referencias a su expresión geomorfológica, no obstante Montero (1999) indica que el sistema de falla Bijagual se caracteriza por escarpes que miran al este y por su asociación con zonas de tracción.

Grado de actividad

Es considerada por Denyer *et al.* (2009) como una falla neotectónica, sin embargo, Montero (1999) alude a una sismicidad importante que puede estar relacionada con algunas de las fallas del sistema Bijagual. Por su parte Montero (2001) también sugiere la asociación de sismos corticales ocurridos entre 1984 y 1995 con el sistema de falla Bijagual y la falla Tárcoles. Cabe mencionar que Montero (1999) no descarta una posible ruptura en el sistema de falla Bijagual durante el terremoto de 1924, sin embargo, especifica que documentar tal ruptura es imposible debido a lo despoblado de la zona para aquel entonces. Dado lo anterior, se puede catalogar esta falla como potencialmente activa (?).

Cuadro 21: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Suroeste (4) del CDCCR.

| Falla | | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Actividad |
|---------------------------|-----------|--|--|----------------------|------------------|-----------------|------------------|---------------------------------------|--|
| Barranca | | 22,5 ¹ | 26,5 ¹ | Sinistral-Normal | N55°E, EW, S55°E | Subvertical | SE | 1 ¹⁹ | Activa (?) |
| Jesús María | | 11,4 ¹ o 17,7 ⁸ | 11,4 ¹ o 17,7 ⁸ | Sinistral-Normal | N45°E - N50°E | Subvertical | NW | 0,1 ¹⁹ | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| Graben (?) | Tivives | 9,2 ⁸ o 12,9 ¹ | 9,2 ⁸ o 12,9 ¹ | Normal-Sinistral (?) | N65°E - S75°E | Subvertical (?) | NW | 0,03 - 0,14 ¹⁹ | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| | Bajamar | 7 ¹ o 12,8 ⁸ | 7 ¹ o 12,8 ⁸ | Normal | N55°E - N80°E | Subvertical (?) | SE | 0,03 - 0,14 ¹⁹ | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| Tárcoles | | 16,7 ¹ Ramal sur 11,9 ¹ Ramal norte | 16,7 ¹ Ramal sur 11,9 ¹ Ramal norte | Sinistral-Normal | N45°E - NS | Subvertical | SE | <1 ¹⁰ ; 0,25 ¹⁹ | Activa |
| Sistema de falla Bijagual | Camaronal | 8,1 ¹ | 8,1 ¹ | Dextral | N05°E - N25°E | Subvertical (?) | - | ? | Potencialmente activa (?) |
| | Herradura | 25,7 ¹ | 33 ¹ | Dextral | N20°W - N03°E | Subvertical (?) | W | ? | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| | Delicias | 32,9 ¹ | 38,2 ¹ | Dextral | N25°W, NS, N15°E | Subvertical (?) | W | ? | Neotectónica a potencialmente activa (?) |



Secciones del CDCCR
 Suroeste del CDCCR

Simbología

| | |
|----------------------|------------------------------------|
| ■ Poblado | ↔ Falla de desplazamiento de rumbo |
| — Falla comprobada | ⊥ Falla normal |
| - - - Falla inferida | |

| | |
|------------------------------|----------------|
| F1 = Barranca | F6 = Tárcoles |
| F2 = Jesús María | F7 = Camaronal |
| F3 = Tivives | F8 = Herradura |
| F4 = Bajamar | F9 = Delicias |
| F5 = Zona Tárcoles-La Garita | |

Universidad de Costa Rica
Facultad de Ciencias Básicas
Escuela Centroamericana de Geología

Fallas ubicadas en la Sección Suroeste del CDCCR

José Manuel Rodríguez Sosa
 2016

Modelo geodésico: Elipsoide WGS84; Proyección Transversal Mercator

Proyección CRTM05

Figura 11: Mapa de la Sección Suroeste (4) del CDCCR.

Cuadro 22: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Suroeste (4) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Tipo | WC 1994 (All-Type) | | AJ 1998 (All-Type) | | A 1996 (All-Type) | | WC 1994 (SS) | | PC 2004 (N) | | |
|---------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|----------------------|-------------------|--------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | | | >6,6 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | |
| Barranca | 22,5 ¹ | Sinestral-Normal | >6,6 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | |
| Jesús María | 11,4 ¹ o 17,7 ⁸ | Sinestral-Normal | >6,1 ¹ | >6,5 ⁸ | >6,4 ¹ | >6,6 ⁸ | >6,3 ¹ | >6,6 ⁸ | - | >6,6 ⁸ | >6,4 ¹ | >6,6 ⁸ | |
| Graben (?) | Tivives | 9,2 ⁸ o 12,9 ¹ | Normal-Sinestral (?) | >6,0 ⁸ | >6,2 ¹ | >6,3 ⁸ | >6,4 ¹ | >6,2 ⁸ | >6,4 ¹ | - | - | >6,3 ⁸ | >6,5 ¹ |
| | Bajamar | 7 ¹ o 12,8 ⁸ | Normal | >5,7 ¹ | >6,2 ⁸ | >6,1 ¹ | >6,4 ⁸ | >6,1 ¹ | >6,4 ⁸ | - | - | >6,2 ¹ | >6,5 ⁸ |
| Tárcoles | Ramal Sur | 16,7 ¹ | Sinestral-Normal | >6,5 ¹ | - | >6,5 ¹ | - | >6,5 ¹ | - | >6,5 ¹ | - | >6,6 ¹ | - |
| | Ramal Norte | 11,9 ¹ | | >6,2 ¹ | - | >6,4 ¹ | - | >6,4 ¹ | - | - | - | >6,4 ¹ | - |
| Sistema de falla Bijagual | Camaronal | 8,1 ¹ | Dextral | 5,9 ¹ | - | 6,2 ¹ | - | 6,2 ¹ | - | - | - | 6,3 ¹ | - |
| | Herradura | 25,7 ¹ | Dextral | >6,7 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | >6,8 ¹ | - | >6,7 ¹ | - | >6,7 ¹ | - |
| | Delicias | 32,9 ¹ | Dextral | >6,8 ¹ | - | >6,8 ¹ | - | >6,9 ¹ | - | >6,9 ¹ | - | >6,8 ¹ | - |
| Promedio | | | | 6,3 | | 6,5 | | 6,5 | | | | | |

3.2.5 Sección Central-Oeste

Localizada en el sector suroeste de San José, donde se concentran estructuras como las fallas Aserrí, Belo Horizonte y Escazú. Luego, al suroeste del Intrusivo de Escazú se ubican los sistemas de falla Purires y Picagres, y finalmente en el extremo suroccidental del área se presentan las fallas Candelaria (descrita en la Sección Sur) y Tulín. Cabe resaltar que las principales estructuras se orientan predominantemente NW, a excepción de las fallas Tulín, Virilla y Río Azul, cuyos rumbos son NE.

Esta sección contiene importantes concentraciones de localidades, como lo son el sector este donde se ubican las ciudades de Desamparados, Aserrí, Escazú y Santa Ana, así como en la zona oeste donde se encuentra el poblado de Santiago de Puriscal.

Sismológicamente es un área que ha presentado una sismicidad significativa, específicamente en los años 90s con la crisis sísmica de Puriscal, el evento de Barbacoas (M_s 5,1) y finalmente el terremoto de Piedras Negras (M_s 5,7). Además, posee fallas muy extensas con un importante potencial sísmico (p.e. falla Jaris). En cuanto a su potencial sísmico, éste se ubica entre los 6,0 – 6,4 (M_w) con la presencia de importantes fallas como lo son la Jaris, Purires y Bajos de Jorco (ver Cuadro 25).

Las referencias de las trazas utilizadas en la Figura 12 vienen especificadas en el siguiente cuadro.

Cuadro 23: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Central Oeste (5) del CDCCR.

| Falla | Figura 12 | Figura 30 |
|----------|--|--|
| Tulín | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Montero (1999), Montero & Rojas (2014). |
| Purires | Montero & Rojas (2014). | Montero & Rojas (2014). |
| Zapote | Montero & Rojas (2014). | Montero & Rojas (2014). |
| Picagres | Montero & Rojas (2014). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Virilla | Montero <i>et al.</i> (1998); Denyer <i>et al.</i> (2009). | Montero <i>et al.</i> (1998); Denyer <i>et al.</i> (2009). |

| Falla | Figura 12 | Figura 30 |
|--|-------------------------------|-------------------------------|
| Bajos de Jorco | Montero & Rojas (2014). | Montero & Rojas (2014). |
| Jaris | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Escazú, Belo Horizonte, Aserrí y Patalillos. | Montero <i>et al.</i> (2005). | Montero <i>et al.</i> (2005). |
| Cipreses | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Río Azul | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |

Una figura alternativa fue necesaria para exponer otras trazas propuestas en el caso de las fallas Tulín y Picagres, la misma se presentará en los anexos. Se debe resaltar que, si bien la falla Zapote es considerada aquí como una estructura individual, en la Figura alternativa no aparece puesto que Montero & Rojas (2014) indican que corresponde con un ramal de la falla Picagres y dado que en dicha figura la traza mostrada es la de Denyer *et al.* (2009), se optó por suprimir la traza de la falla Zapote.

3.2.5.1 Falla Tulín

Localización y extensión

Ubicada dentro del cantón de Turrubares (al oeste de San José). Se encuentra limitada al este por la falla Candelaria y al oeste por la falla Delicias. Cuenta con una longitud aproximada de 18 Km, según Denyer *et al.* (2009). Otros autores (Arias & Denyer, 1991a; Fernández & Pacheco, 1998; Montero *et al.*, 1998; Montero, 1999; Montero, 2001) reportan longitudes menores que rondan los 12 km.

Características

Según Montero *et al.* (1998), consiste en una falla de desplazamiento sinistral con una orientación promedio de N70°E. Además, Arias & Denyer (1991a), así como también Arias

(2000) sugieren que la falla presenta una componente normal donde el bloque noroeste encuentra levantado.

Actualmente, en el trabajo de Denyer *et al.* (2009), se observa que la falla presenta dos ramales paralelos que se extienden a lo largo de 18 km, lo cual parece concordar con el ancho del valle del río Tulín, mostrando escarpes que miran hacia ambos sectores (noroeste y sureste). Además, esta propuesta incluye un relevo distensivo en la traza previo a su intersección con la falla Candelaria; referido por autores como Montero (1994), Montero (1999) y Montero (2001).

Lo anterior estaría de conformidad con lo expuesto por Denyer & Arias (1990b) en el mapa geológico de la hoja Candelaria, donde colocan otra traza (al noroeste) 4 km al sur de la intersección con la falla Candelaria, de menor extensión y paralela a la falla Tulín.

Montero (1999), así como Montero *et al.* (1998), expresan que la falla se evidencia por el prominente valle de falla del río Tulín, que limita el sector suroriental del cerro Turrubares. Montero *et al.* (1998) agregan que la traza forma una estructura en echelon y, además, presenta lomos de presión.

Grado de actividad

La falla Tulín puede ser considerada como potencialmente activa (?) ya que, a pesar de su baja actividad sísmica, presenta sismicidad asociada; Montero & Rojas (2014) especifican que durante el 26 de marzo y el 21 de abril de 1990, en el transcurso de la crisis sísmica de Puriscal, actividad sísmica menor fue localizada entre las fallas Tulín, Candelaria y Purires. Una observación similar ya había sido propuesta por Fernández & Pacheco (1998), aunque indican que en la zona donde se ubica la falla Tulín se observa muy poca sismicidad.

Por su parte, Arias & Denyer (1991a), así como Denyer & Arias (1991), aseguran su actividad durante el Cuaternario, mientras que Montero (1999) no descarta que algunas de las réplicas del terremoto del 4 de marzo de 1924 hayan tenido su origen en las fallas Tulín y Candelaria.

3.2.5.2 Falla Purires

Localización y extensión

Situada al oeste de la ciudad de Santiago de Puriscal. Hacia el sur se puede continuar con la falla Candelaria y al este se ubica la falla Zapote. Montero & Rojas (2014) la describen por primera vez y estiman que se extiende unos 25 km, aunque puede continuar al noroeste en los Montes del Aguacate, donde no ha sido estudiada.

Características

Montero & Rojas (2014) afirman que es de tipo dextral con una orientación promedio de N15°-30°W. Considerada por estos autores como un ramal de la falla Candelaria, se une a ésta al sur de la localidad de Santa Marta.

Montero & Rojas (2014) mencionan que en el mapa geológico de la hoja Candelaria, la falla pone en contacto las formaciones Pacacua y Peña Negra; Denyer & Arias (1990b) interpretaron que el contacto ocurre a lo largo de una falla dextral de rumbo NW denominada Quivel.

Montero & Rojas (2014) observan que al suroeste de la localidad de Purires se divide en dos trazas, bordeando una estructura transtensiva. Además, entre las localidades de Purires y Cacao, muestra escarpes facetados hacia el noreste, mientras que en otras localidades presenta escarpes facetados al oeste. Al cruzar el río Quivel (noroeste de la localidad de Sabanas), ambas trazas se unen generando un lomo de falla.

Grado de actividad

Al igual que la falla Picagres, la falla Purires es considerada como activa dada su relación con el enjambre sísmico de Puriscal de 1990. Específicamente, Montero & Rojas (2014) afirman que, entre los meses de marzo y mediados de abril, y entre el 30 de junio y el 12 de julio, la actividad se concentró en la falla Purires. Además, atribuyen el evento de Barbacoas (30 de junio de 1990, M_s 5,1) a la falla Purires; estiman que la longitud de ruptura fue de unos 9 km.

3.2.5.3 Falla Zapote

Localización y extensión

Se encuentra al noroeste de la ciudad de Santiago de Puriscal, bordeada por las fallas Purires (al oeste) y Picagres (al este). Es descrita por primera vez en Montero & Rojas (2014), quienes afirman que presenta dos trazas: una al oeste de unos 12 km y otra al este con una longitud de 4 km.

Características

Montero & Rojas (2014) la consideran como un ramal de la falla Picagres. Expresan que la misma es de tipo dextral con componente normal y una orientación NW. Sus dos ramales se encuentran bordeando una zona deprimida denominada por los autores como Depresión Tectónica de Zapote (DTZAP), donde el ramal Oeste presenta su bloque occidental levantado, mientras que el ramal Este levanta su bloque oriental.

Montero & Rojas (2014) indican que la traza Oeste es dextral-normal con un escarpe persistente que mira hacia el este. Esta componente normal genera que el sector oriental se encuentre deprimido, limitando así la DTZAP. La componente dextral es evidenciada por desvíos de quebradas y divisorias. Por ejemplo, en la localidad de Jateo ocurren desvíos en las quebradas Mesas y Pacayal y de la divisoria entre ambas quebradas. En la margen izquierda de la quebrada Máquina (suroeste de Desamparaditos), se ubica una terraza fluvial basculada al SSW. En cuanto a la traza Este, agregan que desvía notablemente la quebrada Grande, al noreste de Desamparaditos, e indican la presencia de una zona de falla con alteración hidrotermal en un sector adyacente al río Picagres.

Grado de actividad

Montero & Rojas (2014) la consideran como potencialmente activa, y afirman que pudo haber tenido actividad menor en la secuencia sísmica de Puriscal en 1990.

3.2.5.4 Falla Picagres

Localización y extensión

Se encuentra al este de la ciudad de Santiago, Puriscal, inmersa dentro del complejo sistema de falla imperante en la zona, limitada por las fallas Jaris y Purires. Según Montero & Rojas (2014), se extiende por al menos 18 km, e incluso afirman que se puede extender más hacia el noroeste. Otros autores como Montero *et al.* (1990; 1991a y b), Montero *et al.* (1998), Montero (1999, 2001) suponen longitudes menores.

Montero *et al.* (1991: en Montero *et al.*, 1998) especifican que originalmente las dos trazas principales se denominaban San Antonio (este) y Picagres (oeste). Otros autores como Fernández & Pacheco (1998) o Marshall & Fisher (2000) se refieren a la falla Picagres con el nombre de Jateo.

Características

Según Montero & Rojas (2014) es de tipo predominantemente dextral y presenta dos trazas orientadas NW que limitan una estructura transtensiva, donde exhiben una componente normal a nivel local. En las cercanías de la ciudad de Santiago de Puriscal, muestra un cambio de rumbo (N-S).

En cuanto a su geomorfología, Montero & Rojas (2014) mencionan desvíos importantes al cruzar el río Virilla. Además, la traza Oeste genera un desvío en el río Chile, mientras que la traza Este desvía la quebrada Grande, la cual luego se orienta de forma similar a la traza de falla.

Los mismos autores agregan que la traza Oeste exhibe un escarpe facetado al oeste en la Fila Picagres (al norte de Santiago de Puriscal), de unos 200 m de altura en donde se encuentra limitando la DTZAP. Su interacción con la falla Zapote origina el basculamiento hacia el suroeste del bloque sobre el cual se asienta la ciudad de Santiago de Puriscal. Por otro lado, agregan que la traza Este genera una cascada en el río Jaris y un valle ancho del lado oeste de la falla. Además, al cruzar el cerro San Antonio produce un escarpe de falla que mira hacia el oeste; otros escarpes son observados al sur y sureste de Santiago de Puriscal. Finalmente, al suroeste de dicha localidad ambas trazas se unen.

Grado de actividad

Es considerada como una falla activa puesto que presenta sismicidad asociada. En 1990 Puriscal experimentó un enjambre sísmico cuyo pico de actividad se ubicó entre los meses de mayo y junio, eventos que según Montero & Rojas (2014) fue potenciado por los terremotos interplaca de la entrada del Golfo de Nicoya del 25 de marzo de 1990 (M_s 7,0 y M_s 7,1).

Montero & Rojas (2014) interpretan que la sismicidad del enjambre de Puriscal se concentró en las fallas Picagres y Purires. Específicamente, entre los meses de abril y mediados de junio la actividad se limitó a la falla Picagres (en ambas trazas de la falla). Los mismos autores afirman que la traza Este de la falla generó una ruptura superficial de unos 400 m de longitud y de rumbo N12°W con desplazamientos dextrales de 2 a 0,4 cm.

El terremoto de Piedras Negras del 22 de diciembre de 1990 (M_s 5,7) también es asociado a la falla Picagres (Montero & Rojas, 2014), con una longitud de ruptura de unos 11 km con un rumbo N-S.

3.5.5 Falla Virilla

Localización y extensión

Ubicada al noreste del poblado de Picagres. En su sector sur colinda con las fallas Jaris y Picagres, y hacia el oeste se ubica la falla La Garita.

Autores como Denyer & Montero (1988), Arias & Denyer (1990b), Montero *et al.* (1998) y Montero (2001), suponen longitudes que rondan los 7 km, mientras que Marshall *et al.* (2000) la extiende aún más hacia el noreste, alcanzando los 10 km.

Ligado a lo anterior, Montero *et al.* (2005) expresa la posibilidad de que la falla Virilla se extienda hacia el noreste y logre conectarse con el segmento noroccidental de la falla Escazú, formando así parte del sistema de falla Aguacaliente. Arias & Denyer (1990b) también sugiere hipotéticamente que la falla se puede extender más hacia el noreste, en

concordancia con ello, Montero (2001) sugiere la posible asociación de la falla Virilla con una secuencia sísmica ubicada al noreste de la falla (ver más adelante).

Características

Cabe mencionar que en primera instancia fue denominada como falla Ciruelas (Denyer & Montero, 1989; Arias & Denyer, 1990b; Marshall *et al.*, 2000), ya que recorre parcialmente el cauce del río con el mismo nombre. Fue considerada por Denyer & Montero (1989) como una de las fallas más importantes del Valle Central, junto con las fallas Candelaria, Jaris, Alajuela y Navarro.

La falla Virilla se orienta aproximadamente N45°E y es de tipo sinistral (Montero 1999, 2001; Marshall *et al.*, 2000; Montero *et al.*, 2005) con un plano de falla de fuerte inclinación (Montero *et al.*, 1998). Además, Arias & Denyer (1991a) y Marshall *et al.* (2000) sugieren una componente normal para la falla Ciruelas con su bloque noroeste levantado.

Montero (2001) menciona que se trata de una falla con expresión morfológica débil. En términos generales, la traza sigue parcialmente el valle del río ciruelas hasta su unión con el río Jaris.

Grado de actividad

Se puede considerar como una falla neotectónica o inclusive potencialmente activa (?), según indica Montero *et al.* (1998) la falla posee claras evidencias de movimiento Cuaternario.

En Montero (1999) se infiere que la falla Virilla pudo haber presentado actividad en la secuencia sísmica de Puriscal en 1990. Por su parte, Montero (2001) sugirió que el terremoto de Piedras Negras del 22 de diciembre de 1990 (M_s 5,7) había ocurrido en esta falla, lo cual posteriormente quedó descartado con el trabajo de Montero & Rojas (2014) quienes responsabilizan a la falla Picagres por dicho evento.

Montero (2001) también menciona otra secuencia sísmica ocurrida en febrero de 1991 y ubicada al noreste de los relevos compresivos Belo Horizonte-Escazú-Aserrí; los mecanismos focales presentan planos nodales de rumbo NW con movimiento dextral-inverso y NE con

deslizamiento sinistral. Dicho autor concluye que estos sismos o bien pertenecen al sistema Belo Horizonte-Escazú-Aserrí, o bien corresponden con una prolongación hacia el noreste de la falla Virilla.

3.2.5.6 Falla Bajos de Jorco

Localización y extensión

Se encuentra ubicada al este de la ciudad de Santiago de Puriscal, limitada por las fallas Picagres (hacia el noroeste) y Jaris (al noreste). Según Montero & Rojas (2014) posee una longitud de 16 km, extendiéndose desde Santiago de Puriscal, pasando por el sector noreste de la comunidad de Bajos de Jorco, hasta terminar en la falla Jaris al suroeste de la localidad de San Ignacio.

Características

Es definida por primera vez en Montero & Rojas (2014), quienes la consideran de tipo dextral con orientación promedio N50°W e indican que posee dos ramales localizados en el sector sureste de Santiago de Puriscal. Además, mencionan que al sur de San Ignacio la falla Bajos de Jorco presenta una traza similar a la falla denominada Resbalón por Arias & Denyer (1991a). De igual manera, la falla Resbalón presenta un movimiento dextral.

Su ángulo de inclinación es desconocido, no obstante, Arias & Denyer (1991a), para la falla Resbalón, sugieren una inclinación sub-vertical del plano de falla.

Entre sus evidencias morfológicas Montero & Rojas (2014) especifican que en el sector donde la falla presenta dos ramales, su segmento norte cruza el río Tabarcia y genera un aluvión represado, y al cortar el río Viejo produce un desvío dextral de unos 100 m. El ramal sur también provoca un importante desvío dextral en el río Tabarcia.

Grado de actividad

Según Montero & Rojas (2014), la falla Bajos de Jorco es considerada como potencialmente activa. Además, mencionan que durante la secuencia sísmica de Puriscal en 1990, esta falla pudo presentar actividad sísmica menor.

3.2.5.7 Falla Jaris

Localización y extensión

Se ubica en la zona suroeste del Valle Central, extendiéndose desde el sector este de la localidad de Picagres hasta el poblado de San Ignacio, donde continúa por al menos 15 km más. De acuerdo con Montero & Rojas (2014), al igual que Rojas *et al.* (1994), la falla se puede prolongar por unos 45 km desde su extremo noroeste, cerca de la localidad de Piedras Negras, hasta el sureste de la zona de Los Santos, en el flanco oeste de la Cordillera de Talamanca. Atravesando así las hojas Río Grande, Abra y Caraigres.

Otros autores proponen longitudes menores (Fernández, 1996; Montero *et al.*, 1998; Montero, 1999 y 2001; Denyer *et al.*, 2009; Barquero & Vargas, 2011).

Características

Se trata de una falla transcurrente de movimiento dextral, la cual delimita, junto con la falla Candelaria, la zona sismotectónica de Puriscal (Arias & Denyer, 1991b). El rumbo de la falla es aproximadamente N50°W con ligeras variaciones.

Montero & Rojas (2014) consideran esta estructura como un sistema de fallas conectadas, las cuales, hacia el noroeste, se unen con la falla Picagres. También, al igual que Arias & Denyer (1991a), mencionan una posible componente normal en aquellos sectores donde la traza de la falla varía de WNW a NNW, donde su bloque oriental se encuentra levantado. En cuanto a su ángulo de inclinación, se presume que es sub-vertical (Arias & Denyer, 1991a).

Dentro de sus características morfológicas, anteriores estudios especifican que la falla presenta un rumbo sub-paralelo al valle del río Jaris. Sin embargo, Montero & Rojas (2014) no observan evidencias neotectónicas en este sector, por lo que proponen una traza de falla

diferente (neotectónica) alegando que la traza sub-paralela al río Jaris puede corresponder con una traza inactiva. Entre las morfologías más importantes, evidencian la presencia de escarpes que miran al oeste en los sectores donde la falla se orienta NNW, acreditando la existencia de una fuerte componente normal que estaría relacionada con las morfologías juveniles de los Cerros de Escazú.

Geológicamente también es evidenciada por el afloramiento de rocas miocénicas (Peña Negra) levantadas en el sector oriental mientras que en el sector occidental afloran las formaciones La Cruz y Grifo Alto.

En las cercanías de San Ignacio de Acosta, Montero & Rojas (2014), dividen la falla en dos segmentos; la traza Este que se encuentra alineada con el río Candelaria a lo largo de un valle de falla donde se observa facetamiento triangular en la margen izquierda y rectangular en la margen derecha, y la traza Oeste que coincide parcialmente con la falla Resbalón de Arias & Denyer (1991a).

Grado de actividad

Se puede considerar como una falla potencialmente activa (?). Los datos de la RSN (UCR-ICE) para diversos períodos de tiempo del año 1990 muestran un buen número de sismos localizados a lo largo de la falla Jaris, en su sector oeste (Montero & Rojas, 2014). Además, Arias & Denyer (1991b) consideran que es posible que algunos eventos de la secuencia sísmica de Puriscal de mayo a diciembre de 1990, se asocien con esta falla, lo que concordaría con Montero & Rojas (2014) quienes sugieren no descartar actividad sísmica menor en la falla Jaris durante dicha secuencia en Puriscal.

3.2.5.8 Relevos compresivos del sistema de falla Aguacaliente: Fallas Escazú, Belo Horizonte, Aserrí y Patalillos

Localización y extensión

Conforman un conjunto de fallas que se encuentran situadas al suroeste de San José, correspondiendo con una serie de relevos compresivos asociados al sistema de falla Aguacaliente. Este conjunto de fallas, en su extremo norte, comienza en la zona occidental

de la ciudad de Escazú y se extiende hasta la parte nororiental de Aserrí, donde se ubica la falla Patalillos.

Inicialmente, Denyer & Arias (1990a) y Arias & Denyer (1991a), proponen la falla Higuito con una traza muy similar a la que conforman estos relevos. La misma se extendía por hasta 27 km como un movimiento dextral-normal con el bloque occidental levantado.

Montero (2001) especifica que estas fallas conforman un sistema orientado NW, con movimiento dextral y con una componente de levantamiento del bloque occidental. Una observación similar es realizada por Fernández & Montero (2002).

Finalmente, Montero *et al.* (2005) proponen este conjunto de fallas como un relevo compresivo asociado con el sistema de falla Aguacaliente. En su trabajo se observa que la longitud conjunta del sistema ronda los 11 km, mientras que cada segmento presenta una longitud aproximada de 3,5 km. Por su parte, Fernández & Montero (2002) sugieren longitudes muy similares, a excepción de la falla Escazú, para la cual proponen 6,5 km de extensión. Esta diferencia se debe a que Montero *et al.* (2005) no consideran que el extremo noroccidental de la falla Escazú se encuentre activo, por lo cual reduce su longitud a 3,5 km. Se debe aclarar que, aunque Fernández & Montero (2002) ya reconocían las fallas Escazú, Aserrí y Belo Horizonte, falla Patalillos seguía siendo considerada como parte de otra estructura (falla Jericó).

Características

Como se observó con anterioridad, varios autores proponían para este conjunto de fallas (o sus equivalentes; p.e fallas Higuito, Jericó) un movimiento predominantemente dextral combinado con una componente normal que levanta el bloque occidental. No obstante, Montero *et al.* (2005) enfatizan que el movimiento de estas fallas es predominantemente inverso, con un plano de falla inclinado hacia el suroeste y orientado NW. En cuanto a su tasa de movimiento, la misma es desconocida, aunque Fernández & Montero (2002) sugieren que es relativamente baja dada la débil prominencia que expresan.

Conjuntamente, su característica más evidente es el levantamiento del bloque occidental con respecto al oriental. Fernández & Montero (2002) describen brevemente la expresión

morfológica de las fallas Escazú, Belo Horizonte y Aserrí, destacando principalmente escarpes que miran hacia el este. Montero *et al.* (2005) realizan un análisis más detallado donde destacan lo siguiente:

-Falla Escazú: Dividida en dos sectores, el noroccidental considerado como posiblemente activo, y el suroriental inferido como activo. La falla manifiesta un prominente escarpe orientado hacia el noroeste con facetamiento triangular y variaciones de altura de hasta 150 m, el mismo se encuentra bastante disectado. Además, sugieren que el ángulo de inclinación del plano de falla puede oscilar alrededor de los 35°, según observaciones en afloramientos. También mencionan desvíos anómalos en el río Carrizal al cruzar la falla.

-Falla Belo Horizonte: Presenta un escarpe facetado al noreste, de tipo rectangular. Fernández & Montero (2002) también sugieren la posible presencia de ríos descabezados y desviados.

-Falla Aserrí: Caracterizada por un escarpe facetado que mira hacia el norte. También destaca el valle encajonado y profundo del río Agres y una silla de falla ubicada al norte del poblado de Poás. Además, Fernández & Montero (2002) mencionan el desplazamiento dextral de una divisoria.

-Falla Patalillos: Exhibe un facetamiento triangular que mira hacia el noreste y una silla de falla. En adición, en el bloque sur se evidencia un levantamiento de las rocas de la Fm. Coris, mientras que en el bloque norte no aparecen estas litologías.

Grado de actividad

Montero *et al.* (2005) indican que este conjunto de fallas presenta actividad, mencionando por ejemplo que existe sismicidad entre 1984 y 2005 concentrada en el sector donde la falla Aguacaliente cambia de rumbo y se continua con estos relevos compresivos, iniciando con la falla Patalillos. La mayoría de los sismos visualizados en el trabajo de estos autores se sitúan en el sector occidental de las trazas de falla propuestas, concordando con un plano inclinado hacia el oeste.

Cabe mencionar que el temblor del 10 de junio de 1835 de magnitud estimada $M_s = 5,4$ puede estar relacionado con la falla Escazú o bien con la falla Salitral, tomando en cuenta el

epicentro propuesto por Peraldo & Montero (1999) para este evento. Preliminarmente, Montero (1989) había situado este sismo más hacia el norte, aproximadamente entre los extremos sur de las fallas Sabanilla y Ángel. Según Peraldo & Montero (1999), la intensidad de temblor alcanzó VII tanto en Escazú como en Alajuela.

También el temblor de Alajuelita del 21 de marzo de 1842 ($M_s = 5,4$) pudo haber estado relacionado con este sistema de falla, según Peraldo & Montero (1999) quienes asociaron el evento con las fallas Belo Horizonte-Higuito.

3.2.6.9 Falla Cipreses

Localización y extensión

Se ubica específicamente al noroeste del sistema de falla Aguacaliente, entre las ciudades de Tres Ríos y Curridabat. En su sector oeste colinda con la ciudad de San José y los relevos compresivos del sistema de falla Aguacaliente.

En cuanto a su longitud, se extiende por al menos 7 km (Montero, 2001; Montero & Fernández, 2002; Montero *et al.*, 2005; Denyer *et al.*, 2009). Sin embargo, como se verá a continuación, es posible que se extienda más hacia el oeste, hasta alcanzar la sección este de la ciudad de San José, con lo cual incrementa su longitud y peligrosidad sísmica.

Características

La falla Cipreses presenta un rumbo promedio de NW a E-W, donde la mayoría de los autores (Montero, 2001; Montero & Fernández, 2002; Montero *et al.*, 2005; Denyer *et al.*, 2009) concuerdan con un fallamiento inverso cuyo plano de falla se inclina hacia el este. En la **Figura 12** se aprecia el sector de la falla cuyo rumbo es NW, mientras que en la **Figura 13** de la Sección Central se observa el segmento restante de la falla Cipreses, orientado E-W.

Montero *et al.* (2005) afirman que existe una sismicidad importante al este de San José, la cual estaría relacionada con una falla inversa de rumbo NW inclinada hacia el este, limitada hacia el sur por la falla Río Azul. Estos autores sugieren que ésta falla ciega forma parte de la

falla Cipreses, constituyendo una prolongación de la misma hacia el oeste. Además, infieren que el ángulo de inclinación del plano de falla oscila entre los 40° a 20°.

Anteriormente esta falla había sido denominada como Granadilla por autores como Woodward & Clyde (1993) o Fernández & Pacheco (1998).

Se desconoce su tasa de movimiento y su característica morfológica más evidente la conforman un conjunto de pliegues asociados a fallas ciegas. Los mismos se ubican en la terminación oeste de la falla Cipreses y se orientan predominantemente NW, generando escarpes que miran hacia el sur. Por otro lado, Woodward & Clyde (1993) mencionan que el lineamiento Granadilla presenta una expresión débil denotada por un trazo lineal de rumbo NW con 4 km de longitud y leves cambios de pendiente.

Grado de actividad

Corresponde, en primera instancia, con una falla neotectónica (Denyer *et al.*, 2009), no obstante, según las observaciones de Montero *et al.* (2005) es posible catalogarla como una falla potencialmente activa (?); el terremoto de San Diego del 21 de febrero de 1912 puede estar asociado con el extremo oeste de la falla Río Azul o bien con la falla Cipreses, Montero (2001) también concluye lo mismo. La magnitud de este sismo ronda los 5,0 a 5,5 (M_s), según Fernández & Montero (2002).

Otro evento importante es el temblor del 12 de julio de 1933, el mismo es asociado por Montero *et al.* (2005) con la falla inversa ciega ubicada al este de San José, la cual formaría parte de la falla Cipreses.

Sumado a lo anterior, Fernández & Montero (2002) aseguran que la falla Cipreses presenta fallamiento activo debido al desplazamiento de capas de suelo observado al norte de la localidad de San Juan.

3.2.5.10 Falla Río Azul

Localización y extensión

Localizada a pocos kilómetros al sureste de la ciudad de San José. Se extiende desde el sector suroeste de Tres Ríos hasta alcanzar la zona sur de Desamparados. Al noreste limita con la falla Cipreses, mientras que hacia el sur colinda con el sistema de falla Aguacaliente. Su extensión oscila entre los 5 a 7 km (Fernández & Montero, 2002; Montero *et al.*, 2005; Denyer *et al.*, 2009).

Características

La falla Río Azul presenta una orientación aproximada E-W y un deslizamiento de tipo sinistral (Fernández & Montero, 2002; Montero *et al.*, 2005). Según Montero *et al.* (2005), esta falla conformaría el límite sur de una falla inversa asociada con la falla Cipreses, la cual transcurriría por el sector este de la ciudad de San José.

La traza de esta falla es destacada por un valle lineal profundo en la quebrada Quebradas, además de la presencia de sillas de falla, espolón truncado y facetamiento triangular (Fernández & Montero, 2002).

Grado de actividad

Denyer *et al.* (2009) la consideran, al menos, como neotectónica, sin embargo, es posible clasificarla como potencialmente activa (?) puesto que algunos autores le asignan sismicidad asociada; Montero *et al.* (2005) la consideran responsable del temblor de San Diego del 21 de febrero de 1912 y ubican su epicentro en el sector oeste de la falla Río Azul, mientras que Fernández & Montero (2002) ubican el sismo en el sector este de la falla y le asignan una magnitud de 5,0 – 5,5 (M_s). Cabe mencionar que Montero *et al.* (2005) no descartan que este sismo pueda estar relacionado con la falla Cipreses.

Además, Fernández & Montero (2002) mencionan la existencia de dos enjambres sísmicos ocurridos en junio y octubre de 1994 los cuales asocian con la falla Aguacaliente, sin llegar a descartar la posible actividad de otras fallas cercanas a los epicentros, como es el caso de la falla Azul.

3.2.5.11 Zona transtensiva de Tobosi: Fallas Tobosi, Tablón y Alumbre

Localización y extensión:

Esta estructura se ubica en el sector suroccidental de la localidad de Tobosi y se compone de tres trazas denominadas, de norte a sur, como fallas Tobosi, Tablón y Alumbre.

Según Araya *et al.* (2015), la longitud de la falla Tobosi es de 10 km, mientras que las fallas Tablón y Alumbre rondan los 8 km.

Características:

La zona transtensiva de Tobosi es definida por Araya *et al.* (2015) como un conjunto de fallas de corta extensión que comparten un movimiento sinistral con una componente normal, además, se encuentran orientadas ENE-WSW y presentan planos de fallas sub-verticales.

Geomorfológicamente, Araya *et al.* (2015) menciona una serie de evidencias entre las cuales destacan las siguientes:

Falla Tobosi: Recorre el valle lineal de la quebrada Molina y también se alinea con el río Purires, al suroeste de la localidad de Tobosi. Además, presenta escarpes que miran hacia el este.

Falla Tablón: Presenta escarpes facetados y valles lineales. En la intersección de la falla con el río Purires se evidencia un desvío sinistral del mismo.

Falla Alumbre: Se evidencia por la presencia de valles lineales, sillas de falla, escarpes facetados y cauces desviados.

Grado de actividad:

Araya *et al.* (2015) consideran la zona transtensiva de Tobosi como una estructura activa y la responsabilizan del enjambre sísmico ocurrido entre el 9 de diciembre del 2011 y el 28 de febrero del 2012. Dicha secuencia presentó 22 temblores con magnitudes que oscilaron entre los 2,4 a 3,9 M_w y profundidades de 0,6 a 8,2 km.

Cuadro 24: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Otros nombres | Actividad |
|----------|---|-------------------------|----------------------|-------------|-------------|-----------------------------|--------------------------|---|--|
| Tulin | 15 ¹ | 15 ¹ | Sinistral-Normal (?) | N70°E | ? | NW (?) | ? | - | Potencialmente activa (?) |
| Purires | >22 ⁹ | 46 ⁹ | Dextral | N15°-45°W | ? | - | ? | Ramal NE de la Falla Candelaria. Un sector corresponde con la Falla Quivel ²² , justo donde genera un lomo de falla. | Activa |
| Zapote | 13 ⁹ ramal W 6 ⁹ ramal E | 21,9 ⁹ | Dextral-Normal | N45°W | ? | W en ramal W y E en ramal E | ? | Ramal de la falla Picagres ⁹ . | Potencialmente activa |
| Picagres | >21 ⁹ | 42,8 ⁹ | Dextral | N55°W-NS | Alto (?) | - | ? | Jateo ²⁴ | Activa |
| Virilla | 7 ^{1,10} | 7 ^{1,10} | Sinistral | N34°E | Alto (?) | - | ? | Ciruelas ²³ | Neotectónica a potencialmente activa (?) |

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Otros nombres | Actividad |
|--|--|-------------------------|--------------------|-------------|------------------------------------|------------------|--------------------------|--|---------------------------|
| Bajos de Jorco | 17 ⁹ | 23,7 ⁹ | Dextral | N62°W | Sub-vertical (para falla Resbalón) | - | ? | Falla Resbalón ²² , en la unión con la falla Jaris. | Potencialmente activa |
| Jaris | 41,9 ¹ | 46 ¹ | Dextral-Normal (?) | N55°W | Sub-vertical | E | ? | La traza oeste de la falla Jaris coincide parcialmente con la traza de la falla Resbalón ²² . | Activa |
| Relevos compresivos asociados al sistema de fallas Agua Caliente | 15,3 ¹¹ (Total) Aserri 5,8 ¹¹ Belo Ho. 3,3 ¹¹ Escazú 3,4 ¹¹ Patalillos 2,8 ¹¹ | 15,3 ¹¹ | Inversas | N40°W-EW | Bajo sugerido | SW | ? | - | Activas |
| Cipreses | 8,1 ¹ | 8,1 ¹ | Inversa | N30°W-N80°E | 40°-20° | NE | ? | - | Potencialmente activa (?) |
| Río Azul | 6 ¹ | 6 ¹ | Sinistral | N80°W-N85°E | ? | - | ? | - | Potencialmente activa (?) |
| Zona Transtensiva de Tobosi | Tobosi 8,5 ¹³ | 8,5 ¹³ | Sinistral-Normal | N70°E | Sub-vertical | S | ? | - | Activa |

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Otros nombres | Actividad |
|-----------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------|-------------|--------------|------------------|--------------------------|---------------|-----------|
| Zona Transtensiva de Tobosi | Tablón 6 ¹³ | 6 ¹³ | Sinistral-Normal | N70-50°E | Sub-vertical | S | ? | - | Activa |
| | Alumbre 5 ¹³ | 5 ¹³ | Sinistral-Normal | N75°E-EW | Sub-vertical | S | ? | - | Activa |

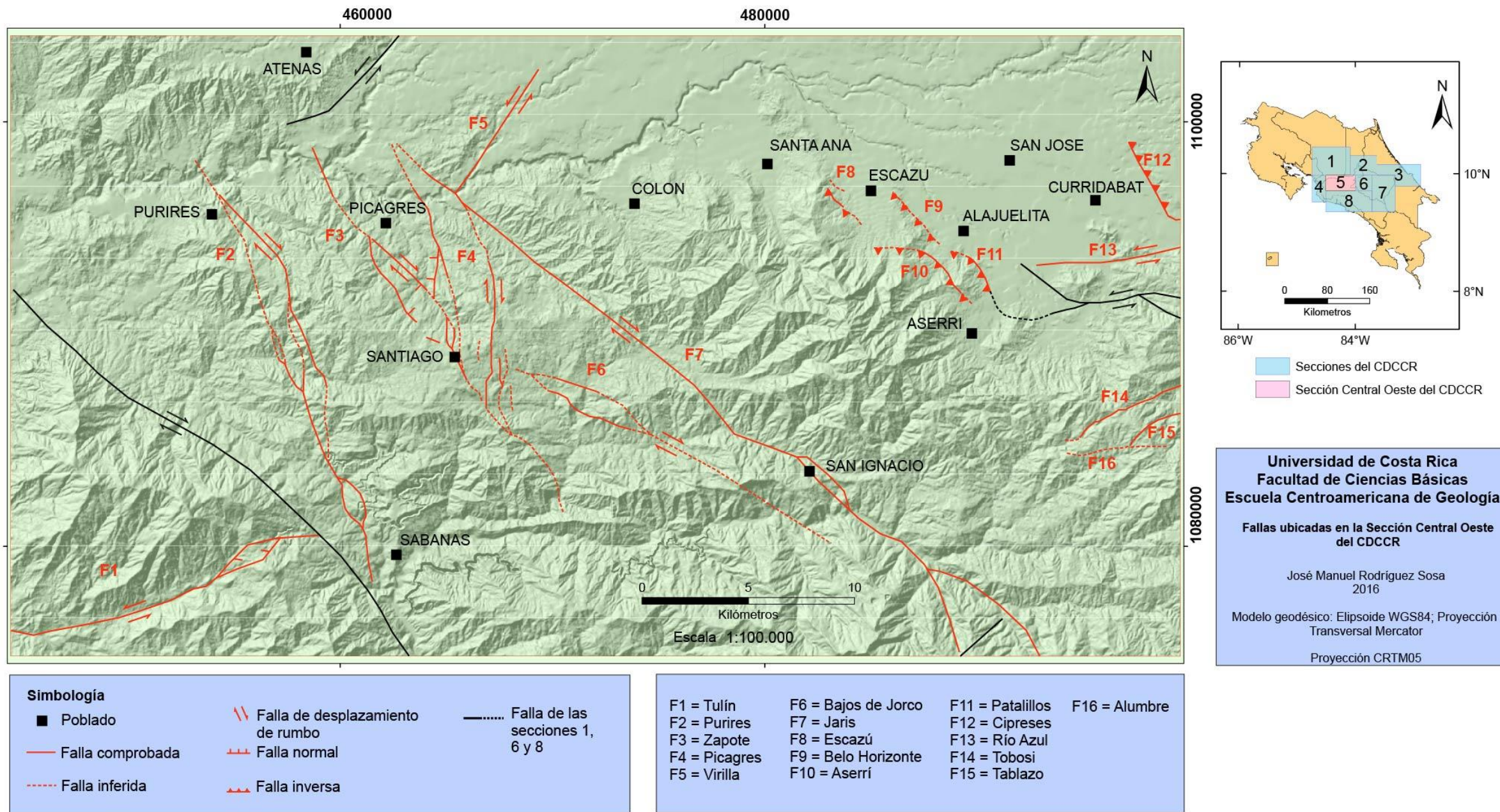


Figura 13: Mapa de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR.

Cuadro 25: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Central Oeste (5) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Tipo | WC 1994 (All-Type) | AJ 1998 (All-Type) | A 1996 (All-Type) | WC 1994 (SS) | PC 2004 (N) | WC 1994 (R) |
|--|--------------------|----------------------|---------------------|---------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Tulin | 15 ¹ | Sinistral-Normal (?) | 6,4 ¹ | 6,5 ¹ | 6,5 ¹ | 6,5 ¹ | 6,5 ¹ | - |
| Purires | >22 ⁹ | Dextral | >6,6 ⁹ | >6,7 ⁹ | >6,7 ⁹ | >6,7 ⁹ | - | - |
| Zapote | Ramal W | Dextral-Normal | 6,3 ⁹ | 6,4 ⁹ | 6,4 ⁹ | - | 6,5 ⁹ | - |
| | Ramal E | | 6 ⁹ | 6,1 ⁹ | 6,0 ⁹ | - | 6,2 ⁹ | - |
| Picagres | >21 ⁹ | Dextral | 6,6 ⁹ | 6,6 ⁹ | 6,7 ⁹ | 6,6 ⁹ | - | - |
| Virilla | 10 ^{1,10} | Sinistral | 6,0 ^{1,10} | 6,3 ^{1,10} | 6,3 ^{1,10} | - | - | - |
| Bajos de Jorco | 17 ⁹ | Dextral | 6,5 ⁹ | 6,5 ⁹ | 6,5 ⁹ | 6,5 ⁹ | - | - |
| Jaris | 41,9 ¹ | Dextral-Normal (?) | 7,0 ¹ | 7,0 ¹ | 7,0 ¹ | 7,0 ¹ | 6,9 ¹ | - |
| Relevos compresivos asociados del sistema de fallas Aguacaliente | Total | Inversa | 6,5 ¹¹ | 6,5 ¹¹ | 6,5 ¹¹ | - | - | 6,4 ¹¹ |
| | Aserri | Inversa | 5,6 ¹¹ | 6,1 ¹¹ | 6,0 ¹¹ | - | - | 5,9 ¹¹ |
| | Belo Ho. | Inversa | 5,1 ¹¹ | 5,8 ¹¹ | * | - | - | 5,6 ¹¹ |
| | Escazú | Inversa | 5,1 ¹¹ | 5,8 ¹¹ | * | - | - | 5,6 ¹¹ |
| | Patalillos | Inversa | 4,9 ¹¹ | 5,7 ¹¹ | * | - | - | * |
| Cirpeses | 8,1 ¹ | Inversa | 5,9 ¹ | 6,2 ¹ | 6,2 ¹ | - | - | 6,1 ¹ |
| Río Azul | 6 ¹ | Sinistral | 5,6 ¹ | 6,1 ¹ | 6,0 ¹ | - | - | - |
| Zona Transtensiva de Tobosi | Tobosi | Sinistral-Normal | 5,9 ¹³ | 6,2 ¹³ | 6,2 ¹³ | - | 6,3 ¹³ | - |
| | Tablón | Sinistral | 5,6 ¹³ | 6,1 ¹³ | 6,0 ¹³ | - | - | - |
| | Alumbre | Sinistral | 5,4 ¹³ | 6,0 ¹³ | 5,9 ¹³ | - | - | - |
| Promedio | | | 6,0 | 6,3 | 6,4 | | | |

3.2.6 Sección Central

Corresponde con el área localizada en las faldas sur del volcán Irazú, donde se localizan los sistemas de falla Aguacaliente y Navarro con rumbos cercanos a E-W, además de otras fallas importantes como la falla Orosi o la falla Lara, de orientación NW.

Esta sección presenta centros de población importantes como es el caso de la ciudad de Cartago o los poblados de Orosi y Paraíso. Además, constituye una de las zonas históricamente más activa, con múltiples terremotos que han afectado la provincia de Cartago. Sumado a ello, el potencial sísmico de la zona alcanza los 6,1 – 6,4 (M_w), no obstante, la presencia de extensos sistemas de falla puede llegar a generar terremotos de hasta 7,1 M_w , como es el caso del Sistema de falla Navarro (ver Cuadro 28).

Las referencias de las trazas presentes en la Figura 13 son detalladas a continuación. Una figura alternativa fue diseñada para mostrar otras trazas diferentes en el caso de las fallas Lara, Navarro, Campano y Tucurrique, la misma se presentará en los anexos. Si bien en la Figura 13 el sistema de falla Navarro viene representado por varias fallas (p.e. Paraíso, Cachí y Maravilla), dentro del texto viene descrito como un sistema de fallas que abarca los segmentos referidos en la Figura 13 como “Sist. Navarro”.

Cuadro 26: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Central (6) del CDCCR.

| Falla | Figura 13 | Figura 31 |
|-----------------|--|--|
| Ochomogo | Montero <i>et al.</i> (2013b). | Montero <i>et al.</i> (2013b). |
| Aguacaliente | Montero <i>et al.</i> (2013b). | Montero <i>et al.</i> (2013b). |
| La Cangreja | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Navarro Este | Montero <i>et al.</i> (2016). | Montero <i>et al.</i> (2016). |
| Navarro Central | Montero <i>et al.</i> (2016). | Montero <i>et al.</i> (2016). |
| Navarro Oeste | Montero <i>et al.</i> (2016). | Montero <i>et al.</i> (2016). |
| Lara | Montero <i>et al.</i> (2016). | Montero <i>et al.</i> (2016). |
| Irazú | Linkimer (2003); Araya <i>et al.</i> (2015). | Linkimer (2003); Araya <i>et al.</i> (2015). |

| Falla | Figura 13 | Figura 31 |
|------------|---|---|
| Capellades | Montero <i>et al.</i> (2013b); Montero <i>et al.</i> (2016). | Montero <i>et al.</i> (2013b); Montero <i>et al.</i> (2016). |
| Orosi | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero <i>et al.</i> (2013a); Araya <i>et al.</i> (2015). | Denyer <i>et al.</i> (2009); Montero <i>et al.</i> (2013a); Araya <i>et al.</i> (2015). |
| Duán | Montero <i>et al.</i> (2016). | Montero <i>et al.</i> (2016). |
| Campano | Linkimer (2003). | Montero <i>et al.</i> (2013a). |
| Tucurrique | Linkimer (2003). | Montero <i>et al.</i> (2013a). |

3.2.6.1 Falla Ochomogo

Localización y extensión

Forma parte del sistema de falla Aguacaliente y se ubica al noroeste de la ciudad de Cartago, en las márgenes sur y este de los cerros de La Carpintera bordeando el sector septentrional de los valles Coris y Guarco. Al sur se ubica la traza de la falla Aguacaliente, con la cual confluye hacia el oeste y, posteriormente, continúan hasta alcanzar los relevos compresivos asociados al sistema de falla Aguacaliente (fallas Patalillos, Aserrí, Belo Horizonte y Escazú). Según Montero *et al.* (2013b) la falla Ochomogo se extiende unos 22 km.

Características

Es definida por primera vez por Montero *et al.* (2013b) como una falla de tipo sinistral-normal, con un comportamiento sinistral puro en los sectores de rumbo E-W, mientras que en las zonas donde se orienta ENE se comporta de manera oblicua (sinistral-normal).

Con anterioridad Woodward & Clyde (1993) ya había hecho mención a una traza que se ubica en el lado norte del valle de Coris y culmina en una serie de fallas cortas de rumbo NE, limitando los cerros de La Carpintera. De igual manera, Fernández & Montero (2002) manifiestan la existencia de un grupo de lineamientos cortos de rumbo NE ubicados en el sector este de los cerros de La Carpintera. Por su parte Montero & Kruse (2006) realizan una observación similar e incluso plantean la posibilidad de que los valles de Coris y Guarco

presenten un origen tectónico, sugiriendo que forman parte de un *pull-apart* bordeado por la falla Aguacaliente, en el sector sur, y por una falla en el sector norte, la cual sería de componente normal y correspondería con la estructura descrita como falla Ochomogo por Montero *et al.* (2013b).

En su aspecto geomorfológico, Fernández & Montero (2002) afirman que en los sectores de rumbo NE se observan facetas triangulares que miran al este y sillas de falla. Mencionan también la presencia de alteración hidrotermal en depósitos laháricos cuaternarios que la traza corta a la altura de Ochomogo.

Como ya se mencionó, Montero & Kruse (2006) plantean la posibilidad de una estructura *pull-apart* que engloba los valles de Coris y Guarco, posibilidad que confirman Montero *et al.* (2013b) identificando la falla Ochomogo como el borde norte de dicha estructura. Sugieren que las evidencias morfológicas más destacables son los escarpes facetados al este, valles lineales y desvíos de divisorias que sugieren una componente normal-sinestral. Especifican, además, que en la parte oriental la falla pierde expresión al alcanzar la colada de Cervantes, sin embargo, indican que puede llegar a conectarse con la falla Capellades comportándose así como un relevo transtensivo de la misma.

Grado de actividad

Se considera como una falla activa puesto que su expresión morfológica es prominente en algunos sectores. Además, presenta sismicidad asociada; Montero *et al.* (2013b) destacan que varios sismos ocurridos cerca de la ciudad de Cartago, en el periodo comprendido entre 1992 y 2010, pueden estar relacionados con la falla Ochomogo.

En el trabajo de Fernández & Montero (2002) también se observan varios sismos, en el periodo 1984-1996, alineados a lo largo de la falla Ochomogo, los cuales presumiblemente pueden estar relacionados con la misma.

3.2.6.2 Falla Aguacaliente

Localización y extensión

Se encuentra bordeando el sector sur de la ciudad de Cartago y conforma un sistema junto con las fallas Ochomogo y Capellades. En su extremo oeste colinda con las fallas Aserri y Patalillos, y hacia su límite este con la falla Capellades.

Corresponde con una falla relativamente bien estudiada. También se le ha denominado falla Valle de Coris y falla Guarco (Woodward & Clyde, 1993).

Su longitud ronda los 17 km aproximadamente, según Montero *et al.* (2013b). Por su parte, Alonso-Henar *et al.* (2013) proponen una longitud de entre 15.1 a 18.1 km. Sin embargo, si se toma en cuenta como un sistema de falla, donde el segmento Aguacaliente se une al este con la falla Capellades y hacia el oeste con los relevos compresivos Patalillos, Aserri, Belo Horizonte y Escazú, la extensión del sistema podría alcanzar los 65 km.

Inclusive podría prolongarse aún más hacia el noroeste, según lo expuesto por Montero *et al.* (2005), existe la posibilidad de que el sector noroeste de la falla Escazú se encuentre activo y de esta forma el sistema de falla Aguacaliente pueda conectarse con la falla Virilla la cual presenta un rumbo similar al segmento de la falla Aguacaliente al sur de la ciudad de Cartago.

Características

La mayoría de los autores (Salazar *et al.*, 1992; Fernández & Montero, 2002; Montero *et al.*, 2005; Montero & Kruse, 2006; Alonso-Henar *et al.*, 2013; Montero *et al.*, 2013b) concuerdan con un movimiento de tipo sinistral con un rumbo aproximado de E-W.

Si se considera como un sistema de falla, hacia el este cambia a un rumbo NE y es denominada falla Capellades (Montero *et al.*, 2013b), mientras que hacia el oeste varía a un rumbo NW donde se exhiben diversos relevos compresivos (fallas Patalillos, Aserri, Belo Horizonte y Escazú) descritos por Montero *et al.* (2005).

Alonso-Henar *et al.* (2013) consideran que los datos obtenidos con su estudio paleo-sísmico no son suficientes para determinar una tasa de deslizamiento para la falla Aguacaliente, sin

embargo, Barquero & Alvarado (2011) sugieren una tasa de deslizamiento cercana a los 0,15-0,20 mm/año.

Las geoformas que caracterizan esta falla son variadas. Autores como Woodward & Clyde (1993), Montero *et al.*, (1998), Fernández & Montero (2002), Montero & Kruse (2006) y Montero *et al.* (2013b) afirman que se evidencia por el alineamiento de promontorios truncados, contraescarpes en depósitos recientes, alineamientos de valles lineales, fuentes termales y mineralizaciones sulfurosas (valle de Coris y Hervidero), así como también por lomos y sillars de falla. Montero & Kruse (2006) mencionan, además, la presencia de desvíos entre 50 a 450 m en ríos y quebradas, evidenciando la componente sinistral de la falla.

Por otro lado, como ya fue referido, Montero *et al.* (2013b) suponen que la interacción entre las fallas Aguacaliente y Ochomogo ha originado una zona de tracción en la cual se ubican los valles de Coris y Guarco, denominada zona transtensiva Coris-Guarco.

La falla Aguacaliente también tiene relación con una zona transpresiva al sureste de Cartago, la misma se genera por la conexión entre las fallas Aguacaliente y Capellades. Según Montero *et al.*, (2013b), la transpresión sería explicada por un cambio de rumbo de E-W (falla Aguacaliente) a ENE (falla Capellades), originando así una serie de pliegues y fallas inversas al sur de Cartago.

Es importante mencionar que, tanto en el valle de Coris así como en el valle de Guarco, la falla Aguacaliente tiene una zona de deformación ancha que va desde unas pocas decenas de metros hasta más de un centenar, donde Montero & Kruse (2006) sugieren que esta particularidad puede ocurrir cuando una falla transcurrente atraviesa depósitos poco consolidados.

Grado de actividad

Es considerada como una falla activa puesto que se encuentra cortando depósitos recientes (Woodward & Clyde, 1993; Montero *et al.*, 1998; Montero *et al.*, 1991; Alonso-Hener *et al.*, 2013), y además presenta sismicidad asociada (Salazar *et al.*, 1992; Rojas, 1993; Montero & Fernández, 2002; Montero *et al.*, 2005; Alonso-Henar *et al.*, 2013).

El evento más importante generado en esta falla es el del 4 de mayo de 1910 de magnitud 6,4 (M_w), que destruyó la Ciudad de Cartago y es el peor desastre ocurrido en Costa Rica en cuanto al número de víctimas (Salazar *et al.*, 1992; Rojas, 1993; Alonso-Henar *et al.*, 2013).

Montero *et al.* (2013b) mencionan que la falla Aguacaliente también es responsable de otros terremotos de magnitudes intermedias ($5,0 \leq M_s \leq 6,5$), como por ejemplo los dos eventos del 13 de abril de 1910 (M_s 5,0 y M_s 5,8).

3.2.6.3 Falla La Cangreja

Localización y extensión

Se localiza al noreste de la comunidad de Cangreja, ubicada entre los sistemas de falla sinestrales Aguacaliente, al norte, y Navarro, al sur. Posee una longitud que ronda los 6 km, (Fernández & Montero, 2002; Denyer *et al.*, 2009).

Características

Corresponde con una falla relativamente desconocida; Fernández & Montero (2002) son los primeros en describirla con detalle. Aguilar (1984) describe una falla de rumbo similar y con una extensión mínima de 3 km, a la cual denomina La Cangreja. Además, muestra una serie de evidencias que confirman la presencia de la falla, no obstante, no logra determinar el tipo de deslizamiento de la misma.

Fernández & Montero (2002) especifican que esta falla se orienta NW y que presenta una inclinación subvertical a vertical (?) debido a que su traza es muy rectilínea. No indican el tipo de movimiento asociado a la falla, sin embargo, por su orientación podría corresponder con una falla dextral.

Morfológicamente, se evidencia por un trazo rectilíneo que recorre valles lineales, sillares de falla, trincheras de falla, escarpes facetados y bermas de falla (Fernández & Montero, 2002).

Grado de actividad

Se trata de una falla neotectónica (Denyer *et al.*, 2009), la cual podría presentar sismicidad asociada; Fernández & Montero (2002) indican que al oeste de la falla La Cangreja existe una sismicidad que puede estar parcialmente relacionada con la falla en cuestión.

Montero (2001) sugiere una posible relación entre el enjambre sísmico en setiembre de 1980 con el extremo sur de la falla La Cangreja ya que indica que los mecanismos focales realizados por Aguilar (1984) exhiben un fallamiento inverso que concuerda con el rumbo de la falla La Cangreja.

3.2.6.4 Falla Navarro

Localización y extensión

Se ubica al sur del sistema de falla Aguacaliente, transcurriendo entre las estribaciones noroccidentales de la cordillera de Talamanca y pasando por las faldas sur y sureste de los volcanes Irazú y Turrialba. Corresponde con un sistema de falla que se inicia al suroeste de la localidad de Cangreja y posteriormente continua por el valle del río Navarro hasta alcanzar los segmentos centrales (fallas Paraíso y Cachí), luego continua hacia el noreste alcanzando el sistema de falla Atirro y continuar aún más hacia el noreste, donde se le conoce como la falla Maravilla.

Tomando en cuenta las trazas de falla más recientes (Montero *et al.*, 2016), el sistema sobrepasa los 55 km de longitud, inclusive estos autores indican que la longitud acumulada del sistema ronda los 115 km. Es oportuno recalcar que el potencial sísmico de este sistema fue calculado individualmente para cada segmento y también en conjunto como una sola estructura de al menos 55 km (ver Cuadro 28).

Características

De acuerdo con una serie de autores (Salazar *et al.*, 1992; Montero *et al.*, 1998; Montero, 2001; Fernández & Montero, 2002; Montero, 2003; Linkimer, 2003) esta falla presenta un movimiento de tipo sinistral con una orientación promedio de N60°E y un alto ángulo de

inclinación. Además, tanto Salazar *et al.* (1992), como Montero (2001), interpretan que la falla puede presentar una componente normal a niveles locales.

Aunque se desconoce su tasa de movimiento, Montero *et al.* (1998), proponen una posible tasa de deslizamiento de 1 a 5 mm/año, mientras que Linkimer (2003) estima una tasa probable de 13 mm/año con base en el desplazamiento de rocas volcánicas localizadas al sur del volcán Turrialba.

En una redefinición más actual, Montero *et al.* (2016) divide este sistema de falla en los segmentos Tarrazú, Navarro, Paraíso, Urasca, Cachi y Maravilla, ordenados de oeste a este. Todos ellos comparten una cinemática similar y entre sus rasgos geomorfológicos más importantes, estos autores resaltan lo siguiente:

Segmento Navarro: Resaltan desvíos en drenajes y divisorias, así como también bermas, sillas, trincheras y escarpes facetados. También especifican la existencia de fuentes termales paralelas a la traza de la falla en la confluencia de los ríos Aguacaliente y Navarro.

Segmento Tarrazú: Se encuentra compuesta por varias trazas, sin embargo, sólo dos presentan longitudes importantes (~18 km). Una de ellas (Tarrazú Sur) genera un importante desvío izquierdo en el río Tarrazú, además de valles lineales, sillas de falla y desvíos izquierdos de divisorias de filas; también genera, en conjunto con el sector oeste de la falla Navarro, la zona de tracción Estrella. Por otro lado, la Tarrazú Norte, se caracteriza por valles lineales, sillas de falla, escarpes facetados y desvíos de drenajes y divisorias.

Segmento Paraíso: Se evidencia por la componente normal que presenta en algunas trazas, lo cual genera escarpes facetados al este, bordeando una estructura que los autores denominan Depresión Ujarrás. También exhibe otras morfologías como desvíos de cauces, trincheras y sillas.

Segmento Cachi: Corresponde con una traza inactiva puesto que es desviada a la derecha unos 200 m por acción de la falla Duán.

Segmento Urasca: Su movimiento es predominantemente normal y es caracterizada por su facetamiento rectangular que mira hacia el oeste y el mismo es más claro en su sector sur mientras que hacia el norte pierde expresión.

Segmento Maravilla: Se caracteriza por desvíos sinestrales en varios cauces; los autores reconocieron depósitos de pantano generados por desvíos en el río Chiz, también mencionan la presencia de valles abandonados y la posible asociación de esta falla con el deslizamiento de Cimarrones (2 km al sureste de la traza). Las observaciones de Linkimer (2003) y Montero (2003) aluden a este segmento del sistema de falla Navarro, donde resaltan siete desplazamientos sinestrales en los cauces de los ríos Turrialba, Guayabito, Torito y Colima, y en las quebradas Pacayas, Veinticinco y en un afluente del río Reventazón, al norte de Naranjo (Linkimer, 2003). Montero (2003) sugiere que la falla Navarro genera desvíos sinestrales al intersectar las fallas Turrialba (200 m) y Azul (500 m), lo cual también es mencionado por Linkimer (2003) y Montero *et al.* (2013a).

Grado de actividad

Este sistema presenta sismicidad (Montero *et al.*, 2016). Aguilar (1984) asegura que la mayor actividad microsísmica del sureste del Valle Central se relaciona con el sector oeste de la falla Navarro. Además, asocia dos enjambres sísmicos con la falla Navarro, uno en diciembre de 1977 y otro setiembre de 1980. Salazar *et al.* (1992) mencionan que si bien la falla Navarro no ha generado grandes sismos desde los años 80s se considera como una falla muy activa.

Con base a los estudios efectuados en una trinchera en 1994 por Geomatrix Consultants, cerca de Paraíso de Cartago, se determinó que es una falla activa, con un ancho de zona de falla de unos 50 m (Montero, 2001). Además, la falla Navarro corta la Colada de Cervantes, la cual presenta una edad de 13500 a 23000 (Montero, 2001 y Montero *et al.*, 1998).

Por otro lado, Montero (2001) le asocian el terremoto de Paraíso-Orosi del 21 de agosto de 1951 (M 5,0) basado en la distribución de los daños generados en dicho evento y Linkimer (2003) menciona su posible asociación con 12 eventos ubicados al sureste de la traza y a menos de 2 km de la misma, estudiados entre 1992 y 2002. Finalmente, Montero *et al.* (2016) le atribuyen el sismo del 9 de agosto de 1991 (M_w).

3.2.6.5 Falla Lara

Localización y extensión

Corresponde con dos trazas paralelas que se extienden sobre el sector oeste del volcán Irazú. Según Montero *et al.* (1998), transcurren desde el cerro Hondura hasta Ochomogo. Localmente se encuentran encauzada en los valles de afluentes del río Blanco y del río Cascajal, donde al noroeste continúa con la falla Río Patria (Montero, 2003). Tanto Montero & Alvarado (1995), así como Montero (2003), expresan que la falla presenta una longitud mínima de 11 km; Montero *et al.* (2013a) sugieren que se extienden hasta los 14 km. Sin embargo, autores como Montero *et al.* (1998) sugieren longitudes mayores (hasta 19 km).

Características

Varios autores concuerdan con un movimiento predominantemente dextral y una orientación NNW (Montero & Alvarado, 1995; Montero *et al.*, 1998; Montero, 2003).

Montero *et al.* (1998) suponen un alto ángulo de inclinación para esta falla. Por otro lado, Montero & Alvarado (1995) y Montero (2001, 2003) consideran que la falla presenta una componente de levantamiento en su sector oriental; una observación similar realiza Montero *et al.* (1998), quienes la interpretan como normal. Una tasa de movimiento probable de entre 1-5 mm/año, es sugerida por Montero *et al.* (1998) para la falla Lara.

Montero & Alvarado (1995) mencionan que la traza de la falla se evidencia por valles lineales, valles de falla, escarpes y sillares de falla, además de estructuras incipientes del tipo de cuenca de tracción y estribaciones desplazadas. Montero *et al.* (1998), en concordancia con Montero (2001), evidencian la presencia de escarpes mirando hacia el oeste, así como trincheras de fallas y supuestos desplazamientos de cauces.

Finalmente, Montero (2003) hace la mención a varias estructuras volcánicas que están dentro del macizo del Irazú (volcán Las Nubes, antiguos volcanes Cabeza de Vaca, Retes y Sapper), las cuales asocian a emplazamiento de las mismas en zonas de fracturas tensionales relacionadas con la cuenca de tracción de Turrialba, y asocia el volcán Las Nubes con la falla Lara.

Grado de actividad

Montero *et al.* (1998) indican que se trata de falla neotectónica, puesto que atraviesa depósitos cuaternarios en las laderas noroeste del volcán Irazú, o incluso potencialmente activa ya que puede poseer sismicidad histórica asociada; aún sin comprobar. Por otro lado, Fernández *et al.* (1998) aseguran que durante el periodo comprendido entre 1992 - 1996 la falla Lara ha presentado actividad sísmica, al igual que las fallas Río Sucio, Ariete y Elia.

Montero (2003) cree que el terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (M_s 5,7) puede estar asociado a la falla Lara, la cual se encuentra dentro de la posible zona macrosísmica del terremoto. La intensidad del temblor alcanzó el grado VIII en la escala de Mercalli Modificada, originando considerables deslizamientos y varias muertes. Sin embargo, Montero & Alvarado (1995) asocian dicho terremoto con la falla Río Sucio.

Fernández & Pacheco (1998) señalan que en el sector comprendido entre las fallas Lara y Río Hondura es una de las zonas donde se concentra mayor sismicidad en el macizo Irazú-Turrialba, a diferencia de la zona donde coexisten las fallas Alto Grande, Río Sucio, Río Blanco y Blanquito, donde la actividad sísmica no es significativa.

Peraldo & Montero (1999) consideran posible que la falla Lara sea la causante del terremoto de San Antolín del 2 de setiembre de 1841 cuya magnitud estiman en 6,5 (M_s) y una intensidad máxima de IX. Es importante recalcar que el epicentro sugerido por estos autores también se encuentra cercano a fallas como Río Hondura o el ramal occidental del sistema de falla Río Sucio, no obstante, es poco probable que este asociado con esta última dado que por su longitud no sería capaz de generar un sismo tan grande.

Recientemente, el 25 y 26 de mayo del 2015, ocurrió una serie de temblores (24 en total) con magnitudes de entre 2,5 a 4,8 (M_w) siendo este último el evento principal. La mayoría de los eventos se alinearon con un rumbo NW y según los reportes de la Red Sismológica Nacional, estuvieron localizados en las inmediaciones de las fallas Lara y Río Sucio.

3.2.6.6 Falla Irazú

Localización y extensión

Ubicada en el borde suroeste del volcán Irazú, se extiende desde el cráter del mismo por al menos 6 km hacia el suroeste, según lo propuesta de Linkimer (2003). En estudios previos se observa como esta falla se extiende hacia el noreste internándose en el cráter del volcán Irazú y prolongando su extensión hasta los 12 km (Fernández & Pacheco, 1998; Fernández *et al.*, 1998).

Características

Corresponde con una falla normal con una inclinación presumiblemente vertical y un rumbo NE donde su bloque suroriental se encuentra descendido con respecto al bloque noroeste (Linkimer, 2003). Por su parte Montero & Alvarado (1995), Montero (2003) y Montero *et al.* (2013b) especifican que el bloque descendido corresponde con el noroeste.

Algunos estudios mencionan la presencia de otra falla paralela con características similares ubicada en el sector este de la falla Irazú (Montero & Alvarado, 1995; Montero, 2003; Montero *et al.*, 2013b).

Linkimer (2003) indica que la falla se caracteriza por la presencia de escarpes y la alineación de al menos una decena de conos piroclásticos orientados NE. Montero (2003) también hace énfasis en la claridad del escarpe, el cual mira hacia el noroeste, y en la alineación de los conos. Observaciones similares son aportadas por Fernández *et al.* (1998) y Montero *et al.* (2013b).

Grado de actividad

Se trata de una estructura activa dado que diversos autores le asocian sismicidad (Montero & Alvarado, 1995; Fernández *et al.*, 1998; Fernández & Pacheco, 1998; Linkimer, 2003). Por ejemplo, una serie de eventos sísmicos ocurridos en junio de 1982 son atribuidos a la falla Irazú por Fernández *et al.* (1998), de igual forma Montero & Alvarado (1995) relacionan otro enjambre en setiembre del mismo año con una falla normal orientada NE en las cercanías del cráter principal del volcán Irazú, lo cual concuerda con la geometría de la falla Irazú.

Además, Fernández & Pacheco (1998) confirman una alta actividad en la falla Irazú durante la secuencia sísmica que afectó al volcán Irazú en 1991, posterior al terremoto de Piedras Negras del 22 de diciembre de 1990 ($M_s = 5,7$).

Fernández *et al.* (1998) también mencionan la relación de la falla Irazú con el enjambre ocurrido el 15 de junio de 1997 en el área del volcán Irazú. El evento de mayor magnitud se registró el 16 de junio de 1997 y fue asociado con la falla Irazú. La solución del mecanismo focal para dicho evento evidencia una ligera componente sinistral para esta falla.

Por último, Linkimer (2003) registra y relaciona nueve eventos cercanos a la traza de la falla Irazú en el periodo comprendido entre 1992-2002.

3.2.6.7 Falla Capellades

Localización y extensión

Transcurre sobre las faldas sur y sureste de los volcanes Irazú y Turrialba, en las cercanías de las localidades de Pacayas y Capellades. Montero *et al.* (2013b) sugieren que se conecta con la falla Aguacaliente en la zona oriental de la ciudad de Cartago y alegan que la falla se extiende unos 25 km. También especifican que Linkimer (2003) describió una falla con características y ubicación muy similar, denominada falla Santa Cruz, la cual inicia en el interior de un anfiteatro de avalancha ubicado al suroeste del volcán Turrialba.

Características

Es descrita por primera vez por Montero *et al.* (2013b), presenta un movimiento de tipo sinistral con una orientación que varía de ENE a NE. Además, interpretan una tasa de movimiento mínima de 0,5 mm/año, y una máxima de 1,1 a 3 mm/año.

Montero *et al.* (2013b) indican que la falla Capellades se une con la falla Ochomogo mediante un relevo transtensivo, y con la falla Aguacaliente por medio de un relevo transpresivo que ha originado fallas y pliegues orientados E-W preferencialmente.

A unos 8 km de Cartago, hacia el este, Montero *et al.* (2013b) menciona desvíos sinestrales de 90 m en la quebrada Purruás, además de quebradas descabezadas, desvíos de divisorias, contraescarpes y cambios de pendiente. Al atravesar la colada Este de Cervantes la traza de la falla desaparece y vuelve a reaparecer en el sector oriental de la colada Este de Cervantes, en donde su traza se encuentra más atenuada.

Al alcanzar la localidad de Pacayas, en la zona sureste, se encuentra una depresión semicircular abierta al sur, cuyo origen es desconocido según afirman Montero *et al.* (2013b). Sin embargo, sugieren que puede tratarse de un mega-deslizamiento (co-sísmico?), similar a la estructura Coliblanco.

Finalmente, al sur de Capellades, Montero *et al.* (2013b) indican que la quebrada Honda puede considerarse el curso previo del río Birrís, por lo que correspondería con una quebrada descabezada. Además, cerca del anfiteatro Coliblanco, la falla Capellades genera desvíos sinestrales en el río Turrialba y en un afluente del mismo.

Grado de actividad

En una recopilación que se extiende hasta el siglo XIX, Montero *et al.* (2013b) aseguran que no han logrado relacionar ningún sismo destructivo con la traza de la falla Capellades. Además, en los últimos 35 años solo han logrado asociar tres sismos con la traza de la falla Capellades, por lo cual puede calificarse como una falla activa con muy baja sismicidad (?).

Montero *et al.* (2013b) advierte que actualmente la falla Capellades representa una mayor amenaza sísmica que la falla Aguacaliente, puesto que ésta ya ha generado terremotos históricos como el ocurrido el 4 de mayo de 1910.

3.2.6.8 Falla Orosi

Localización y extensión

Se encuentra ubicada en la sección occidental de la localidad de Orosi. En su extremo noroeste, la falla Orosi es cortada por la falla Navarro (segmento Paraíso), la cual incluso genera un desvío sinistral.

Autores como Montero (1994), Montero *et al.* (1998), Denyer *et al.* (2009), Salazar (2011) mencionan que posee una longitud que oscila alrededor de los 11 km. Además, Salazar (2011) advierte que la falla podría extenderse por al menos 3 km de ancho hacia el noreste de la ciudad de Orosi, a lo largo del río Palomo, hasta el poblado de Tapantí. En Montero *et al.* (2013a) se aprecia una longitud ligeramente mayor, 16 km.

Características

Fernández & Pacheco (1998) consideran que la falla se orienta en promedio N40°W (en concordancia con otros autores: Denyer *et al.*, 2009; Fernández & Montero, 2002; Salazar, 2011; Montero *et al.*, 1998).

Sanabria (2014) realiza una compilación de 108 datos de planos de falla observados en diversas zonas de Orosi, para los cuales determina un grupo principal orientado NW-SE, concordando con la orientación de la falla Orosi.

Por su parte, Denyer *et al.* (2009) sugieren un movimiento predominantemente normal (bloque oeste levantado) con una componente dextral, en concordancia con las observaciones de Montero *et al.* (1998).

Varios trabajos refieren sus evidencias morfológicas; Fernández & Montero (2002) hacen mención al escarpe generado por la falla el cual mira hacia el este y presenta un facetamiento triangular con varias generaciones de facetas. Además, infieren un desplazamiento sinistral de la falla Orosi por acción de la falla Navarro, observación que también es sugerida en otros estudios como Montero (2001) y Montero *et al.* (2013a).

Por su parte, Salazar *et al.* (1992) indican que existen evidencias morfológicas muy significativas asociadas a la presencia de esta falla; cerros aislados, bloques facetados, fuentes termales y contactos por falla. También, describen la existencia de un sistema de fallas transcurrentes de rumbo NW desarrollado sobre el bloque levantado (bloque oeste), así como algunas fallas inversas en respuesta al régimen compresivo del área.

Grado de actividad

Montero *et al.* (1998) la suponen como una falla neotectónica basados en su clara expresión geomorfológica. Algunos autores (Salazar *et al.*, 1992; Boschini, 1989) mencionan que presenta sismicidad asociada, por lo cual podría ser catalogada como una falla activa; sin embargo, como se verá a continuación, tal sismicidad puede asociarse con otras fallas, por lo que es más apropiado calificarla como una falla potencialmente activa (?).

Fernández & Montero (2002) mencionan que las fallas Escazú, Orosi y Navarro no generaron sismicidad durante el periodo 1976-1981. Por su parte, Salazar *et al.* (1992) señalan al sistema de falla Orosi-Aguacaliente como la responsable del terremoto del 4 de mayo de 1910, el cual provocó más de 300 víctimas mortales, con una población cartaginesa de unos 10.000 habitantes. La magnitud de esta catástrofe se estima entre $M_L = 4,5 - 6,3$. Fernández & Montero (2002) sitúan el epicentro de este terremoto en la convergencia entre las fallas Aguacaliente y Orosi; estos autores, al igual que Montero & Kruse (2006), Alonso-Henar *et al.* (2013), Montero *et al.* (2013b), asignan la catástrofe del 4 de mayo de 1910 con la falla Aguacaliente.

Por otro lado, Boshcini (1989) relaciona el terremoto del 21 de agosto de 1951 con el sistema Orosi-Aguacaliente y sugiere que en la ciudad de Orosi el sismo generó una intensidad de VIII (en la escala de MERCALLI-CANCANI modificada). Por su parte, Montero *et al.* (2016) asocia este evento con la falla Navarro, en la conexión entre las fallas Navarro y Paraíso, o bien con la falla Orosi.

3.2.6.9 Falla Duán

Localización y extensión

Se encuentra ubicada al oeste del poblado de Paraíso, rodeada por fallas como la Orosi, Navarro y Tucurrique. Según Montero *et al.* (1998) se extiende hacia el SSE desde el río Reventazón pasando por el cerro Duán. En cuanto a su longitud, Montero *et al.* (1998) y Woodward & Clyde (1993) le asignan 7 km. Otros autores como Montero (2001), Denyer *et*

al. (2009), Montero *et al.* (2013a), Montero *et al.* (2013b), Montero *et al.* (2016), suponen longitudes mayores.

Características

Se considera una falla de desplazamiento de rumbo dextral, de alto ángulo y con una orientación promedio de N30°W (Montero *et al.*, 1998; Montero, 2001; Denyer *et al.*, 2009; Montero *et al.*, 2013a; Montero *et al.*, 2013b).

Otros estudios presentan lineamientos o fallas equivalentes; por ejemplo, en Montero (1994) aparece un lineamiento con similar ubicación, orientación y longitud, el cual podría corresponder con la falla Duán.

Según Woodward & Clyde (1993), la falla Duán presenta una importante expresión morfológica, evidenciada por prominentes lineamientos, valles lineales, sillars de falla y escarpes facetados. Montero *et al.* (2016) indican que el segmento Cachi del sistema de falla Navarro es desviado a la derecha unos 200 m por la falla Duán.

Grado de actividad

Montero *et al.*, (1998) especifican que se trata de una falla neotectónica tomando en cuenta su fuerte expresión geomorfológica. En Denyer *et al.* (2009) también aparece como una estructura neotectónica.

No existen registros de grandes sismos ubicados sobre la traza de esta falla; Salazar (2011) muestra algunos eventos entre 1992 - 2005 (de magnitud menor a 4,0) dispersos en la zona donde se ubica la falla, es probable que algunos puedan tener relación con la misma.

3.2.7.10 Falla Campano

Localización y extensión

Se localiza al suroeste la ciudad de Turrialba. Hacia el sur limita con la falla Tucurrique, mientras que hacia el norte alcanza la falla Navarro (segmento Maravilla), según lo propuesto por Linkimer (2003). Tanto Montero (2003), así como Montero *et al.* (2013a), especifican que la falla Campano en su sector norte culmina al alcanzar el río Reventazón.

Según Linkimer (2003) la falla Campano presenta unos 15 km de longitud, lo que difiere con otros autores como Montero *et al.* (2013a) y Montero (2003), quienes sugieren longitudes menores a los 10 km.

Características

Montero *et al.* (2013a), Montero (2003) y Linkimer (2003), la catalogan como una falla de tipo normal-dextral (bloque suroeste levantado), la cual se encuentra limitando el borde suroeste del *pull-apart* de Turrialba-Irazú. Además, Linkimer (2003) sugiere que el plano de falla presenta una inclinación vertical y una orientación que alterna entre N20°W, en el sector norte, a N80°W en el extremo sur.

Es caracterizada por un escarpe con facetas triangulares que miran al este, y originan diferencias de alturas de hasta 300 m, según Montero (2003), quien además indica que el escarpe es semi-circular con un rumbo variable de N-S a NW. También especifica que la falla Campano, en conjunto con la falla Chiz, son las causantes del desarrollo de la cuenca donde se asienta la localidad de Tucurrique.

Linkimer (2003) propone que la falla Campano se extiende varios kilómetros más hacia el norte, recorriendo una serie de lineamientos NW que alcanzan la quebrada Honda, la cual es atravesada por la falla Maravilla.

Grado de actividad

Es considerada por Linkimer (2003) como una falla activa e incluso sugiere que presenta sismicidad asociada durante el periodo 1992 a 2002, donde ocurrieron 6 sismos cercanos a la traza de la falla Campano y otros cuantos, en su sector norte, donde se intersecta con la falla Navarro, por lo que estos últimos se pueden asociar a una u otra falla.

3.2.7.11 Falla Tucurrique

Localización y extensión

Transcurre por la zona este del poblado de Tucurrique, corresponde con el ramal occidental de la falla Atirro. Según Linkimer (2003) se extiende por más de 20 km, no obstante Montero (2003) extiende la traza de la falla más hacia el noroeste, hasta alcanzar el cerro Pasquí, por lo cual su longitud puede aumentarse hasta los 30 km. Montero *et al.* (2013a) suponen una longitud similar, asumiendo que la falla Tucurrique culmina al alcanzar la falla Irazú.

Características

Linkimer (2003) indica que es de tipo dextral con un plano de falla inclinado verticalmente y orientado entre N30°W a N60°W. Además, menciona que localmente presenta una componente normal, donde el bloque noreste se encuentra levantado con respecto al bloque suroeste.

Lo anterior estaría en concordancia con Montero (2003) quien sugiere que fallas menores como Chiz y Murcia, ambas con una fuerte componente normal, forman parte de la traza principal de la falla Tucurrique. También infiere que estas estructuras pueden asociarse al cambio de rumbo que experimenta la falla Tucurrique, de N60°W, al norte de la localidad de Juan Viñas, a N30°W al este de dicho poblado.

Linkimer (2003) indica que la traza de la falla es evidenciada por un escarpe lineal de 20 a 60 m de altura, localizado al noreste del poblado de Juan Viñas. Además, menciona la presencia de valles lineales, sillars de falla y el desvío dextral del río Vueltas, el cual ha sido desplazado 1 km.

Por su parte, Montero (2003) indica que la falla genera un desvío al cruzar el río Reventazón, el cual estima en unos 250 m. También menciona un escarpe de unos 20 m de altura, que mira hacia el oeste y se localiza al este del poblado de Tucurrique. Indica, además, que hacia el sureste la traza de la falla se interna en una zona montañosa donde se manifiesta por desvíos dextrales de quebradas, trincheras de falla y aluviones represados.

Grado de actividad

Montero (2003) menciona que se trata de una falla activa dada su juvenil expresión geomorfológica y además se encuentra desplazando depósitos aluviales. Tanto Montero *et al.* (2013a), así como Linkimer (2003), también indican que la falla se encuentra activa, dado que presenta sismicidad asociada y una prominente expresión geomorfológica.

Además, Linkimer (2003) expresa que durante el periodo 1992 a 2002, ocurrieron 9 sismos en las cercanías de la falla Tucurrique. También sugiere que la secuencia sísmica de Pejibaye del 10 al 13 de julio de 1993 puede estar relacionada con esta falla, sin embargo, Montero (2001) relaciona dichos eventos con el sistema de falla Simarí, el cual se ubica pocos km al suroeste de la falla Tucurrique. Posteriormente Montero *et al.*, (2013a) consideran que estos sismos se asocian con la falla Tucurrique.

Cuadro 27: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Central (6) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Otros nombres | Actividad | |
|-----------------|---|-------------------------|--------------------|-------------|------------------|------------------|---------------------------|--|--|--------------|
| Ochomogo | 15,5 ¹² | 15,5 ¹² | Sinistral-Normal | N60°E-EW | ? | N | ? | - | Activa (?) | |
| Aguacaliente | 21,5 ¹² | 25,6 ¹² | Sinistral | S65°E-EW | ? | - | 0,15 - 0,20 ¹⁷ | Fallas Valle de Coris y Guarco ¹¹ | Activa | |
| La Cangreja | 5,9 ¹ | 5,9 ¹ | Dextral (?) | N20°W | Sub-vertical (?) | - | ? | - | Neotectónica a potencialmente activa (?) | |
| Sistema Navarro | Tarrazú | 19 ²⁶ | 37 ²⁶ | Sinistral | ENE-NE | ? | - | ? | - | Activa |
| | Navarro | 14 ²⁶ | 32 ²⁶ | Sinistral | N65-75°E | Sub-vertical (?) | - | ? | - | Activa |
| | Paraíso | 10 ²⁶ | 17 ²⁶ | Sinistral | N40-65°E | Sub-vertical (?) | - | ? | - | Activa |
| | Urasca | 6 ²⁶ | 6 ²⁶ | Normal | N-S | ? | E | ? | - | Neotectónica |
| | Cachi | 14 ²⁶ | 16 ²⁶ | Sinistral | N75°E | ? | - | ? | - | Neotectónica |
| | Maravilla | 13 ²⁶ | 29 ²⁶ | Sinistral | N45-50°E | Sub-vertical (?) | - | 1-5 ¹⁰ , 13 ⁶ | - | Activa |
| Lara | 7 ¹³ Ramal W, 5 ¹³ Ramal E | 12 ¹³ | Dextral-Normal (?) | NS-N45°W | Alto | E | 1 - 5 ¹⁰ | - | Neotectónica a potencialmente activa (?) | |

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Otros nombres | Actividad |
|------------|--------------------------------------|--------------------------------------|----------------------|-----------------|--------------|------------------|---------------------------|---------------|--|
| Irazú | 6 ⁶ | 6 ⁶ | Normal-Sinistral (?) | N30°E | Vertical (?) | SE | 0,2 - 0,4 ¹⁷ | - | Activa |
| Capellades | 20 ¹² | 20 ¹² | Sinistral | N40°-60°E | Vertical | - | 0,5 - 1,1/3 ¹² | - | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| Orosi | 14,3 ^{1, 4, 26} | 14,3 ^{1, 4, 26} | Normal-Dextral | N45°-50°W | ? | SW | ? | - | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| Duán | 10,5 ²⁶ | 13 ²⁶ | Dextral | N40°W- N10°W | Alto | - | ? | - | Neotectónica |
| Campano | 5,4 ⁴ o 13,8 ⁶ | 5,4 ⁴ o 16,8 ⁶ | Dextral-Normal | N74°W- N25°W | Vertical | SW | ? | - | Activa |
| Tucurrique | 20 ⁶ o 28 ⁴ | 38 ⁶ o 72 ⁴ | Dextral-Normal | N45°W- N25°W | Vertical | NE | ? | - | Activa |

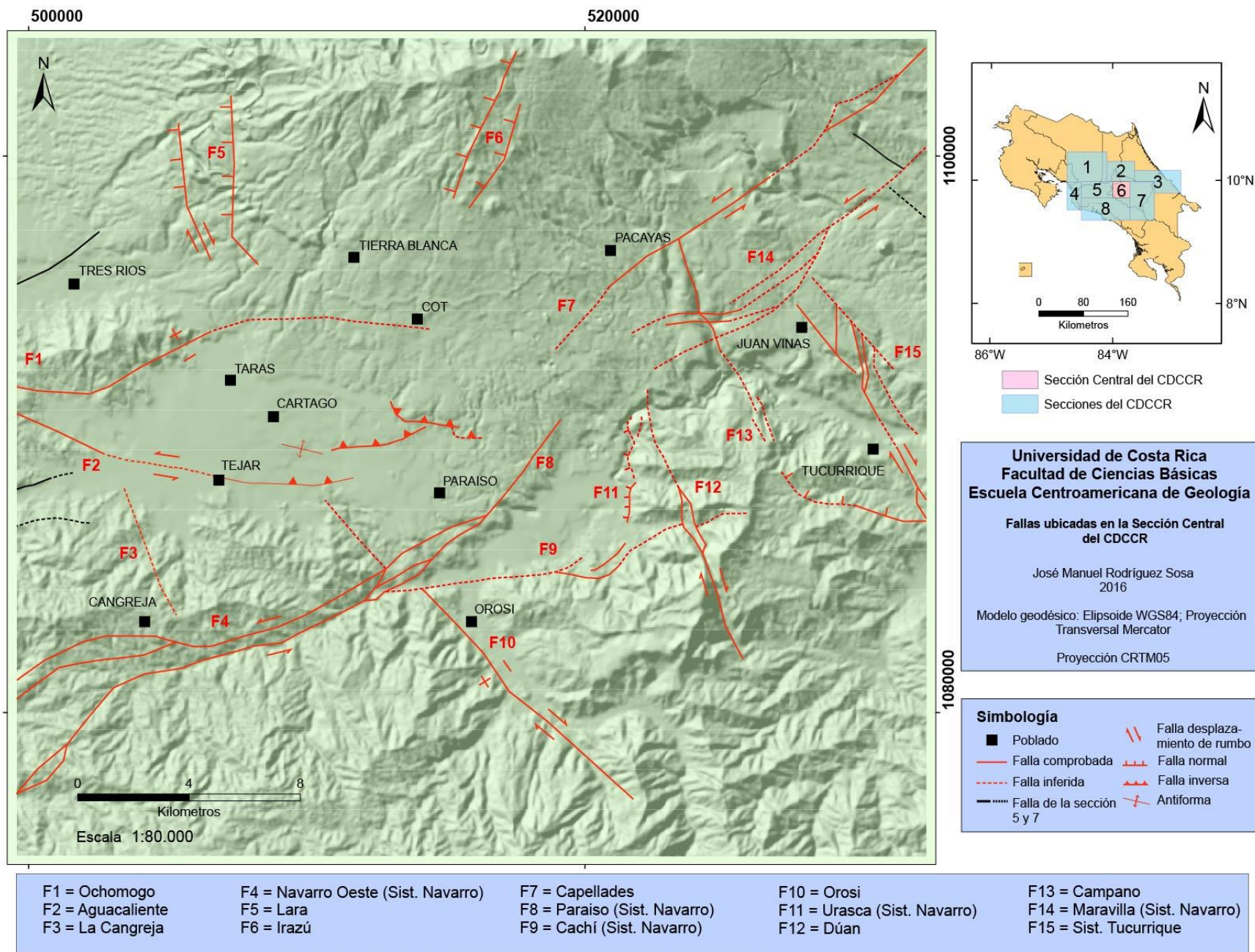


Figura 13: Mapa de la Sección Central (6) del CDCCR.

Cuadro 28: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Central (6) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Tipo | WC 1994 (All-Type) | | AJ 1998 (All-Type) | | A 1996 (All-Type) | | WC 1994 (SS) | | PC 2004 (N) | | WC 1994 (R) | |
|---------------|--------------------------------------|----------------------|--------------------|-----|--------------------|-----|-------------------|-----|--------------|-----|-------------|-----|-------------|---|
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Ochomogo | 15,5 ¹² | Sinistral-Normal | 6,5 | - | 6,5 | - | 6,5 | - | 6,5 | - | 6,6 | - | - | - |
| Aguacaliente | 21,5 ¹² | Sinistral | 6,6 | - | 6,7 | - | 6,7 | - | 6,7 | - | - | - | - | - |
| La Cangreja | 5,9 ¹ | Dextral (?) | 5,6 | - | 6,1 | - | 6,0 | - | - | - | - | - | - | - |
| Sist. Navarro | Total | >55 ²⁶ | 7,1 | - | 7,1 | - | 7,1 | - | 7,1 | - | - | - | - | - |
| | Tarrazú | 19 ²⁶ | 6,6 | - | 6,6 | - | 6,6 | - | 6,6 | - | - | - | - | - |
| | Navarro | 14 ²⁶ | 6,3 | - | 6,5 | - | 6,4 | - | - | - | - | - | - | - |
| | Paraíso | 10 ²⁶ | 6,0 | - | 6,3 | - | 6,3 | - | - | - | 6,4 | - | - | - |
| | Cachí | 14 ²⁶ | 6,3 | - | 6,5 | - | 6,4 | - | - | - | - | - | - | - |
| | Urasca | 6 ²⁶ | 5,6 | - | 6,1 | - | 6,0 | - | - | - | 6,2 | - | - | - |
| | Maravilla | 13 ²⁶ | 6,3 | - | 6,4 | - | 6,4 | - | - | - | - | - | - | - |
| Lara | Ramal Occidental | 7 ¹³ | 5,7 | - | 6,1 | - | 6,1 | - | - | - | 6,2 | - | - | - |
| | Ramal Oriental | 5 ¹³ | 5,4 | - | 6,0 | - | 5,9 | - | - | - | 6,1 | - | - | - |
| Irazú | 6 ^{6, 13} | Normal-Sinistral (?) | 5,6 | - | 6,1 | - | 6,0 | - | - | - | 6,2 | - | - | - |
| Capellades | 15,6 ¹² | Sinistral | 6,5 | - | 6,5 | - | 6,5 | - | 6,5 | - | - | - | - | - |
| Orosi | 14,3 ^{1, 4, 13} | Normal-Dextral | 6,3 | - | 6,5 | - | 6,5 | - | - | - | 6,5 | - | - | - |
| Duán | 10,5 ²⁶ | Dextral | 6,1 | - | 6,3 | - | 6,3 | - | - | - | - | - | - | - |
| Campano | 5,4 ⁴ o 13,8 ⁶ | Dextral-Normal | 5,5 | 6,3 | 6,0 | 6,5 | 6,0 | 6,4 | - | - | 6,1 | 6,5 | - | - |
| Tucurrique | 20 ⁶ o 28 ⁴ | Dextral-Normal | 6,6 | 6,8 | 6,6 | 6,8 | 6,6 | 6,8 | 6,6 | 6,8 | 6,7 | 6,8 | - | - |
| Promedio | | | 6,1 | | 6,4 | | 6,4 | | | | | | | |

3.2.7 Sección Central-Este

Se extiende desde la falda sureste del macizo del volcán Turrialba hacia el este, hasta alcanzar el valle del río Chirripó (ver Figura 14). Esta sección engloba tres sistemas de falla orientados preferentemente NW; Pacuare, Kabébete y Atirro, donde estos dos últimos superan los 35 km (Atirro y Kabébete).

Entre las localidades más importantes que encierra esta zona están la ciudad de Turrialba y los poblados de Tucurrique y la Suiza. Dada la longitud de sus fallas y su grado de actividad (la mayoría son activas), el potencial sísmico de la zona es considerable, alcanzando magnitudes de hasta 6,5 – 6,6 (M_w), donde destacan fallas como la Atirro y la Kabébete (ver Cuadro 31).

A continuación, se muestran las referencias de las trazas de falla utilizadas en el Figura 14. Una figura adicional muestra otras trazas propuestas, específicamente para las fallas Turrialba, Tuis, Tucurrique y Kabébete, la misma se presentará en los anexos. La falla Tucurrique fue descrita en la sección anterior, sin embargo, la misma se extiende varios kilómetros hacia el sureste internándose en la presente sección.

Cuadro 29: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Central Este (7) del CDCCR.

| Falla | Figura 14 | Figura 32 |
|------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Turrialba | Linkimer (2003). | Montero <i>et al.</i> (2013a). |
| Azul | Linkimer (2003). | Linkimer (2003). |
| Tuis | Montero <i>et al.</i> (2013a). | Linkimer (2003). |
| Tucurrique | Montero <i>et al.</i> (2013a). | Linkimer (2003). |
| Simarí | Montero (2003). | Montero (2003). |
| Atirro | Montero <i>et al.</i> (2013a). | Montero <i>et al.</i> (2013a). |
| Kabébete | Montero <i>et al.</i> (2013a). | Montero (2003). |
| Buenavista | Boschini <i>et al.</i> (1988). | Boschini <i>et al.</i> (1988). |

3.2.7.1 Falla Turrialba

Localización y extensión

Ubicada en el sector occidental de la ciudad de Turrialba. Corresponde con uno de los ramales noroccidentales de la falla Atirro. De acuerdo a Linkimer (2003) posee una longitud de 17,5 km.

Características

Según Linkimer (2003), es de tipo dextral con un rumbo promedio N25°W y presenta un plano de falla con un ángulo de inclinación presumiblemente vertical. Además, esta falla se encuentra cortando transversalmente el *pull-apart* de Turrialba, por lo que se considera una falla de tipo *cross basin fault*.

Montero *et al.* (2013a) sugieren un relevo tensional donde la falla atraviesa el río Reventazón. También menciona que las unidades volcánicas del Plioceno (margen sur del río Reventazón) están desplazadas dextralmente unos 1,35 km. Además, Montero (2003) proponen una tasa de movimiento de 10 mm/año, basado en el desplazamiento de las lavas de la loma Florencia.

De acuerdo a Linkimer (2003), posee una expresión prominente; desvíos en los ríos Turrialba (3,5 km) y Reventazón (1,5 km), además, del desplazamiento del cerro Atirro y la existencia de un valle abandonado (actualmente drenado por la quebrada Juray. También menciona que la falla transcurre a lo largo de la base de la fila montañosa basculada Alto Bremen–Alto Florencia, ligeramente al oeste de las poblaciones de Santa Rosa y Turrialba, presentando contraescarpes de hasta 20 m de altura, valles lineales, trincheras y sillars de falla. Por su parte, Montero (2003) agrega la presencia de terrazas abandonadas en el lado oeste del cerro Atirro (10 a 30 m sobre el nivel actual del drenaje), las cuales han sido desplazadas por la falla Turrialba. Tanto Montero (2003) como Linkimer (2003) alegan que la falla Turrialba, en su extremo noroeste, es desviada sinistralmente por la falla Navarro (segmento Maravilla).

Grado de actividad

Linkimer (2003) la considera como una falla activa, basado en los desplazamientos experimentados por los depósitos fluvio-lacustres presentes en el valle de la quebrada Juray. Además, asume que la falla puede presentar sismicidad asociada ya que entre el periodo 1992-2002 ocurrieron 4 sismos ($M_L = 2,2 - 2,5$) a menos de 2 km de la traza de la falla Turrialba, sin embargo, los mismos pueden haber estado asociados a las fallas Azul, Florencia y Navarro, dada su cercanía a estas estructuras.

Por otro lado, Montero (2003) sugiere que un sismo ocurrido en 1991, disparado por el terremoto de Limón, pueden estar asociado a la falla Turrialba. El mecanismo focal es de tipo transcurrente dextral con una componente inversa y un plano nodal NNW.

3.2.7.2 Falla Azul

Localización y extensión

Localizada en la zona este de la ciudad de Turrialba. Forma parte sistema de falla Atirro, correspondiendo con el ramal oriental de la falla Atirro. Según Linkimer (2003), la falla Azul se extiende a lo largo de 23 km.

Características

Con base en una serie de observaciones, que incluyen un prominente escarpe de 500 m de altura, Linkimer (2003) propone un movimiento de tipo normal-dextral, con un plano de falla presumiblemente vertical y de orientación variable con un rumbo de N55°W, en su extremo norte, a N20°E en el sector sur. Esto concuerda con lo expuesto por Montero *et al.* (2013a), así como por Montero (2003), quienes sugieren que el desplazamiento de la componente normal es de 1000 m.

Su rasgo más característico es el escarpe de 500 m de altura, localizado al este de la ciudad de Turrialba. Linkimer (2003) indica que en el sector norte (oeste de la localidad de Santa Cruz) su expresión geomorfológica es moderada. Al pie del escarpe, la falla transcurre a lo largo del valle lineal del río Aquiares, para el cual interpreta un desvío sinistral de 650 m al

intersectar la falla Navarro. Montero (2003) también hace alusión a este desvío, estimándolo en 500 m.

Por otro lado, Linkimer (2003) interpreta que la falla genera un desplazamiento de 600 m en el río Tuis, en el sector donde la orientación de la falla cambia a NNE. Cabe mencionar que en el sector occidental de la falla Azul se presenta una estructura basculada hacia el noreste, denominada Alto Florencia y bordeada por las fallas Turrialba (al este) y Chiz (al oeste); según Montero *et al.* (2013a) el basculamiento de esta superficie puede explicarse mediante la acción de las fallas Azul y Chiz.

Grado de actividad

Linkimer (2003) asume que se trata de una falla activa, puesto que afecta depósitos coluviales holocénicos e incluso indica posible presencia de sismicidad asociada comprendida entre 1992 a 2002. No obstante, la misma puede también relacionarse con la falla Navarro.

3.2.7.3 Falla Tuis

Localización y extensión

Se ubica en las inmediaciones de la localidad de La Suiza, formando parte del sistema de falla Kabébeta, definido así por Linkimer (2003). Está limitada al sur por la falla Atirro y al este por la falla Kabébeta. Hacia su sector norte se ubica el sistema de falla Pacuare, también definido por Linkimer (2003). Según dicho autor, se extiende unos 13,5 km mientras que Montero *et al.* (2013a) suponen una longitud que ronda los 8 km.

Por otro lado, Marshall *et al.* (2000) le asignan una longitud de 20 km, sin embargo, dichos autores consideran la falla Kabébeta como parte de la falla Tuis, por lo cual su extensión se incrementa.

Características

Según Linkimer (2003), la falla Tuis presenta una traza ligeramente sinuosa con una orientación promedio de N55°W y un fallamiento normal-dextral con el bloque norte levantado y con un plano de falla presumiblemente vertical. Además, la considera como un segmento inactivo de la falla Azul, localizada al noroeste.

Por su parte, Montero *et al.* (2013a) la suponen como una prolongación hacia el noroeste de la falla Kabébeta. Tanto estos autores, como Marshall *et al.* (2000), concuerdan con el fallamiento propuesto por Linkimer (2003).

Según Linkimer (2003) y Montero *et al.* (2013a), la falla Tuis transcurre a lo largo de la ladera nororiental del río con el mismo nombre y se caracteriza por la presencia de bermas de falla, escarpes de falla de 40-60 m que miran hacia el suroeste y terrazas levantadas hasta 60 m con respecto al nivel del río Tuis.

Grado de actividad

Linkimer (2003) la considera como una falla posiblemente neotectónica, al igual que Marshall *et al.* (2000) quienes mencionan su posible actividad cuaternaria. Otros autores como Montero *et al.* (2013a) consideran incluso que se trata de una falla potencialmente activa (?). En el trabajo de estos autores se logra observar un mecanismo focal muy cercano a la falla Tuis (evento 2, figura 11) con un plano nodal NW y deslizamiento dextral, concordante con lo propuesto para esta falla.

3.2.7.4 Falla Simarí

Localización y extensión

Corresponde con un conjunto de fallas poco estudiadas ubicadas varios kilómetros al sur de la ciudad de Turrialba. Se encuentra ligeramente al oeste de la falla Tucurrique. Según Montero (2001, 2003) su extensión oscila entre los 20 a 25 km.

Características

Este sistema de falla presenta un rumbo oscilante con una traza sinuosa que, en promedio, se orienta ENE. Montero (2001) afirma que es de tipo sinistral-normal con base a una serie de mecanismos focales asociados con este sistema. De acuerdo con dichos mecanismos focales se infiere un plano de falla sub-vertical a vertical. Además, indica que se caracteriza por la presencia de valles lineales, sillas de falla, escarpes facetados que miran hacia el sur y desvíos izquierdos en algunos ríos; especifica que la prominencia de la falla es débil a moderada.

Grado de actividad

Se considera como una falla activa ya que presenta sismicidad asociada; Montero (2001) relaciona la secuencia sísmica de Pejibaye de junio de 1993, cuyos eventos principales tuvieron magnitudes de M_s 5,6 (10 de junio) y M_s 5,2 (13 de junio) con mecanismos focales que evidencia una solución sinistral con una componente normal (eventos 47 y 50, Figura 3). A la misma conclusión aluden Linkimer & Alvarado (2002) con respecto a esta secuencia sísmica.

Por otro lado, Montero *et al.* (2013a) presentan dos mecanismos focales (eventos 14 y 17, figura 11) que, por su solución, ubicación y orientación del plano nodal, pueden corresponder adecuadamente con la falla Simarí. Sin embargo, estos autores relacionan estos sismos con la falla Tucurrique.

3.2.7.5 Falla Atirro

Localización y extensión

Ubicada en las cercanías del poblado de Omega, a partir del cual se extiende hacia el sureste hasta alcanzar el valle del río Chirripó. Montero *et al.* (1998) proponen una longitud de 47 km (similar a lo propuesto por Soulas, 1992), mientras que Linkimer (2003) especifica que la falla posee unos 28 km de extensión. La diferencia de longitud entre ambos autores radica en que Linkimer (2003) considera la falla Atirro como un sistema dividido en varios ramales

en su extremo noroccidental (fallas Azul, Turrialba y Tucurrique), mientras que Montero *et al.* (1998) consideró todas estas fallas como una sola estructura, aumentando así significativamente su longitud.

Entre otras propuestas, Montero *et al.* (2013a) sugieren una longitud que ronda los 34 km, mientras que Montero (2003) presenta una distribución similar a la de Linkimer (2003).

Características

Según diversos autores, Linkimer (2003), Montero *et al.* (1998), Montero (2003), Montero *et al.* (2013a), la falla Atirro es de tipo dextral, con un rumbo promedio de N45°W. Sin embargo, Linkimer (2003) afirma que esta falla posee una componente normal, evidenciada por una serie de escarpes en el bloque noreste. Además, dado que la falla posee una traza muy lineal, dicho autor sugiere un plano de falla vertical. Por otro lado, Soulas (1992) estima que su tasa de movimiento es de 1 mm/año o más (?).

Se evidencia, principalmente, por el valle lineal del río Atirro. Como ya ha sido referido, en su sector noroeste, se dividen en tres ramales (fallas Tucurrique, Turrialba y Azul).

Según Linkimer (2003), presenta un escarpe de 500 m de altura y una serie de facetas triangulares al noreste del río Atirro. Además, indica que el bloque nororiental se encuentra levantado, evidenciando la componente normal de la falla. Al alcanzar el cerro Mirador, la falla se divide en dos ramales y posteriormente vuelve a unirse. Dicho cerro es interpretado por Montero (1994) como un lomo de falla en el cual infiere que ocurre un salto izquierdo de la falla.

Las anteriores observaciones concuerdan con Montero (2001), quien muestra un mecanismo focal inverso para el evento del 19 de noviembre de 1987 (Md 4,9), el cual se localiza en el cerro Mirador.

Finalmente, la traza culmina al alcanzar la fila Matama, donde Montero *et al.* (2013a) proponen tres ramales que generan una zona de transpresión

Grado de actividad

Se considera como una falla activa, dado que presenta sismicidad asociada según diversos autores (Montero, 1994; Montero, 2001; Montero, 2003; Montero *et al.*, 2013a). Además, Linkimer (2003), así como Montero *et al.* (1998), también consideran esta falla como activa, dada su prominente expresión geomorfológica.

3.2.7.6 Falla Kabébeta

Localización y extensión

Se ubica varios kilómetros al sureste de la comunidad de La Suiza. Conformar la falla más extensa y prominente del sistema de falla Kabébeta definido por Linkimer (2003). En su extremo noroeste se continúa con la falla Tuis y de ahí se extiende hacia el sureste hasta alcanzar la fila Matama.

Linkimer (2003) y Montero (2003) sugieren que la falla puede alcanzar una longitud de 19 km, mientras que Montero *et al.* (2013a) sugieren que se extiende más hacia el sureste hasta atravesar el río Chirripó, alcanzando los 25 km.

Otras propuestas como Montero (2001) o Denyer *et al.* (2009) proponen longitudes menores, no obstante, las evidencias presentadas por Linkimer (2003) y Montero *et al.* (2013a) confirman que se trata de una falla extensa.

Características

La falla Kabébeta presenta una orientación aproximada de N45°W con un fallamiento que Montero (2001) sugiere como dextral-inverso, donde el bloque este se encuentra levantado. En concordancia con ello Montero *et al.* (2013a) confirman desplazamientos dextrales-inversos en varios afloramientos cercanos a la falla Kabébeta. Sin embargo, Linkimer (2003) concuerda con el relativo levantamiento del bloque este, no así con la componente, la cual sugiere que es normal. El ángulo de inclinación del plano de falla se infiere como alto, buzando hacia el suroeste, según las observaciones de Montero (2001), Linkimer (2003) y Montero *et al.* (2013a).

Es importante resaltar que en cuanto a la traza existen ligeros contrastes entre las diferentes propuestas sugeridas por los autores ya citados, siendo las trazas de Linkimer (2003) y Montero *et al.* (2013a) las que presentan mayores similitudes, con un solo trazo inicial al noroeste y varios ramales en su sector sureste. Las trazas sugeridas por Montero (2001, 2003) difieren en mayor grado, presentando también dos ramales con diferente distribución.

Según Linkimer (2003), la expresión de la falla se evidencia por trincheras de falla, zonas pantanosas, bermas, quebradas interrumpidas y desplazadas en sentido dextral. También menciona el desvío dextral del río Platanillo, estimado en 1,3 km. Dicho cauce, es, además, atravesado por una falla con características similares a la falla Kabébeta, afectando depósitos aluviales y coluviales, presumiblemente holocénicos. Con base en el desplazamiento observado en dicho afloramiento el autor añade una componente normal al mecanismo de la falla Kabébeta.

Hacia el sector sureste de la traza, autores como Linkimer (2003), Montero (2003) y Montero *et al.* (2013a), sugieren que la falla Kabébeta se divide en al menos dos ramales. Su culminación hacia el sureste ocurre al cruzar y generar un desvío dextral en el río Chirripó, alcanzando la fila Matama.

Grado de actividad

Es considerada como una falla activa, puesto que se le relaciona con varios eventos sísmicos; Montero (2001, 2003), así como Montero *et al.* (2013), aseguran que el terremoto de Limón del 22 de abril 1991 (M_w 7,7) disparó sismicidad en las fallas Kabébeta, Pacuare y Ayil. Específicamente dos días después del terremoto una réplica de M_s 6,1 fue registrada muy cerca de la falla Kabébeta con un plano nodal y deslizamiento similar al sugerido para esta falla.

Además, Linkimer (2003) confirma la presencia de seis sismos posiblemente asociados con la falla Kabébeta, con epicentros ubicados en el sector nororiental a menos de 2 km de la traza y magnitudes de entre 1,8 a 4,0 M_L .

3.2.7.7 Falla Buenavista

Localización y extensión

Ubicada al norte de San Isidro de El General, específicamente en el lado occidental de la localidad de Buenavista. Se encuentra inmersa en una zona donde no existe un fallamiento tan denso como en otros sectores del CDCCR. Las fallas más cercanas son las correspondientes con el sistema de falla Atirro, varios kilómetros al norte.

Según Montero (2001) su longitud es de 7 km, no obstante Montero *et al.* (1998) proponen unos 15 km, mientras que Boschini *et al.* (1988) suponen unos 11 km y sugieren que la falla puede extenderse más hacia el sur. Barquero & Alvarado (2011) le asocian una longitud de 30 km.

Características

Tanto Boschini *et al.* (1988), así como Montero *et al.* (1998), Montero (2001) y Alvarado *et al.* (2009), presentan observaciones concordantes sobre esta falla; con una orientación promedio N5°W y un fallamiento dextral con un plano de falla vertical. No obstante, como la falla era desconocida hasta el terremoto de Buenavista del 3 de julio de 1983 (M_s 6,1), no existen registros de movimientos anteriores por lo cual no es posible establecer su periodo de recurrencia ni su tasa de movimiento.

Se caracteriza por alinearse con el valle del río Buenavista, en el tramo orientado NW, hasta alcanzar la localidad de Rivas, hacia el sur. Boschini *et al.* (1988) mencionan que la traza de la falla es ligeramente curvilínea y algo sinuosa, lo que genera pequeñas cuencas de tracción y posibles lomos de obturación. También resaltan la presencia de facetas triangulares, así como terrazas levantadas hasta 60 m con respecto al nivel del río, ambas características están presentes en las dos márgenes del valle.

Grado de actividad

Por su prominente expresión morfológica puede catalogarse, al menos, como neotectónica. Sin embargo, se trata de una falla activa dado que Boschini *et al.* (1988) la relacionan con el terremoto de Buenavista del 3 de julio de 1983 (M_s 6,1). Barquero & Rojas (2009) también

asocian una serie de temblores ocurridos en el año 2007 con la actividad de la falla Buenavista, con magnitudes que oscilaron entre los 2,8 a 4,1.

Recientemente, el 3 de abril del 2015, se presentaron dos eventos superficiales (13 km de profundidad) de 4,8 y 5,1 (M_w) seguidos por siete réplicas con magnitudes comprendidas entre 2,1 y 3,8, localizados 14 km al noroeste de Rivas de Pérez Zeledón, según el reporte de la RSN. Si bien estos eventos se localizaron cerca de la falla Buenavista, no están lo suficientemente cercanos a la misma como para asociarlos con su actividad. Sumado a ello, los sismos presentaron una clara alineación aproximada entre $N50^\circ - 60^\circ E$ por lo que aparentan estar relacionados con otra estructura aún no reconocida.

Adicionalmente, Montero *et al.* (1994b) mencionan la existencia de un sismo de $M_s = 6,1$ ubicado 20 km al norte de San Isidro del General, a una profundidad de 13 km. El mecanismo del evento corresponde con desplazamiento de rumbo con una componente inversa mientras que los planos nodales reportados son $N55^\circ - 58^\circ E$ y $N31^\circ - 35^\circ W$; donde el plano NE bien podría corresponder con la alineación de los sismos del 3/4/2015, agregado a ello la ubicación tan estrecha entre ambos eventos y la similitud en la profundidad de los hipocentros, podrían confirmar la existencia de una estructura activa no reconocida a la fecha (?).

Cuadro 30: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Central Este (7) del CDCCR.

| Falla | | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Actividad |
|----------------------------|-----------|---------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------|----------------|--------------------------|------------------|--------------------------|--|
| Sistema de falla Atirro | Turrialba | 18 ⁶ o 19,1 ⁴ | 18 ⁶ o 19,1 ⁴ | Dextral | N45°W-N25°W | Vertical (?) | - | 10 ⁵ | Activa |
| | Azul | 19,3 ⁶ | 19,3 ⁶ | Normal-Dextral | N40°W-N20°E | 60° al SW o vertical (?) | NE | ? | Activa |
| | Atirro | 36 ⁴ | 67,2 ⁴ | Dextral-Normal (?) | N45°W | Vertical (?) | NE | 1 ²¹ | Activa |
| Sistema de falla Kabé-beta | Tuis | 6 ⁴ o 9,4 ⁶ | 9,4 ⁶ o 12,7 ⁴ | Normal-Dextral | N50°-60°W | Vertical (?) | NE | ? | Neotectónica (?) a potencialmente activa (?) |
| | Kabébeta | 21,6 ⁵ o 26,8 ⁴ | 39 ⁴ o 41,3 ⁵ | Dextral-Inverso/normal (?) | N50°-40°W | Vertical | NE | ? | Activa |
| Simari | | 21 ⁵ | 21 ⁵ | Sinistral-Normal | N45°E-S60°E | Sub-vertical (?) | ? | ? | Activa |
| Buenavista | | 15,4 ¹⁴ | 15,4 ¹⁴ | Dextral | N15°W-NS-N10°E | Vertical | - | ? | Activa |

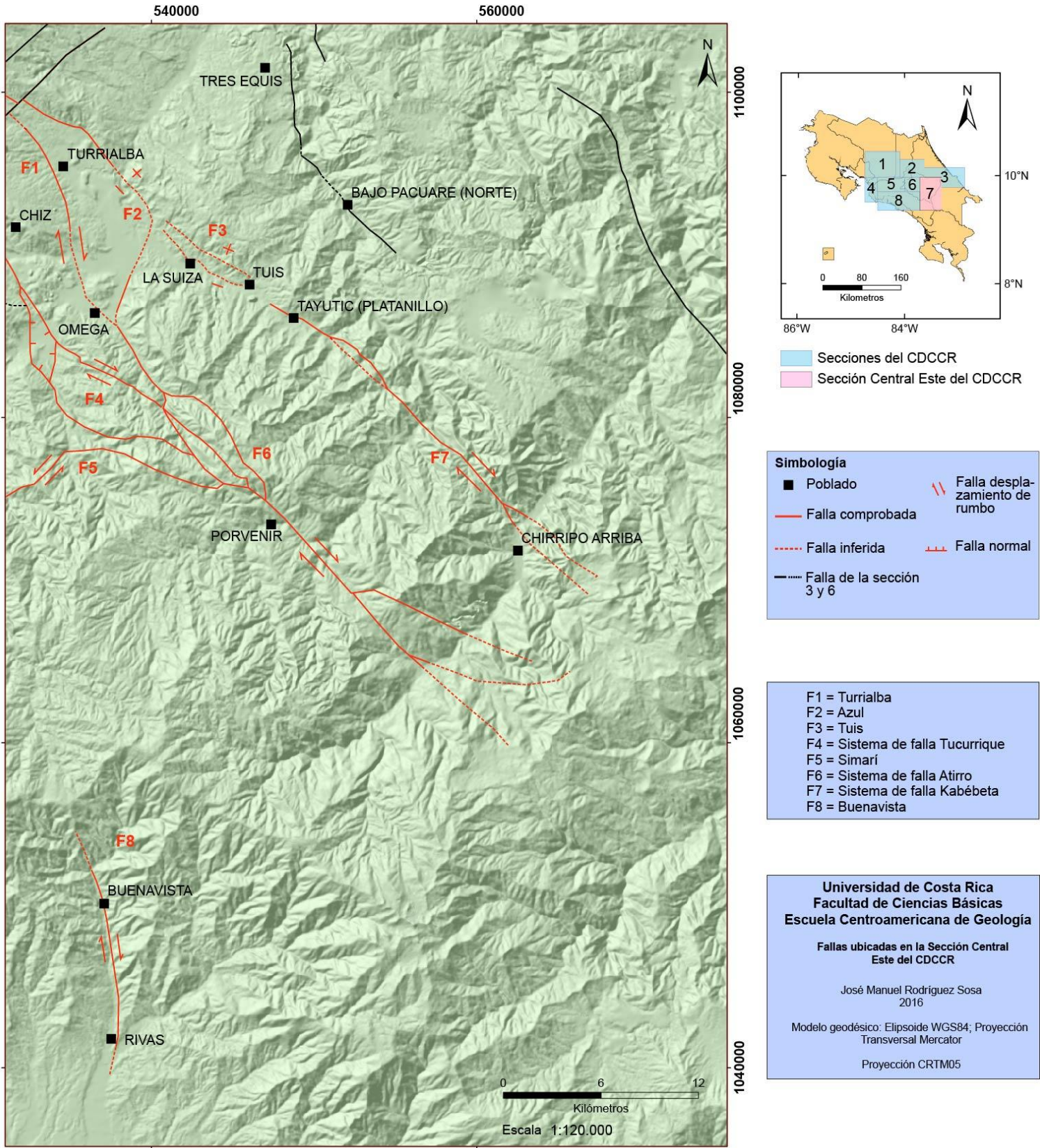


Figura 14: Mapa de la Sección Central Este (7) del CDCCR.

Cuadro 31: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Central Este (7) del CDCCR.

| Falla | | Longitud (km) | Tipo | WC 1994 (All-Type) | | AJ 1998 (All-Type) | | A 1996 (All-Type) | | WC 1994 (SS) | | PC 2004 (N) | |
|---------------------------|-----------|---------------------------------------|----------------------------|--------------------|------------------|--------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------|------------------|------------------|---|
| Sistema de falla Atirro | Turrialba | 18 ⁶ o 19,1 ⁴ | Dextral | 6,5 ⁶ | 6,6 ⁴ | 6,6 ⁶ | 6,6 ⁴ | 6,6 ⁶ | 6,6 ⁴ | 6,6 ⁶ | 6,6 ⁴ | - | - |
| | Azul | 19,3 ⁶ | Dextral-Normal | 6,6 ⁶ | - | 6,6 ⁶ | - | 6,6 ⁶ | - | 6,6 ⁶ | - | 6,6 ⁶ | - |
| | Atirro | 36 ⁴ | Dextral-Normal (?) | 6,9 ⁴ | - | 6,9 ⁴ | - | 6,9 ⁴ | - | 6,9 ⁴ | - | 6,9 ⁴ | - |
| Sistema de falla Kabébeta | Tuis | 6 ⁴ o 9,4 ⁶ | Normal-Dextral | 5,6 ⁴ | 6,0 ⁶ | 6,1 ⁴ | 6,3 ⁶ | 6,0 ⁴ | 6,2 ⁶ | - | - | - | - |
| | Kabébeta | 21,6 ⁵ o 26,8 ⁴ | Dextral-Inverso/Normal (?) | 6,6 ⁵ | 6,7 ⁴ | 6,7 ⁵ | 6,8 ⁴ | 6,7 ⁵ | 6,8 ⁴ | 6,7 ⁵ | 6,8 ⁴ | - | - |
| Simari | | 21 ⁵ | Sinestral-Normal | 6,6 ⁵ | - | 6,6 ⁵ | - | 6,7 ⁵ | - | 6,6 ⁵ | - | 6,7 ⁵ | - |
| Buena Vista | | 15,4 ¹⁴ | Dextral | 6,5 ¹⁴ | - | 6,5 ¹⁴ | - | 6,5 ¹⁴ | - | 6,5 ¹⁴ | - | - | - |
| Promedio | | | | 6,5 | | 6,6 | | 6,6 | | | | | |

3.2.8 Sección Sur

Se encuentra situada en el Pacífico Central, extendiéndose al norte desde Esterillos hasta el sector sur de Quepos. Hacia la parte central del país se prolonga alcanzando la localidad de Santa María de Dota (ver Figura 15).

Las fallas que enmarca esta sección presentan orientaciones noroeste-sureste, como por ejemplo las fallas Quepos y Candelaria, y noreste-suroeste como las fallas Parrita y Paquita.

El evento sísmico más relevante asociado a esta sección corresponde con el terremoto de Damas del 20 de noviembre del 2004 (M_w 6,2). Se debe mencionar, además, que el potencial sísmico de la zona es realmente significativo (6,6 – 6,7 M_w), con fallas de gran longitud como la Candelaria, cuyo potencial se estima en 7,3 M_w (ver Cuadro 34); sumado a ello, en este estudio no se contempló la falla Longitudinal ya que no pertenece al CDCCR, sin embargo, la misma colinda con la presente sección y tomando en cuenta la longitud reportada por Alvarado (2005) la falla Longitudinal podría alcanzar un potencial sísmico de 7,9 – 8,0 (M_w).

La autoría de las trazas de fallas mostradas en la Figura 15 se muestra en el siguiente cuadro. Una figura alternativa muestra otra propuesta en la traza de la falla Paquita; dicha figura se encontrará ubicada en los anexos.

Cuadro 32: Referencias de las trazas de falla utilizadas en la Sección Sur (8) del CDCCR.

| Falla | Figura 15 | Figura 33 |
|------------|------------------------------|------------------------------|
| Candelaria | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| No Parrita | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Delicias | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Denyer <i>et al.</i> (2009). |
| Paquita | Denyer <i>et al.</i> (2009). | Obando (2011). |
| Quepos | Baumgartner & Mora (1984). | Baumgartner & Mora (1984). |

3.2.8.1 Falla Candelaria

Localización y extensión

En la Sección Central Oeste se observa que dicha falla se localiza a pocos kilómetros al sur de la ciudad de Santiago de Puriscal; desde dicho sector continúa hacia el sureste hasta alcanzar las inmediaciones de Quepos. Según Denyer *et al.* (2009) se extiende a lo largo de 80 km, mientras que Marshall *et al.* (2000), así como Montero *et al.* (1998) y Montero (1999, 2001), proponen longitudes cercanas a los 60 km. Por su parte Rojas *et al.* (1994) suponen una longitud de 33 km. Cabe mencionar que la falla Candelaria se divide en dos ramales (Norte y Sur) al atravesar la falla Parrita.

Características

Según Arias & Denyer (1991a), debido a la compresión N-S imperante en la zona, se trata de una falla de desplazamiento de rumbo dextral transcompresiva orientada NW-SE de buzamiento subvertical y se encuentra en concordancia con otras fallas sinestrales de la zona (orientadas NE).

Marshall *et al.* (2000), así como Montero (1999), concuerdan con lo anterior, pero agregan que la falla presenta una componente inversa que levanta el bloque nororiental, mientras que Arias & Denyer (1991a) sugieren que el bloque levantado es el suroeste. Por otro lado, Arias (2000) infiere una componente normal con el bloque suroeste levantado, al menos en la sección noroeste de la falla. Si bien existe confusión referente a la componente vertical de la falla, es claro que en su sector noroeste (ubicado en la Figura 12) el bloque levantado es el suroeste mientras que en su sector sureste (Figura 15) la falla levanta el bloque noreste.

Geomorfológicamente, según Montero (1999), se encuentra alineada con los ríos Cajón y Grande de Candelaria, muestra valles lineales, sillas y trincheras de falla. Agrega, además, que al sureste del río Pirrís, la falla presenta el bloque este levantado, sugiriendo así una componente inversa en la falla.

Por su parte Montero *et al.* (1998) indican que la traza es prominente y presenta escarpes de falla que miran hacia el este y oeste acompañados de facetas triangulares e indican la presencia de terrazas aluviales desplazadas.

Grado de actividad

Se puede considerar como una falla neotectónica (Arredondo *et al.*, 1989; Denyer & Arias, 1991a; Denyer *et al.*, 2009) a potencialmente activa (?), dado que algunos autores sugieren que existe sismicidad asociada a la misma. Por ejemplo, Montero (1999) no descarta que algunas de las réplicas del terremoto del 4 de marzo de 1924 hayan tenido su origen en las fallas Tulín y Candelaria, mientras que Montero (2001) indica que no se ha demostrado sismicidad asociada con esta falla, sin embargo, varios eventos han sido localizados en la cercanía de la traza.

Por otro lado, Montero & Rojas (2014) sugieren que esta falla pudo presentar actividad sísmica menor durante la secuencia sísmica de Puriscal en 1990. Concordantemente, Fernández & Pacheco (1998) no descartan sismicidad en la falla Candelaria durante 1990 y 1992.

Además, existen sismos con epicentros cercanos a la falla y con mecanismos focales que pueden corresponder con la misma. Por ejemplo, el evento del 7 de agosto del 2014, de magnitud 4,6 (M_w), con epicentro en la traza media de la falla (sur de la zona de Los Santos), cuyo mecanismo focal determina un fallamiento transcurrente dextral coincidiendo con las características de la falla Candelaria.

3.2.8.2 Falla Parrita

Localización y extensión

Se encuentra localizada en la zona occidental de la localidad de Parrita. Está limitada al norte por la falla Candelaria, mientras que hacia el este se ubican las fallas Paquita y Quepos.

Al igual que la mayoría de las fallas ubicadas en la Sección Suroeste del CDCCR (fallas Barranca, Jesús María, Tivives, Bajamar y Tárcoles), la falla Parrita parece iniciarse mar adentro y continuar en el continente (Barboza *et al.*, 1995).

Para su sección continental, Montero (1999, 2001), así como también Marshall *et al.* (2000), proponen una longitud cercana a los 15 km. Por su parte, Denyer *et al.* (2009) extienden la

traza más hacia el noreste, hasta alcanzar la falla Candelaria, por lo que la longitud de la falla aumenta hasta los 20 km. Una interpretación similar es presentada en Sak *et al.*, (2011).

Características

Corresponde con una falla orientada NNE, con un fallamiento de tipo sinistral (Montero, 2001; Denyer *et al.*, 2009; Barquero & Vargas, 2011) con una componente normal que levanta el bloque noroeste (Fisher *et al.*, 1998; Marshall *et al.*, 2000; Sak *et al.*, 2011).

Según Fisher *et al.* (1998), la falla Parrita pertenece a un conjunto de fallas (como Barranca, Jesús María y Tárcoles) que fragmentan el antearco generando bloques que presentan diferentes tasas de levantamiento. En este caso, la falla Parrita se encuentra aproximadamente en el límite de los bloques de Esterillos y Parrita.

Según Fisher *et al.* (1998) el ángulo del plano de falla es alto. Por otro lado, su tasa de deslizamiento es desconocida, aunque Marshall *et al.* (2000) mencionan que la falla Parrita ha generado desplazamientos de hasta 150 m en terrazas fluviales, para las cuales Marshall *et al.* (2001) infieren edades de 100-240 Ka; por ende, es posible afirmar que la tasa de deslizamiento mínima, en la componente vertical de la falla, corresponde con 0,6 mm/año.

En correspondencia con lo anterior, Sak (2002) calcula que el bloque Esterillos (al noroeste) se levanta 0,7 mm/año con respecto al bloque Parrita (al sureste). Puesto que la falla Parrita representa el límite entre ambos bloques, dicha tasa de levantamiento correspondería con el deslizamiento vertical que experimenta la falla Parrita.

Fernández & Pacheco (1998) afirman que su expresión geomorfológica no es prominente, ya que en las inmediaciones de la localidad de Parrita carece de expresión topográfica que permita asociar la sismicidad que se presenta con una fuente sísmica específica.

En su sector nororiental la falla recorre parcialmente el río Parrita, el cual presenta cuatro niveles de terrazas, según Sak (2002). La acción conjunta de las fallas Tárcoles y Parrita ha levantado rocas del basamento (Cretácico Temprano) con rocas sedimentarias marino-deltaicas y sedimentos cuaternarios (Fisher *et al.*, 1998).

Grado de actividad

Se puede considerar como una falla neotectónica a potencialmente activa (?). Denyer *et al.* (2009) indican que se trata de una paleo-falla, sin embargo, las observaciones realizadas por Marshall *et al.* (2000), y en especial por Marshall *et al.* (2001) y Sak (2002), evidencian la actividad cuaternaria de la falla, suponiéndola como neotectónica.

Por otro lado, la sismicidad en los alrededores de la falla Parrita es muy baja y dispersa, según Fernández & Pacheco (1998). Sin embargo, no se debe descartar que algunos de los sismos reportados por estos autores puedan asociarse con la falla Parrita.

El evento sísmico de mayor relevancia más cercano a la traza de la falla corresponde con el terremoto del 20 de noviembre del 2004 (M_w 6,2), ubicado 9 km al noroeste de Quepos (Barquero & Vargas, 2011). Según un reporte de la RSN, la fuente sísmica se relaciona con una falla que presenta una componente de rumbo sinistral, ubicada en la parte inferior de la corteza continental. Agregado a ello, Barquero & Vargas (2011) determinaron que la orientación de la ruptura fue NE; ambos datos serían consistentes con la falla Parrita, no obstante, esta se ubica varios kilómetros al oeste del epicentro, descartando así su posible relación con el evento.

Por su parte, Pacheco *et al.* (2006) sugieren que la ruptura de este terremoto fue circular con un radio de 8 km y ubicada justo debajo de la confluencia entre las dos placas convergentes (Caribe y Coco). Asocia el evento con la deformación que genera la subducción de montes submarinos bajo la placa Caribe, deformación que se extendería a través de toda la corteza. Además, los mismos autores realizan una relocalización de una secuencia sísmica ocurrida en 1994, mostrando un alineamiento de los sismos a lo largo de la falla Parrita, por lo cual su relación con esta secuencia sísmica resulta posible.

3.2.8.3 Falla Delicias

Localización y extensión

Se ubica en las cercanías de la localidad de Bajos Bijagual, al noreste de Parrita. Se encuentra limitada al norte por la falla Jaris, mientras que hacia el sureste colinda con la falla Candelaria.

Según Montero *et al.* (1998), la falla se extiende unos 10.9 km, mientras que Climent *et al.* (2001) proponen una longitud mínima de 15 km. Una propuesta similar realiza Barquero & Vargas (2011), quienes le asignan unos 17 km de extensión, al igual que Marshall *et al.* (2000).

En el mapa geológico de la hoja Caraigres (Arias & Denyer, 1990a) la falla Delicias posee una longitud mínima de 11 km.

Características

Según Montero *et al.* (1998) presenta una orientación promedio de N46°E con una inclinación sub-vertical en su plano de falla. Además, indican que el movimiento de la falla es transcurrente (sinestral), al igual que lo propuesto por otros autores (Arias & Denyer, 1990a; Arias & Denyer, 1991a; Marshall *et al.*, 2000 Climent *et al.*, 2001).

En otros trabajos se evidencia una posible componente normal para esta falla. Por ejemplo, Barquero & Vargas (2011) presentan un mecanismo focal (para el sismo ocurrido el 25 de noviembre del 2009) con una solución de fallamiento normal, rumbo NE y con una inclinación del plano de falla hacia el noroeste. En concordancia con lo anterior, ICE (2014), presentan dos mecanismos focales para el sismo ocurrido el 7 de agosto del 2014, los mismos también exhiben un fallamiento de tipo normal. Ambos eventos son asociados con la falla Delicias. Por otro lado, Arias & Denyer (1991a) infieren que el bloque noroeste de la falla se encuentra levantado. Estos mismos autores determinan que los sistemas de fallas orientados NE-SW en la hoja topográfica Caraigres (dentro de la cual se ubica la falla Delicias), presentan movimientos sinestrales con comportamiento transtensional. También, mencionan que la falla Delicias presenta actividad neotectónica, al igual que las fallas Candelaria y Tulín.

Montero *et al.* (1998) mencionan que su expresión morfológica es muy clara en el valle del río Delicias, siendo fácilmente identificable mediante fotografías aéreas y mapas topográficos.

En el mapa geológico de la hoja Caraigres (Arias & Denyer, 1990a) parece evidenciarse un desvío sinestral (≈ 500 m) en la paleo-falla La Mesa por acción de la falla Delicias.

Grado de actividad

Es considerada como una falla activa dado que presenta sismicidad asociada (Montero *et al.*, 1998; Climent *et al.*, 2001; Barquero & Vargas, 2011; Barquero, 2014). Otros autores como Denyer & Arias (1991) la suponen neotectónica, mientras que Denyer *et al.* (2009) sugieren que se trata de una paleo-falla.

El terremoto del 26 de febrero de 1989 –magnitud 4,7– pudo haber estado relacionado con las fallas Delicias o Pirris, según Montero *et al.* (1998). Mientras que Climent *et al.* (2001) asocian este evento con el sistema conformado por las fallas Delicias y Bijagual (diferente del sistema de falla Bijagual propuesto por Montero, 1999), además especifican que la intensidad máxima alcanzada en la zona epicentral fue de VI.

El 25 de noviembre del 2009 ocurrió un sismo de magnitud 4,2 a una profundidad de 10 - 15 km, sentido como fuerte en el Pacífico Central y como moderado en el Valle Central, con infinidad de réplicas. El mismo fue asociado con la falla Delicias, según Barquero & Vargas (2011).

Barquero (2014) asocia el sismo del 7 de agosto del 2015 cuya magnitud fue de M_w 4,6 y presentó gran cantidad de réplicas. Además, el mismo autor confirma una importante actividad sísmica para el año 2010 en la falla Delicias.

3.2.8.4 Falla Paquita

Localización y extensión

Localizada en el sector oeste de Quepos. Se encuentra limitada al norte por la falla Candelaria, mientras que al oeste colinda con la falla Parrita y al este con la falla Quepos. Según Denyer *et al.* (2009) esta falla presenta una longitud de 20 km en el continente y unos 31 km adicionales mar adentro. Obando (2011) concuerda con Denyer *et al.* (2009) pero afirma que esta falla continúa más hacia el noreste, atravesando la Fila Chonetera, por lo que su extensión continental puede abarcar al menos 24 km. Además, en su trabajo la falla es denominada como Paquita-Chonetera.

En otros estudios aparece con una longitud menor; por ejemplo, Montero (2001) o Barquero & Vargas (2011), rondando los 15 a 17 km de extensión.

Características

Montero (2001) afirma que esta falla pertenece a un sistema de falla de rumbo NE a N, el cual se inicia en el sector oceánico y continúa en la zona continental. Además, presenta un desplazamiento entre normal y sinistral. Denyer *et al.* (2009) le asignan un desplazamiento normal, con el bloque noroeste levantado.

Por su lado, Obando (2011) menciona que la falla posee un rumbo NE e infiere que el movimiento debe ser sinistral. En su sector nororiental dicho autor sugiere que la traza culmina en una serie de fallas menores.

Su inclinación se infiere subvertical, según las observaciones de Fisher *et al.* (1998), quienes, además, indican que limita el límite occidental del bloque Quepos.

Obando (2011) menciona que presenta una expresión topográfica muy prominente, transcurriendo por el río Paquita, luego cruzando el cerro Hormiguero y cortando la fila Chonetera.

Grado de actividad

Es considerada por Obando (2011) como una falla posiblemente neotectónica. Tanto Denyer *et al.* (2009) como Barquero & Vargas (2011) indican que se trata de una falla neotectónica. No existen registros de terremotos históricos asociados con esta falla; el evento de mayor importancia con un epicentro cercano ocurrió el 20 de noviembre del 2004, conocido como el terremoto de Damas (M_w 6,4), no obstante, el mismo no presenta relación con la falla Paquita, ya que según Pacheco *et al.* (2006) dicho evento se produjo justo por debajo de la zona de confluencia entre las placas Caribe y Coco.

3.2.8.5 Falla Quepos

Localización y extensión

Se encuentra ubicada en la sección este del Promontorio de Quepos, recorriendo parcialmente el valle del río Naranjo. Corresponde con una falla que presenta extensión tanto en continente como en la zona marítima. En su sección continental se extiende unos 10 km (Montero, 2001; Denyer *et al.*, 2009; Barquero & Vargas, 2011), mientras que en el piso oceánico se prolonga unos 60 km (Denyer *et al.*, 2009).

Características

La falla Quepos limita la sección oriental del bloque Quepos, definido por Fisher *et al.* (1998). Marshall *et al.* (2000) denominan como Sistema Quepos a las fallas que se encuentran limitando dicho bloque; fallas Paquita (zona occidental) y Quepos (zona oriental), ambas con una extensión que ronda los 5 km y un fallamiento predominantemente normal.

En su sección continental la falla Quepos se encuentra orientada NNW, en tanto que en la zona marítima se orienta N-S. Acuña (1975), Baumgartner & Mora (1984), Montero (2001) y Barquero & Vargas (2011) suponen un movimiento normal con el bloque suroeste levantado. Además, de Baumgartner & Mora (1984) se infiere un alto ángulo de inclinación en su plano de falla. Otros autores como Barboza *et al.* (1995) y Denyer *et al.* (2009) indican un movimiento predominantemente dextral.

Dentro del Promontorio de Quepos, Durán (2013) sugiere además un conjunto de fallas (Pta. Catedral, Camaronera, Pto. Escondido) con orientación similar a la falla Quepos, de longitud menor y movimiento dextral. Las mismas son similares a algunos lineamientos propuestos por Acuña (1975) y Baumgartner & Mora (1984).

No existen referencias a su expresión morfológica, no obstante, se caracteriza por el levantamiento del bloque suroeste generando una serie de escarpes discontinuos que miran hacia el noreste.

Grado de actividad

Es considerada al menos como una falla neotectónica a potencialmente activa (?) dado que algunos autores le asocian sismicidad; Barquero & Vargas (2011) la relacionan con un sismo ocurrido el 2 de junio del 2009, 18 km al norte de Quepos con una profundidad de 29 km y una magnitud de 3,9. El mecanismo focal compuesto por dichos autores corresponde con una falla dextral de rumbo NNW. Por otro lado, Barquero & Rojas (2009) indican que el sismo de magnitud 5,0 y profundidad somera, registrado el 21 de octubre del 2007, ubicado 55 km al sur de Quepos, corresponde con una falla orientada NNW de tipo dextral por lo cual relacionan dicho sismo con la falla Quepos.

Cuadro 33: Resumen de las principales características de las fallas de la Sección Sur (8) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Longitud Acumulada (km) | Tipo | Orientación | Inclinación | Bloque levantado | Tasa de desliz. (mm/año) | Actividad |
|------------|--|--|---------------------|-------------|--------------|------------------|---------------------------------------|--|
| Candelaria | 80 ¹ | 116 ¹ | Dextral-Inversa (?) | N35-50°W | Sub-vertical | SW & NE (?) | ? | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| Parrita | 19,7 ¹ | 19,7 ¹ | Sinistral-Normal | N20°-25°E | Sub-vertical | NW | 0,6 ²⁷ ; 0,7 ²⁵ | Neotectónica a potencialmente activa (?) |
| Delicias | 17,1 ¹ | 17,1 ¹ | Sinistral | N46°E | Sub-vertical | NW (?) | ? | Activa |
| Paquita | 17,3 ¹ o 25,7 ¹⁵ | 17,3 ¹ o 25,7 ¹⁵ | Sinistral-Normal | N55°E | Sub-vertical | NW | ? | Neotectónica |
| Quepos | 9,8 ¹⁶ | 9,8 ¹⁶ | Dextral-Normal | N15°W | Sub-vertical | SW | ? | Neotectónica a potencialmente activa (?) |

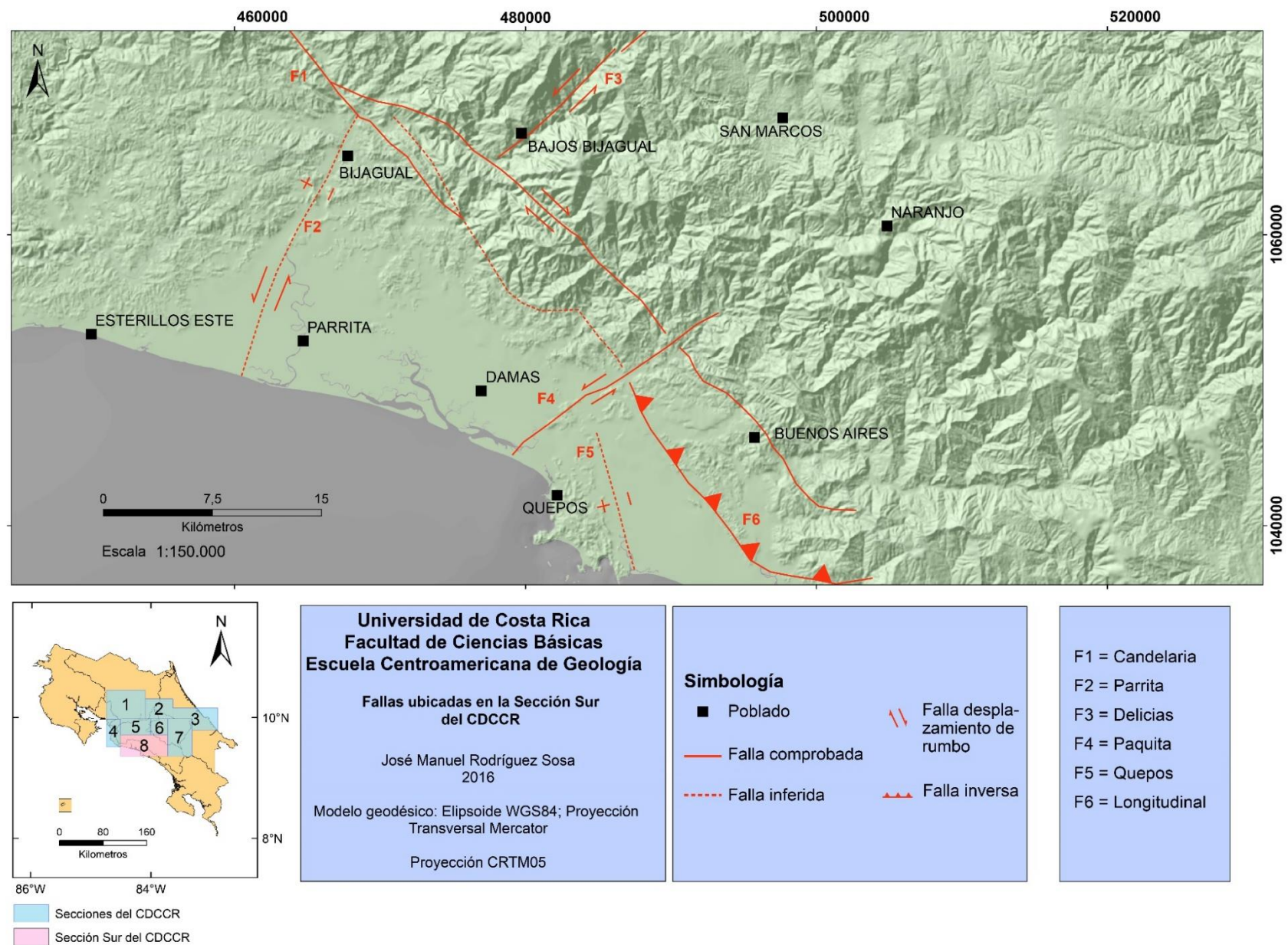


Figura 15: Mapa de la Sección Sur (8) del CDCCR.

Cuadro 34: Potencial sísmico de las fallas presentes en la Sección Sur (8) del CDCCR.

| Falla | Longitud (km) | Tipo | WC 1994 (All-Type) | | AJ 1998 (All-Type) | | A 1996 (All-Type) | | WC 1994 (SS) | | PC 2004 (N) | | WC 1994 (R) | |
|------------|--|---------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|------------------|---|
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Candelaria | 80 ¹ | Dextral-Inversa (?) | 7,3 ¹ | - | 7,2 ¹ | - | 7,3 ¹ | - | 7,3 ¹ | - | - | - | 7,3 ¹ | - |
| Parrita | 19,7 ¹ | Sinistral-Normal | >6,6 ¹ | - | >6,6 ¹ | - | >6,6 ¹ | - | >6,6 ¹ | - | >6,6 ¹ | - | - | - |
| Delicias | 17,1 ¹ | Sinistral | 6,5 ¹ | - | 6,6 ¹ | - | 6,6 ¹ | - | 6,5 ¹ | - | - | - | - | - |
| Paquita | 17,3 ¹ o 25,7 ¹⁵ | Sinistral-Normal | >6,5 ¹ | >6,7 ¹⁵ | >6,6 ¹ | >6,7 ¹⁵ | >6,6 ¹ | >6,8 ¹⁵ | >6,5 ¹ | >6,7 ¹⁵ | >6,6 ¹ | >6,7 ¹⁵ | - | - |
| Quepos | 9,8 ¹⁶ | Dextral-Normal | >6,0 ¹⁶ | - | >6,3 ¹⁶ | - | >6,3 ¹⁶ | - | >6,3 ¹⁶ | - | >6,4 ¹⁶ | - | - | - |
| Promedio | | | 6,6 | | 6,7 | | 6,7 | | | | | | | |

3.3 Observaciones finales

En cuanto al potencial sísmico de las diferentes secciones del CDCCR, es importante resaltar dos aspectos.

El primero es que existen secciones que presentan un importante potencial sísmico en la mayoría de sus fallas, como es el caso de la Sección Este (3), donde no solo se presentan fallas de gran extensión, y por ende de un alto potencial, sino que también de movimiento inverso, lo cual las hace aún más peligrosas dada la lentitud con que se mueven este tipo de fallas, permitiendo así una mayor acumulación de esfuerzo.

La Sección Noroeste (1) también es de especial cuidado, puesto que existen entre ocho a nueve fallas con potenciales igual o mayor a los 6,5 M_w . Una situación similar ocurre en las secciones Central Este (7) y Sur (8) donde, en ésta última, destaca el gran potencial sísmico (7,2 – 7,3 M_w) de la falla Candelaria.

Como se ha observado, existen algunas fallas que presentan una tasa de deslizamiento conocido y por lo tanto es posible aplicar la relación formulada por Anderson *et al.* (1996) que incluye dicho parámetro. No obstante, dado que éste es un parámetro difícil de calcular, la mayoría de los datos disponibles corresponden con estimaciones mientras que la relación trabaja con datos precisos, por ello se optó por no incluir esos cálculos en los cuadros principales, aunque si aparecen en los anexos como un cálculo adicional.

El segundo detalle a tener en cuenta se relaciona con lo observado en el capítulo anterior respecto a las fallas de corta longitud (<15 km); existen diferencias marcadas en las relaciones de escala entre los terremotos grandes y pequeños, por ello se sugirió calcular el potencial sísmico de las fallas de corta longitud con una relación que contemple el parámetro de área y no el de longitud. Para corroborar esto, y tomando en cuenta la observación de Bungum (2007) respecto a los parámetros L_{sup} y W ($W = 2/3L_{sup}$), la siguiente gráfica ejemplifica como las relaciones de escala son más evidentes en A que en L_{sup} , es decir, la pendiente de la gráfica cambia de manera más abrupta en A que en L_{sup} . Dicho cambio de pendiente indica que los terremotos grandes presentan una relación de escala diferente a la presente en los terremotos pequeños.

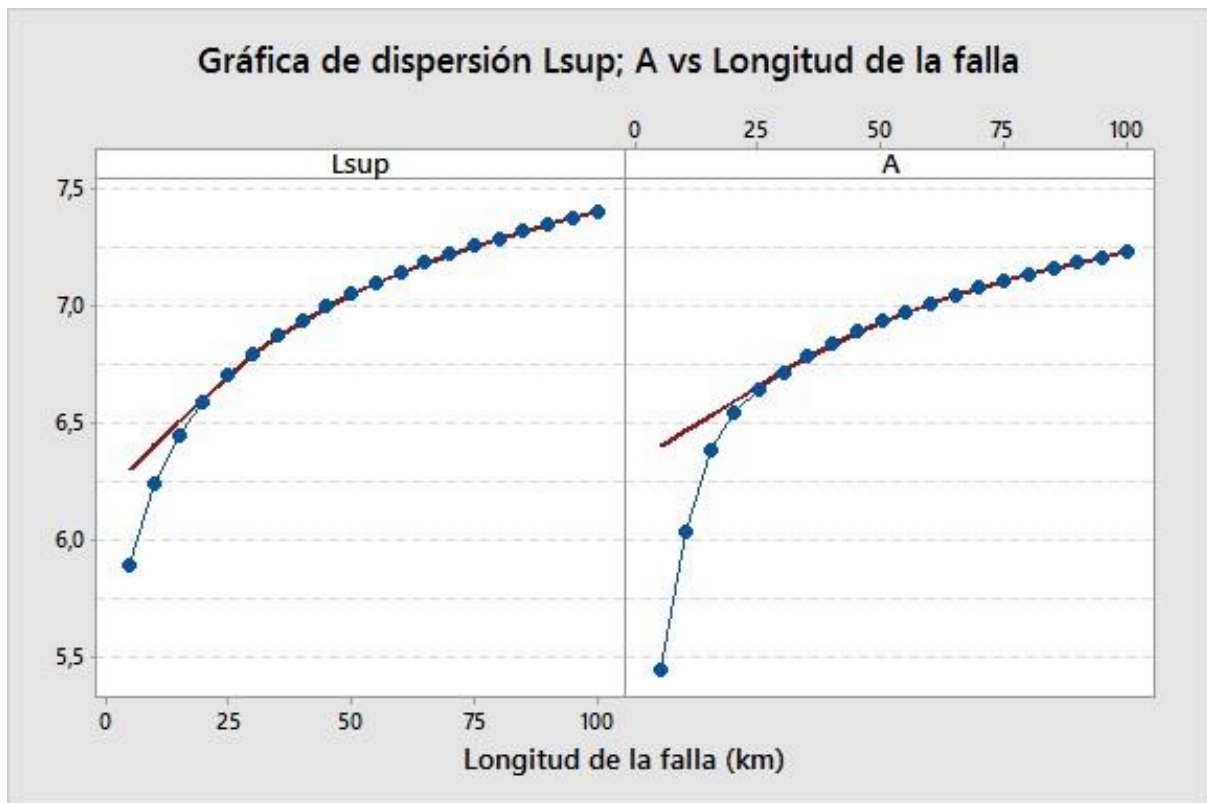


Figura 16: Gráfica para las relaciones de escala entre terremotos pequeños y grandes según los parámetros de ruptura L_{sup} y A .

Como se observa, las relaciones de L_{sup} y A (Wells & Coppersmith, 1994) se comportan de manera muy similar, sin embargo, a partir de longitudes menores a 20 km las relaciones de escala son más marcadas en A , donde la magnitud decae más rápidamente que en L_{sup} . Esto ocurre porque, como se refirió en el capítulo anterior, a partir de longitudes menores a 15 km la ruptura se asume como cuadrada o incluso circular por lo cual es recomendable calcular el potencial con una relación que incluye el parámetro A .

Lo anterior se comprende mejor mediante un ejemplo, suponga que se desea calcular el potencial sísmico de una falla de 10 km de longitud; si el mismo es calculado con la relación de A se asumiría un área cuadrada de 100 km^2 y el potencial sería de $6,0 M_w$, mientras que si el potencial es calculado con una relación de L_{sup} alcanzaría los $6,2 M_w$, sin embargo, para que el potencial tenga ese valor con $L_{sup} = 10 \text{ km}$, la relación asume que el ancho de la ruptura (W) es de 15 km lo que supondría una ruptura rectangular donde la profundidad es mayor que la longitud de la misma, contradiciendo así la suposición de que la ruptura debe ser cuadrada o circular para sismos pequeños.

Los párrafos anteriores pues, no solo corroboran el uso adecuado de relaciones de área de ruptura para fallas de corta longitud, sino que también evidencian que existen marcadas relaciones de escala entre los terremotos grandes y los pequeños.

Ahora bien, al evaluar fallas de corta longitud, de las tres relaciones utilizadas para el cálculo del potencial sísmico, sólo la de Wells & Coppersmith (1994) pudo emplear el parámetro A, mientras que las dos restantes (Ambraseys & Jackson., 1998; Anderson *et al.*, 1996), realizaron el cálculo a partir de L_{sup} , es por ello que en ciertas secciones del CDCCR se evidenciaron importantes diferencias en el potencial sísmico de fallas pequeñas. Estas diferencias se acentúan al mostrar los datos de potencial sísmico en gráficos de caja y bigotes (muestran la dispersión y la simetría de los datos), en especial en las secciones 1, 2, 5 y 6, tal como se muestra a continuación.

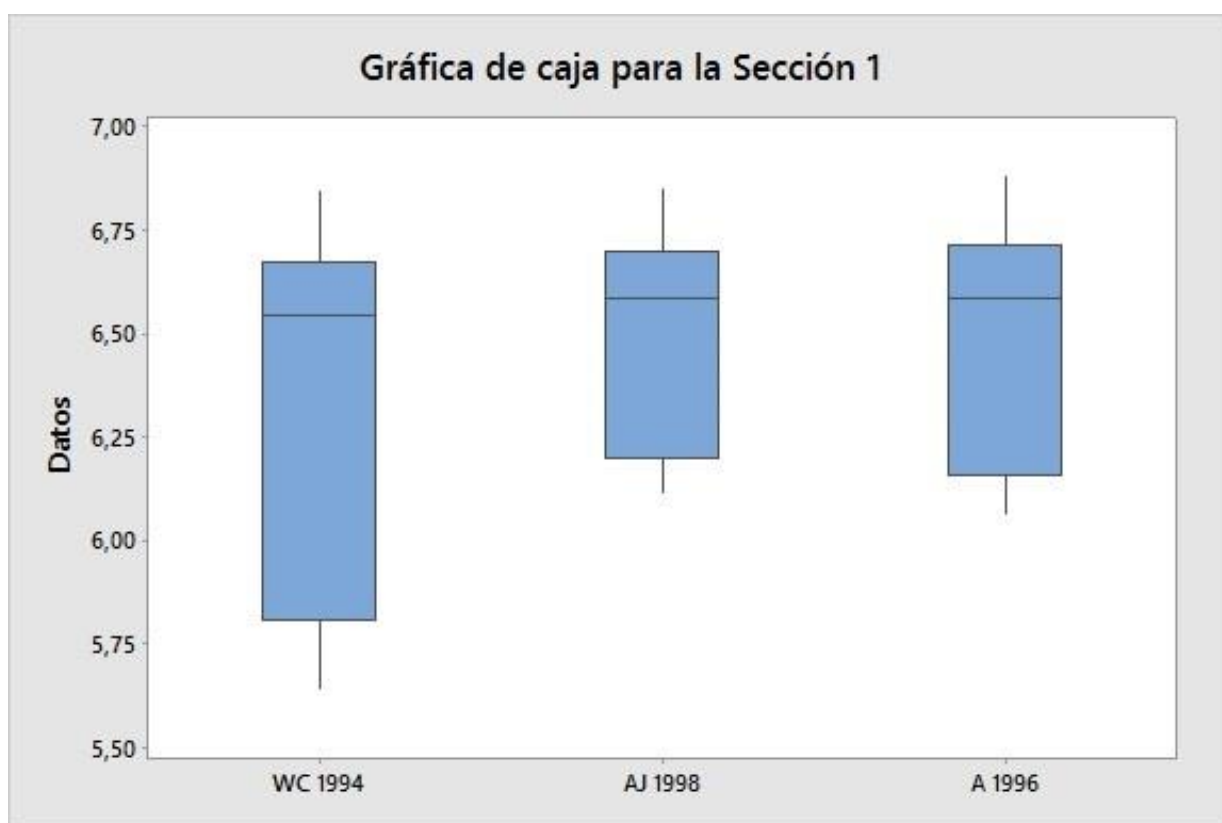


Figura 17: Gráfica de caja de los datos de potencial sísmico de la Sección Noroeste (1) del CDCCR según las tres principales relaciones utilizadas en este estudio.

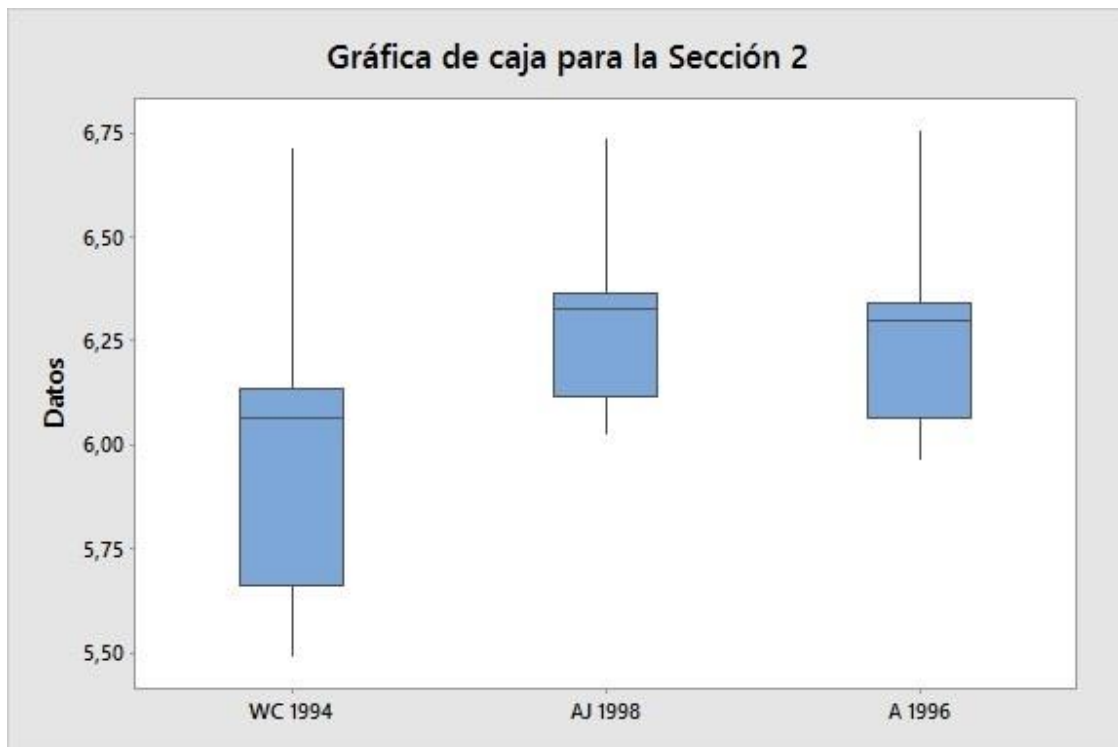


Figura 18: Gráfica de caja de los datos de potencial sísmico de la Sección Norte (2) del CDCCR según las tres principales relaciones utilizadas en este estudio.

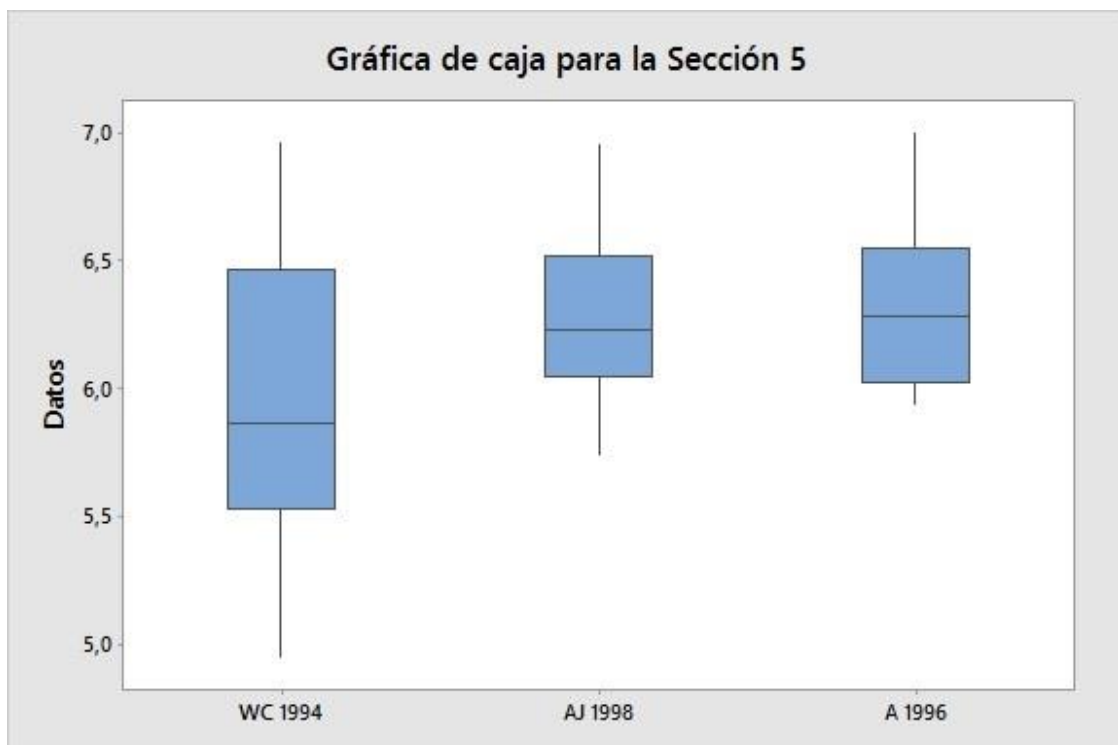


Figura 19: Gráfica de caja de los datos de potencial sísmico de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR según las tres principales relaciones utilizadas en este estudio.

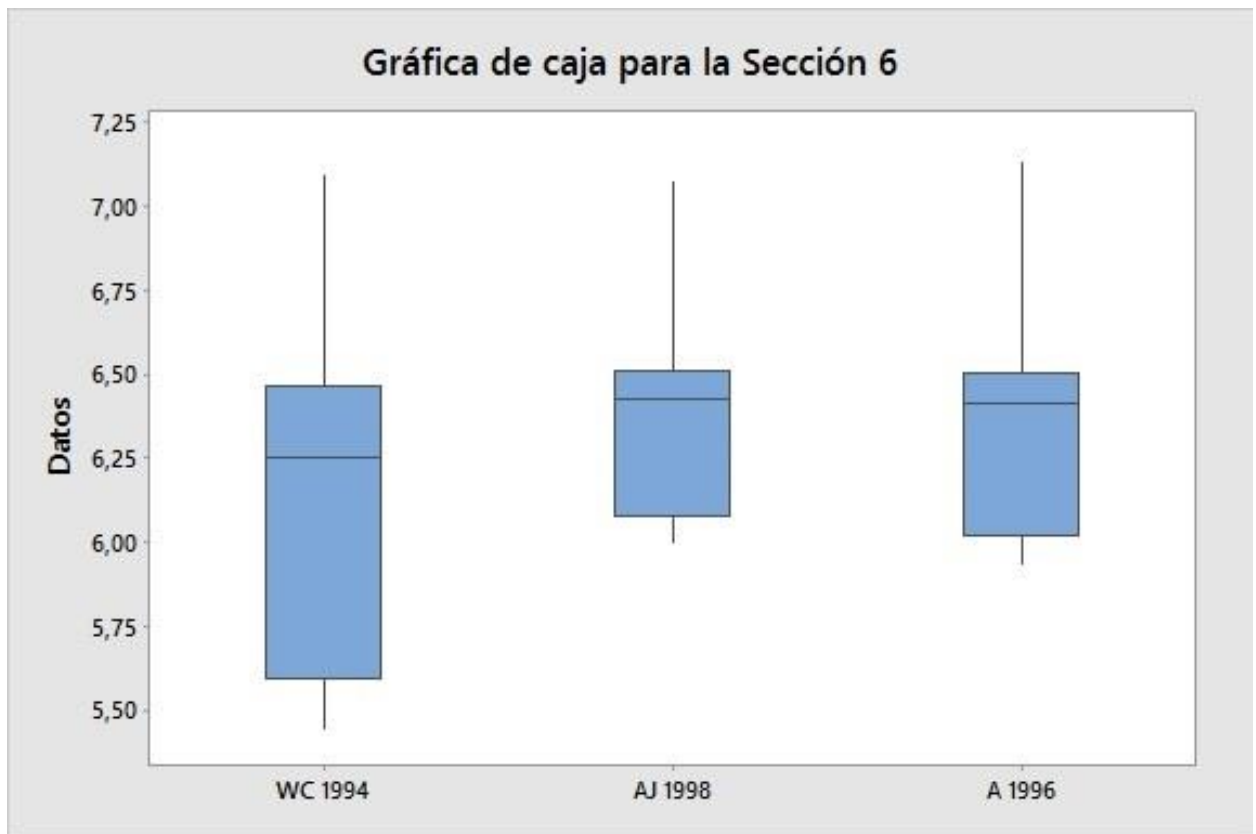


Figura 20: Gráfica de caja de los datos de potencial sísmico de la Sección Central (6) del CDCCR según las tres principales relaciones utilizadas en este estudio.

Tal como se evidencia en estas figuras, al utilizar la relación que contempla el área de ruptura para fallas pequeñas, hay una marcada disminución de la magnitud del evento y por ello existe una mayor dispersión de datos acumulados en el primer cuartil o “caja” inferior, lo cual conlleva a una disminución en el valor promedio del potencial sísmico de la sección, representado por la línea horizontal que atraviesa la caja. Aun así, como ya se ha discutido, desde el punto de vista físico de la ruptura, es más apropiado, para fallas cortas, utilizar la relación de A asumiendo una ruptura cuadrada o incluso circular.

4. Programa de cálculo del potencial sísmico

El presente capítulo servirá de guía para familiarizar al lector con el uso del programa diseñado en este trabajo para calcular el potencial sísmico de una falla dada; el mismo ha sido denominado como “*Cordouan*”. A continuación, se expondrán las capacidades, limitaciones y uso del programa, así como también las generalidades sobre su instalación.

4.1 Generalidades

Cordouan fue desarrollado utilizando un lenguaje de programación muy versátil y potente denominado Java, cuyo código fue escrito en el entorno de programación NetBeans. Una de las principales características de los programas desarrollados en Java es que son independientes del sistema operativo, es decir, pueden ser ejecutados en diferentes sistemas tales como Windows, Mac OS, Ubuntu, Solaris, entre otros; en este capítulo se mencionarán las metodologías a seguir para utilizar *Cordouan* en Windows y Mac OS.

En cuanto a su diseño, si bien el programa puede ser ejecutado mediante el uso de ventanas para solicitar los datos al usuario y posteriormente realizar los cálculos pertinentes, se optó por diseñar una interfaz gráfica que permite una interacción más intuitiva y dinámica entre el programa y el usuario final (Figura 21).

4.2 Relaciones y parámetros de cálculo

Cordouan utiliza 19 de las 37 relaciones estudiadas en el Capítulo 2 (Cuadro 7) empleando así cuatro parámetros principales para el cálculo del potencial sísmico:

- 1- Longitud de ruptura superficial (km).
- 2- Área de ruptura (km²).
- 3- Desplazamiento promedio (m).
- 4- Desplazamiento máximo (m).

Tal como se especifica, la longitud de ruptura es de tipo superficial al igual que ambos desplazamientos teniendo como único parámetro sismológico el área de ruptura. La tasa de deslizamiento no fue incluida como parámetro de cálculo puesto que sólo se estudió una relación que incluye dicho parámetro y adicionalmente el mismo es difícil de

determinar y presenta múltiples fuentes de error, por lo que se recomienda el uso de los cuatro parámetros anteriores.

Por otro lado, las relaciones utilizadas por *Cordouan* corresponden con aquellas que fueron determinadas como las más fiables dentro del presente estudio:

- 1- Wells & Coppersmith (1994).
- 2- Ambraseys & Jackson (1998).
- 3- Anderson *et al.* (1996).
- 4- Pavlides & Caputo (2004).
- 5- Dowrick & Rhoades (2004).

Cabe resaltar que las relaciones 1, 3 y 5 estimarán magnitudes M_w , mientras que la 2 y 4 presentarán magnitudes M_s .

Por último, *Cordouan* es capaz de estimar el potencial para fallas normales, inversas, de desplazamiento de rumbo y cualquier falla en general, dependiendo evidentemente de la aplicación de cada relación; por ejemplo, recordemos que Pavlides & Caputo (2004) únicamente estiman potenciales sísmicos para fallas de tipo normal, mientras que Wells & Coppersmith (1994) presentan relaciones específicas para los tres tipos de falla y para fallas en general.

4.3 Funcionamiento

Tal como se observa en la Figura 21, el usuario debe introducir los datos al programa por medio de *check box* y campos de texto; los primeros indicarán el tipo de falla y la relación a utilizar, mientras que los segundos capturarán el valor del parámetro de cálculo. Para que la estimación del potencial se realice sin problemas el usuario deberá suministrar dicha información al programa; adicionalmente puede indicar el nombre de la falla a fin de identificarla posteriormente cuando revise el registro de estimaciones.

Dentro de los campos de texto únicamente se introducen datos numéricos, tanto letras como caracteres no permitirán realizar el cálculo. Si el valor que se desea introducir presenta un decimal, el carácter utilizado para separar los dígitos debe ser un punto.

Figura 21: Interfaz gráfica de Cordouan e introducción de datos para el cálculo del potencial sísmico.

Si llega a ocurrir algún error en la introducción de los datos por parte del usuario, o bien si el programa mantiene dos *check box* marcados, es recomendable utilizar el botón para reiniciar las entradas y así volver a introducir los datos correctamente.

Cordouan está diseñado para almacenar hasta 50 cálculos, los cuales son almacenados mientras el programa está en ejecución y los mismos pueden ser consultados en el botón

“Ver registro”; por cada cálculo se desplegará una ventana donde se indican los datos seleccionados para la estimación del potencial sísmico (Figura 22).



Figura 22: Ventana de registro con los datos del cálculo realizado.

Es importante resaltar que, una vez cerrado el programa, *Cordouan* borrará el registro de los cálculos realizados. De igual manera si el usuario desea limpiar el registro mientras el programa está en ejecución, para así evitar desplegar gran cantidad de ventanas si ya ha realizado varios cálculos, puede hacerlo mediante el botón “Limpiar registro”; a partir de ese momento el *Cordouan* comenzará un nuevo registro de cálculos. Adicionalmente, en el programa también está presente un botón de instrucciones el cual despliega una ventana con los pasos básicos para su uso, así como una descripción de los posibles errores que pueden generarse a la hora de realizar el cálculo (Figura 23).

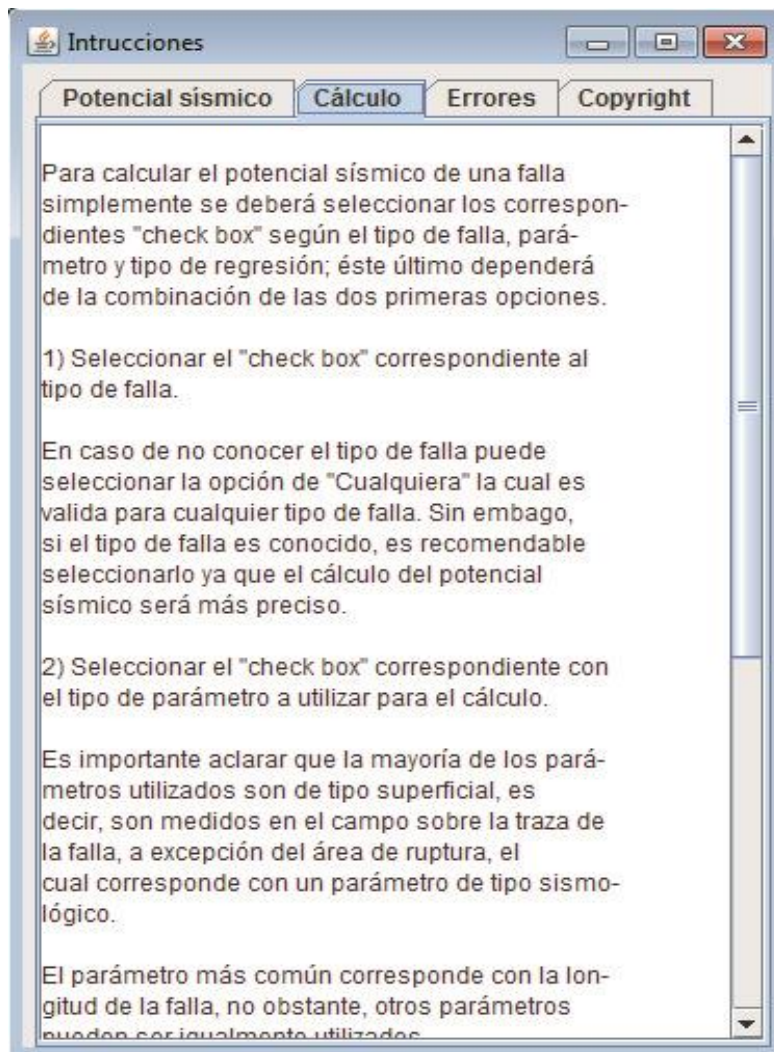


Figura 23: Ventana de instrucciones generales sobre Cordouan.

Es importante mencionar que la magnitud máxima (M_w ó M_s) que reportará el programa será de 10.0; una magnitud mayor representaría un error a la hora de introducir los parámetros por parte del usuario.

4.4 Instalación

Dado que *Cordouan* ha sido desarrollado en Java, la extensión del archivo es .jar siendo el equivalente a los ejecutables de windows (.exe). En términos generales, la mayoría de las aplicaciones Java pueden ser ejecutadas en sistemas operativos Windows o Mac OS dado que normalmente Java, también conocido como JRE (Java Runtime Environment), ya se encuentra instalada en equipos con dichos sistemas operativos, pues es necesaria

para el adecuado funcionamiento de ciertos navegadores de internet o para la ejecución de otros programas del sistema.

Cordouan será distribuido en una carpeta denominada “*Cordouan*” que contiene tanto el archivo ejecutable (Courdouan.jar) como una carpeta llamada “lib” la cual es necesaria para la ejecución del programa, por tanto no debe ser modificada, borrada o movida de la carpeta original; si Java ya se encuentra instalada en un computador tan sólo se debe ejecutar el archivo Courdouan.jar y el programa iniciará, en caso contrario se debe instalar el JRE el cual permitirá ejecutar los programas diseñados con Java.

Para saber si el equipo ya cuenta con el JRE, en el caso de Windows, basta con acceder al Panel de Control, luego Programas y finalmente Programas y Características (Figura 24), aquí aparecerá la lista de programas que se encuentran instalados en el computador, basta verificar si Java se encuentra o no en ella.

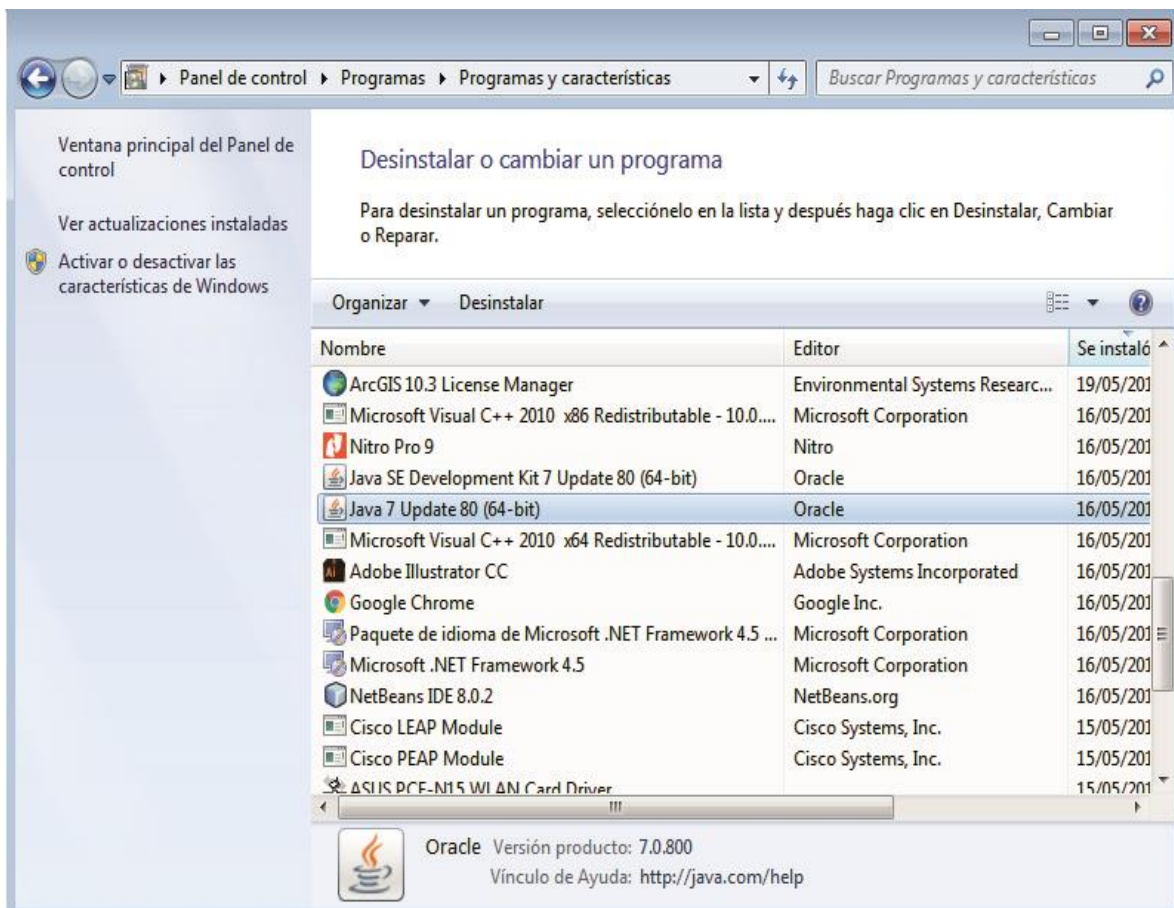


Figura 24: Verificación de instalación de Java en Windows.

En el caso de Mac OS, es necesario ingresar a Preferencias del Sistema y en dicha sección, en caso de estar instalada, debe aparecer Java como una característica del sistema (Figura 25).

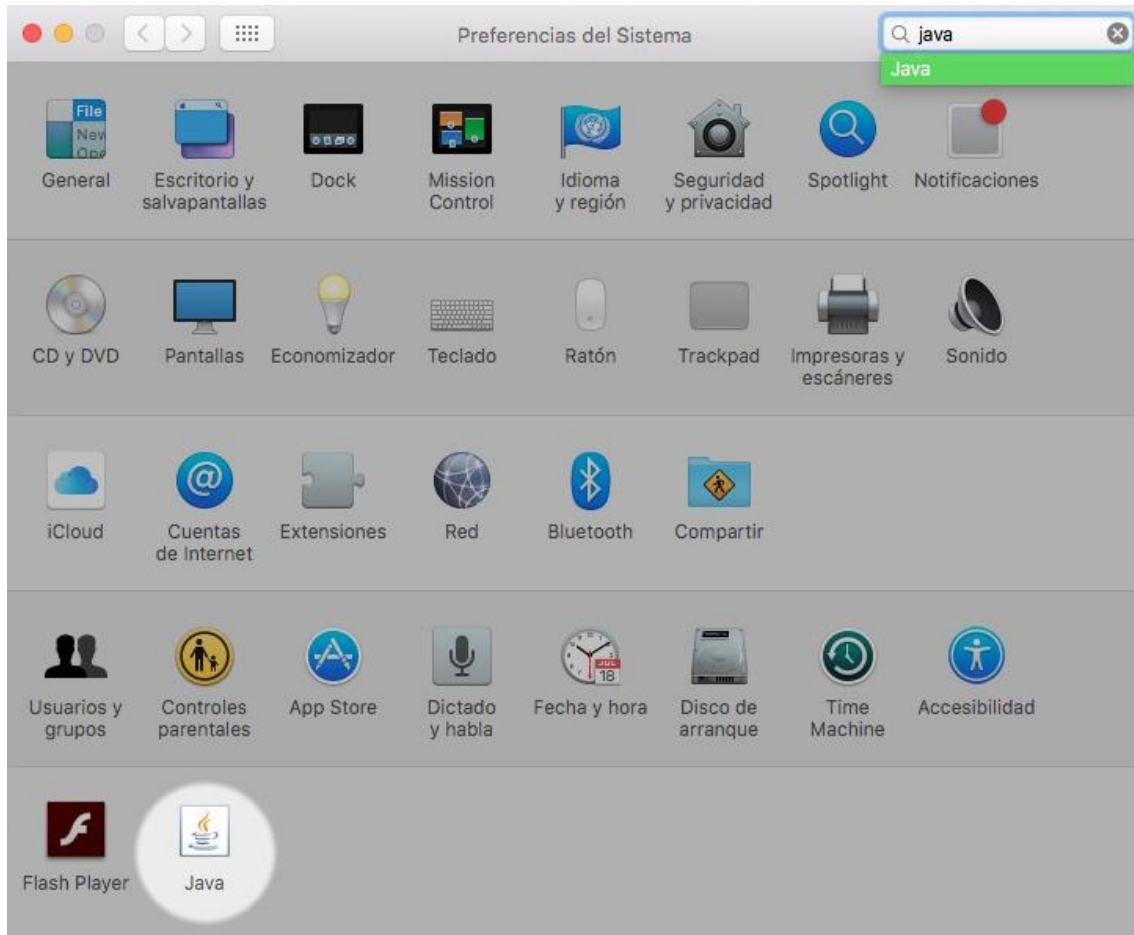


Figura 25: Verificación de instalación de Java en Mac OS.

Ahora bien, en caso de no contar con Java en nuestro sistema, sea Mac OS o Windows, será necesario instalar Java, el mismo, para mayor comodidad, será distribuido con *Cordouan*, tanto para Mac OS como para Windows, en sus versiones 8 Update 91. Si por alguna razón estos archivos se extravían, igualmente pueden ser descargados directamente de la página de Oracle: <https://www.java.com/es/download/manual.jsp>.

Una vez instalado el JRE en el computador, o bien si éste ya lo tenía instalado, el usuario puede ejecutar el archivo *Cordouan.jar* para iniciar el programa.

5. Conclusiones

Fueron analizados 10 estudios para la estimación del potencial sísmico de las fallas del CDCCR tomando en cuenta los siguientes criterios: a) Región Geográfica y régimen tectónico imperante, b) Tipo de regresión empleada, c) Tipo de parámetro utilizado, d) Naturaleza del dato (sismológico/superficial), e) Tipo de dato y f) Tamaño de la base de datos.

De los estudios analizados fueron seleccionadas un total de 37 relaciones, de las cuales 19 son las más recomendables para la estimación del potencial sísmico debido a sus buenos rasgos estadísticos y de acorde con los criterios mencionados en el párrafo anterior. Dichas relaciones contemplan el uso de diferentes parámetros de ruptura seleccionándose: a) Longitud de ruptura superficial, b) Área de ruptura, c) Desplazamiento promedio y d) Desplazamiento máximo.

Existen diferentes fuentes de error en la determinación de los parámetros de ruptura necesarios para la estimación del potencial sísmico, algunos de ellos son referidos por Wells & Coppersmith (1994) y Bonilla *et al.* (1984) y, en su mayoría, tienen relación con la inadecuada identificación de la ruptura superficial; dichas fuentes de error deben ser consideradas a la hora de realizar una estimación del potencial sísmico asociado a determinada falla, para así no sobreestimar o subestimar su valor.

Al evaluar una relación particular, o si se desea elaborar una, es necesario tomar en cuenta la completitud de la base de datos y carácter de la misma (pre-instrumental o instrumental); dada la amplia gama de fuentes de error para la determinación de parámetros superficiales (longitud de ruptura o desplazamientos), las relaciones cuya base de datos es mayoritariamente pre-instrumental tienden a ser menos eficientes que aquellas relaciones con bases de datos instrumentales.

Se observó que al utilizar relaciones basadas en la longitud de ruptura para fallas menores $L \approx 15$ km se producen valores más altos en la estimación del potencial sísmico asociado en comparación con las estimadas a partir del área de ruptura puesto que, al emplear este parámetro, asumiendo áreas cuadradas, se generan magnitudes menores; esto se debe a que existen marcadas relaciones de escala entre los terremotos grandes y

pequeños. Debido a que, con frecuencia, los sismos menores a $M_w = 6,0$ no generan rupturas superficiales, el parámetro más idóneo para caracterizarlos es el área de ruptura. Por ello se debe considerar como el parámetro más fiable para estimar el potencial sísmico de fallas de corta longitud.

Las relaciones de desplazamientos superficial máximo y promedio pueden resultar útiles para la estimación de paleo-sismos si logran determinarse desplazamientos claros en un afloramiento asociado a cierta falla, sin embargo, debe tenerse en cuenta que, como parámetros de cálculo presentan una mayor subjetividad con respecto a longitud de ruptura superficial.

Son pocos los estudios que contemplan la tasa de deslizamiento de una falla como parámetro de ruptura para el cálculo del potencial sísmico. No obstante, su uso conlleva a una optimización de la estimación del potencial sísmico; por ello, cuando sea posible contar con un dato certero de la tasa de deslizamiento, es posible emplear la relación de Anderson *et al.* (1996) para realizar el cálculo, en caso contrario, si la tasa de deslizamiento no es una estimación fiable, es preferible evitar el uso de la relación mencionada dado que la estimación del potencial sísmico podría resultar perjudicada.

Dado que el potencial sísmico puede ser determinado para diferentes tipos de fallamiento, es recomendable el uso de relaciones enfocadas en un tipo de mecanismo focal en específico, en vez del uso de una relación para todo tipo de falla.

Para el CDCCR existen diferencias marcadas entre diferentes autores en cuanto a la definición de ciertas fallas en términos de su traza, longitud y movimiento; los estudios utilizados para la definición del inventario de fallas aquí expuesto fueron aquellos cuyas definiciones estaban más acordes con el modelo tectónico propuesto para el CDCCR. También fueron considerados los trabajos que abarcaban redefiniciones de antiguos estudios, a fin de actualizar tanto el catálogo de fallas como los mapas generados.

Dadas las dimensiones del CDCCR, el mismo fue subdividido en ocho secciones con tamaños y características similares con el propósito de describir el catálogo de fallas de manera más ordenada y con ello producir mapas más detallados con una escala más adecuada. Las secciones en cuestión son Noroeste, Norte, Este, Suroeste, Central-Oeste,

Central, Central-Este y Sur; para cada una se generó un mapa con las fallas estudiadas en el catálogo.

Se determinó que dentro del CDCCR existen diferentes áreas donde se concentran fallas con un alto potencial sísmico, superando la magnitud de 6,5 M_w , entre ellas destacan la Sección Noroeste que presenta nueve fallas con esas características; la Sección Central-Este presenta seis de éstas fallas; la Sección Central posee cinco fallas y la posible prolongación de las mismas permite ampliar aún más su potencial; y en la Sección Suroeste se hayan cuatro fallas.

Además, son de especial cuidado ciertas fallas en las secciones Central-Oeste y Sur, donde se ubican las fallas Jaris (potencial sísmico de 7,0 M_w) y Candelaria (potencial sísmico de 7,3 M_w). Adicionalmente, la Sección Este es significativamente peligrosa dada la gran extensión de algunas de sus fallas como la Siquirres-Matina cuyo potencial alcanza los 7,3 M_w . A ello se debe agregar su posible unión con fallas como Guácimo y Guápiles, aumentando aún más su potencial.

En total fueron analizadas 81 fallas dentro del CDCCR, de las cuales, al menos, 44 presentan un potencial sísmico superior a 6,5 M_w representando el 54,3% de las fallas estudiadas. Además, sumado a las tres fallas mencionadas en el párrafo anterior, el sistema de falla Navarro también puede alcanzar un potencial sísmico superior a 7,0 M_w si se considera la posible unión de alguno de sus segmentos. La misma observación es válida para el sistema de falla Atirro; por tanto, al menos, cinco fallas/sistemas podrían alcanzar un potencial sísmico superior a 7,0 M_w (6,2% de las fallas estudiadas).

Es importante aclarar que las zonas con bajo potencial sísmico no están exentas de presentar altas intensidades producidas por sismos en zonas cercanas o incluso de presentar sismos en fallas aún no descubiertas dentro del CDCCR.

Finalmente, y como complemento adicional, se desarrolló un programa escrito en Java el cual permite calcular de manera sencilla el potencial sísmico de fallas en general o de forma específica (Desplazamiento de rumbo, Normal o Inversa); el mismo trabaja con 19 de las 37 relaciones evaluadas en este estudio.

Recomendaciones

El presente estudio pretendió cubrir el CDCCR cuya importancia tectónica ameritaba tal atención, no obstante, otros sectores del país también deben ser estudiados y actualizados a nivel neotectónico (ciertos sectores de la costa Pacífica, la Zona Sur, la Zona Norte, Talamanca, por mencionar algunos) con el fin de generar una base robusta para futuras evaluaciones de potencial y amenaza sísmica a nivel nacional.

Es importante incentivar y promover mayores esfuerzos en los estudios neotectónicos puesto que, aun con las mejores relaciones para el cálculo del potencial sísmico, se pueden generar estimaciones erróneas, muy alejadas del valor real, si la falla sobre la cual se realiza el cálculo está mal caracterizada a nivel neotectónico.

Dadas las características presentes en la Sección Central, donde confluyen diferentes sistemas de fallas de alto potencial sísmico, y sumado a ello el desarrollo demográfico de la zona, resultara pertinente realizar una evaluación de amenaza sísmica en la zona considerando el potencial sísmico estimado en este estudio.

A la hora de describir nuevas fallas es recomendable verificar que el nombre que se le vaya a dar no sea similar al de fallas ya existentes ya que esto podría generar confusiones futuras.

Al elegir una relación para la estimación del potencial sísmico es recomendable verificar que la misma provenga de una región geográfica donde el contexto tectónico y el espesor de la corteza sean similares al sitio donde se encuentra la falla cuyo potencial se desea calcular.

Dado que las relaciones pueden presentar divergencias debido a la región geográfica en donde fueron desarrolladas, sería interesante generar una base de datos extensa y fidedigna para que eventualmente en el futuro pueda desarrollarse una relación para Costa Rica.

Adicional a la recomendación anterior, en algunas ocasiones se opta por incluir más eventos sísmicos para aumentar la base de datos y obtener un mayor beneficio estadístico, no obstante, se debe cuidar la naturaleza de los datos ya que si estos son de tipo pre-instrumental, y tomando en cuenta las condiciones de erosión presentes en

Costa Rica (clima tropical y rápida degradación de los escarpes y desplazamientos), el beneficio estadístico de presentar mayor cantidad de eventos sísmicos puede ir en detrimento de la calidad de la relación al introducir datos cuyas fuentes de error son mayores que los que tienen los datos instrumentales.

Tal como hizo y sugiere Wells & Coppersmith (1994), es recomendable incluso, excluir eventos instrumentales cuando los parámetros determinados son dudosos.

6. Referencias

- ACUÑA, J., 1975: Geología de la hoja de Quepos 3344II. - 32 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geológica].
- ALONSO-HENAR, J., MONTERO, W., DÍAZ, J., ÁLVAREZ-GÓMEZ, J., INSÚA-ARÉVALO, J. & ROJAS, W., 2013: The Aguacaliente Fault, source of the Cartago 1910 earthquake (Costa Rica). - *Terra Nova*, 25: 368-373.
- ALVARADO, G. E., BARQUERO, R., TAYLOR, W., MORA, M., PERALDO, G., SALAZAR, G. & AGUILAR, T., 2009: Mapa geológico de la hoja San Isidro. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- ALVARADO, G.E., 2005: La Falla Longitudinal de Costa Rica: Un insumo neotectónico hacia la Amenaza Sísmica del P.H. Boruca-Veraguas. - 21 págs. ICE, San José [Inf. Interno].
- ALVARADO, G.E., 2009a: Mapa geológico de la hoja Fortuna. - Escala 1:100 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- ALVARADO, G.E., 2009b: Geología de la hoja Fortuna, Alajuela, Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 41: 117-122.
- ALVARADO, G.E., BARQUERO, R. & CLIMENT, A., 1998: Informe sísmológico y neotectónico actualizado para la etapa de factibilidad del P.H. Pacuare. - 46 págs. ICE, San José [Inf. Interno].
- ALVARADO, G.E., MORALES, L., MONTERO, W., CLIMENT, A. & ROJAS, W., 1988: Aspectos sísmológicos y morfotectónicos en el extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 9: 75-98.
- ALVARADO, G.E., VEGA, E., CHAVES, J. & VÁSQUEZ, M., 2004: Los grandes deslizamientos (volcánicos y no volcánicos) de tipo *debris avalanche* en Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 30: 83-99.
- AMBRASEYS, N. & JACKSON, A., 1998: Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. - *Geophys. J. Int.*, 133: 390-406.

- ANDERSON, J., WESNOUSKY, S. & STIRLING, M., 1996: Earthquake size as a function of fault slip rate. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 4: 683-690.
- AQUILAR, D. A., 1984: Sismicidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la geología en la cabecera del Río Navarro, Cartago. - 168 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- ARAYA, C., LINKIMER, L., MONTERO, W. & ROJAS, W., 2015: The tobosi fault: Source of the 2011-2012 Tobosi earthquake swarm in central Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 53: 89-102.
- ARIAS, O. & DENYER, P., 1990a: Mapa geológico de la hoja Carraigres. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- ARIAS, O. & DENYER, P., 1990b: Mapa geológico de la hoja Río Grande. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- ARIAS, O. & DENYER, P., 1991a: Estructura geológica de la región comprendida en las hojas topográficas Abra, Carraigres, Candelaria y Río Grande, Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 12: 61-74.
- ARIAS, O. & DENYER, P., 1991b: Aspectos geológicos y neotectónicos de Puriscal y alrededores, Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central* (12):83-95.
- ARIAS, O., 2000: Geología y petrología magmática del Bloque Herradura (Cretácico Superior – Eoceno, Costa Rica). - 123 págs. Université de Lausanne, Lausanne [Tesis de Doc.].
- ARREDONDO, S., CERDAS, A., ESQUIVEL, L., FLORES, H., HERNÁNDEZ, E., HERNÁNDEZ, S., LEÓN, LUIS., MADRIGAL, J., MOLINA, F., SALAZAR, M. & VEGA, E., 1989: Síntesis de campaña geológica. - 22 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geol.].
- ARROYO, I., 2001: Sismicidad y Neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del Sureste de Costa Rica. - 162 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- ASTORGA, ALLAN., FERNÁNDEZ, J., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A. & OBANDO, L., 1991: Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 13: 25-59.

- BARBOZA, G., BARRIENTOS, J. & ASTORGA, A., 1995: Tectonic evolution and sequence stratigraphy of the central pacific margin of Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, 18: 43-63.
- BARQUERO, R & VARGAS, A., 2011: Red Sísmica P.H. Pirrís, informe periodo 2008-2010. - 39 págs. ICE, San José [Inf. Interno].
- BARQUERO, R. & ALVARADO, G. E., 1989: Los enjambres de temblores en el arco volcánico. - Boletín del Observatorio Vulcanológico del Arenal, 4: 18-30.
- BARQUERO, R. & ALVARADO, G.E., 2011: Fallas Activas en Costa Rica. - 39 págs. RSN, San José [Inf. interno].
- BARQUERO, R. & ROJAS, W., 1994: Sismicidad inducida por el terremoto de Limón. - Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 111-120.
- BARQUERO, R. & ROJAS, W., 2009: Resumen de la actividad sísmica en Costa Rica durante el año 2007. - Rev. Geol. Amér. Central, 40: 85-90.
- BARQUERO, R. & ROJAS, W., 2010: Resumen de la actividad sísmica en Costa Rica durante el año 2009. - Rev. Geol. Amér. Central, 42: 127-134.
- BARQUERO, R., 2014: Red Sismológica P.H. Pirrís, sismicidad de setiembre 2014. - 4 págs. ICE, San José [Inf. Interno].
- BARQUERO, R., BOSCHINI, I. & ALVARADO, G.E., 2007: Estudio sismo-tectónico para el P.H. Toro 3. - 39 págs. ICE, San José [Inf. Interno].
- BARQUERO, R., LESAGE, P., METAXIAN, J., CREUSOT, A. & FERNÁNDEZ, M., 1995: La crisis sísmica en el volcán Irazú en 1991 (Costa Rica). - Rev. Geol. Amér. Central, 18: 5-18.
- BARRANTES, J., LEANDRO, C., ALVARADO, G.E., LÓPEZ, A., BARQUERO, R. & CERDAS, A., 1999: Estudio neotectónico, sismológico y geofísico de la falla Bajo Pacuare, Proyecto Hidroeléctrico Pacuare. - 18 págs. ICE, San José [Inf. Interno].
- BAUMGARTNER, P.O. & MORA, C.R., 1984: Mapa geológico de Quepos, Puntarenas. - Escala 1:25000, Univ. de Costa Rica, San José.

- BENITO, M., TORRES, Y., LINDHOLM, C., CAMACHO, E., CLIMENT, A., MARROQUÍN, G., MOLINA, E., ROJAS, W., TALAVERA, E., ESCOBAR, J., ALVARADO, G. & ESCALANTE, M., 2009: Amenaza Sísmica en América Central. - 371 págs. Ed. Entinema, Madrid.
- BLASER, L., KRÜGER, F., OHRNBERGER, M. & SCHERBAUM, F., (2010): Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment. - Bulletin of the Seismological Society of America, 100: 2914-2926.
- BONILLA, M., MARK, R. & LIENKAEMPER, J., 1984: Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement. - Bulletin of the Seismological Society of America, 74, 6: 2379-2411.
- BORGIA, A., BURR, J., MONTERO, W., MORALES, L. & ALVARADO, G.E., 1990: Fault propagation folds induced by gravitational failure and slumping of the Central Costa Rica Volcanic Range: implications for large terrestrial and martian volcanic edifices. - Journal of Geophysical Research, 95: 14357-14382.
- BORORE, D. & JOYNER, W., 1982: The empirical prediction of ground motion. - Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 6: S43-S60.
- BOSCHINI, I. & MONTERO, W., 1994: Sismicidad histórica e instrumental del Caribe de Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 65-72.
- BOSCHINI, I. M., 1989: Incidencia de las fuentes sísmicas en la región caribe de Costa Rica. - 97 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- BOSCHINI, I., ALVARADO, G.E. & ROJAS, W., 1988: El terremoto de Buenavista de Perez Zeledón (julio 3, 1983): Evidencia de una fuente sismogénica intraplaca desconocida en Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, 8: 111-121.
- BUNGUM, H., 2007: Numerical modelling of fault activities. - Computers & Geosciences, 33: 808-820.
- CLIMENT, A., ALVARADO, G. E. & BOSCHINI, I., 2006: P.H. Toro 3: Estudio de amenaza sísmica. - 20 págs. ICE, San José [Inf. Interno].
- CLIMENT, A., BARQUERO, R. & ALVARADO, G.E., 2001: Proyecto Hidroeléctrico Pirrís: Estudio de amenaza sísmica determinístico. - 20 págs. ICE, San José [Inf. Interno].

- CLIMENT, A., SALGADO, D., SLOB, S. & VAN WESTEM, C. J., 2003: Amenaza Sísmica y Vulnerabilidad Física en la ciudad de Cañas, Guanacaste, Costa Rica. - 27 págs. UNESCO.
- CSN., (2008): Proyecto Expel Sistema experto de análisis probabilista de la peligrosidad sísmica. - 296 págs. CSN, Madrid.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1990a: Mapa geológico de la hoja Abra. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1990b: Mapa geológico de la hoja Candelaria. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1991: Relaciones tecto-sedimentarias de la Cuenca Candelaria y su correspondencia neotectónica, Costa Rica. - VII Congreso Peruana de Geología, Lima. Tomo I: 11-14.
- DENYER, P. & MONTERO, W., 1988: Mapa Geo-Estructural y sismos del Valle Central. - Escala 1:150 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- DENYER, P. & MONTERO, W., 1989: Notas explicativas: Mapa Geo-Estructural y sismos del Valle Central, Costa Rica. - 24 págs. Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- DENYER, P., AGUILAR, T. & ALVARADO, G.E., 2003a: Geología de la hoja Barranca. - Rev. Geol. Amér. Central, 29: 105-125.
- DENYER, P., AGUILAR, T. & ALVARADO, G.E., 2003b: Mapa geológico de la hoja Barranca. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- DENYER, P., ARIAS, O. & ARIAS, M., 1994b: Esfuerzos y paleo-esfuerzos de la cuenca de Limón. - Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 53-60.
- DENYER, P., ARIAS, O. & PERSONIUS, S., 1994a: Efecto tectónico del terremoto de Limón. - Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 39-52.
- DENYER, P., MONTERO, W & ALVARADO, G.E., 2009: Atlas tectónico de Costa Rica [2ª Ed.]. - 55 págs. Ed. UCR, San José.

- DOWRICK, D. & RHOADES, D., 2004: Relations between earthquake magnitude and fault rupture dimensions: How regionally variable are they? . - Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 3: 776-788.
- DURÁN, P., 2013: Estudio vulcano-estructural y sedimentario del *mélange* en el Promontorio de Quepos, Pacífico central, Costa Rica. - 131 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- FERNÁNDEZ, J., 1987: Geología de la hoja topográfica Tucurrique (1:50 000, I.G.N.C.R., # 3445 I). - 192 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- FERNÁNDEZ, M. & DOSER, D., 2009: Relocation and waveform modeling of the 1924 Orotina, Costa Rica, earthquake (Ms 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. - Rev. Geol. Amér. Central, 26: 25-37.
- FERNÁNDEZ, M. & PACHECO, J., 1998: Sismotectónica de la región central de Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, 21: 5-23.
- FERNANDEZ, M., 1996: Evaluación del hipotético sistema de fallas transcurrente este – oeste de Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, 19/20: 57-74 págs.
- FERNÁNDEZ, M., 2009: Seismicity of the Pejibaye-Matina, Costa Rica, región: a strike-slip tectonic boundary?. - Geofísica Internacional, 48 (4): 361-374.
- FERNÁNDEZ, M., 2013: Seismotectonic and the Hypothetical Strike-Slip Tectonic Boundary of Central Costa Rica. - Earthquakes Research and Analysis, 77-105 pags.
- FERNÁNDEZ, M., MORA, M. & BARQUERO, R., 1998: Los procesos sísmicos en el volcán Irazú (Costa Rica). - Rev. Geol. Amér. Central, 21: 47-59.
- FISHER, D. M., Gardner, T. W., Marshall, J., and Montero, W., 1994: Kinematics associated with the late Cenozoic deformation in Central Costa Rica: Western boundary of the Panama microplate: Geology, v. 22, p. 263-266.
- FISHER, D., GARDNER, T., MARSHALL, J., SAK, P. & PROTTI, M., 1998: Effect of subducting sea-floor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica. - Geology, 26:467-470.

- GARCIA, j., 2005: Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España. - 373 págs. Univ. Complutense de Madrid, Madrid [Tesis Doctoral].
- GONZÁLEZ, V. & PROTTI, M., 2005: Afinamiento del potencial sísmico y monitoreo de la Brecha Sísmica de Nicoya. - *Ambientico*, 147:12-15.
- HAIYUN, W. & XIAXIN, T., 2003: Relationships between moment magnitude and fault parameters: theoretical and semi-empirical relationships. - *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, 2, 2: 201-211.
- ICE., 2014: Nota sísmica del sismo del 7 de agosto, 2014 en San Carlos de Tarrazú. - 5 págs. [Nota técnica].
- KANAMORI, H., 1983: Magnitude scale and quantification of earthquakes. - *Tectonophysics*, 93: 185-199.
- KIM, Y. & ANDERSON, D., 2005: The relationship between displacement and length of faults: a review. - *Earth-Science Reviews*, 68: 317-334.
- LAFEMINA, P., DIXON, T., GOVERS, R., TURNER, H., SABALLOS, A., MATTIOLI, G., PROTTI, M. & STRAUCH, W., 2009: Forc-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. - *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10 (5), DOI:10.1029/2008GC002181.
- LINKIMER, L. & ALVARADO, G. E., 2002: Geología de Turrialba: Una historia de 60 millones de años. - 68 págs. ICE, San José.
- LINKIMER, L., 2003: Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. - 96 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- MACMILLAN, I., GANS, P. B., & ALVARADO, G., 2004: Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc. - *Tectonophysics*, 392: 25-348.
- MADRIGAL, R., 1970: Geología del mapa básico Barranca, Costa Rica. - 59 págs. Informe Técnico IX (Nº 37), Ministerio de Energía, Industria y Comercio, San José.
- MARSHALL, D., GARDNER, T., FISHER, D., SAK, P., PROTTI, M., 2001: Quaternary neotectonics of the Costa Rican coastal fore arc. - National Science Foundation MARGINS Program.

- MARSHALL, J., 2000: Active tectonics and Quaternary landscape evolution across the western Panama block, Costa Rica, Central America. - 304 págs, Pennsylvania State Univ. [Tesis de Ph.D.].
- MARSHALL, J.S., FISHER, D.M. & GARDNER, T.W., 2000: Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. - *Tectonics*, 19(3): 468-492.
- MIRONOVA, O., AMITAN, I., VENDELIN, J., VILIPOLD, J. & SAAR, M., 2015: Object-Oriented Programming of non-IT students: Starting from Scratch. - *International Journal Of Engineering Pedagogy*, 5: 22-28.
- MOHN, E., 2015: Object-Oriented Programming (OOP). - *Salem Press Encyclopedia Of Science*.
- MONTERO, W & KRUSE, S., 2006: Neotectónica y geofísica de la falla Agua Caliente en los valles Coris y El Guarco, Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 34/35: 43-58.
- MONTERO, W. & ALVARADO, G.E, 1995: El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ($M_s = 5,9$) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 18: 25-42.
- MONTERO, W. & ROJAS, W., 2014: Las fallas Purires y Picagres, y su relación con la secuencia sísmica de Puriscal de 1990. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 50: 39-69.
- MONTERO, W., 1989: Sismicidad histórica de Costa Rica 1638-1910. - *Geof. Int.*, 28-3: 531-559.
- MONTERO, W., 1994: Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. - *Profile*, 7: 125-141.
- MONTERO, W., 1999: El terremoto del 4 de marzo de 1924 ($M_s 7,0$): ¿Un gran temblor intraplaca relacionado al límite incipiente entre la Placa Caribe y la Microplaca Panamá? - *Rev. Geol. Amér. Central*, 22: 25-62.
- MONTERO, W., 2001: Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la Microplaca de Panamá. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 24: 29-56.

- MONTERO, W., 2003: El sistema de falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción de Turrialba-Irazú: indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco. - Rev. Geol. Amér. Central, 28: 05-29.
- 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. - Rev. Geol. Amér. Central, 33: 7-27.
- MONTERO, W., CAMACHO, E., ESPINOSA, A. & BOSCHINI, I., 1994a: Sismicidad y marco neotectónico de Costa Rica y Panamá. - Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 73-82.
- MONTERO, W., DENYER, P., BARQUERO, R., ALVARADO, G.E., COWAN, H., MACHETTE, M., HALLER, K. & DART, R., 1998: Map and database of Quaternary faults and folds in Costa Rica and its offshore regions. – Reporte preliminar de USGS.
- MONTERO, W., LEWIS, J., MARSHALL, J., KRUSE, S. & WETMORE, P., 2013a: Neotectonic faulting and forearc strike motion along the Atirro-Río Sucio fault system, Costa Rica, Central America. - Geological Society of America Bulletin, 125 (5-6): 857-876, DOI:10.1130/B30471.1
- MONTERO, W., OBANDO, L., MORA, R., SALAZAR, L. G. & LEANDRO G., 1991: Informe Final Proyectos Habitacionales Los Diques y Duarco-Suerre. - 72 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.
- MONTERO, W., PARDO, M., PONCE, L., ROJAS, W. & FERNÁNDEZ, M., 1994b: Evento principal y réplicas importantes del terremoto de Limón. - Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. Terremoto de Limón: 93-102.
- MONTERO, W., PERALDO, G. & ROJAS, W., 1997: Proyecto de amenaza sísmica de América Central. - 79 págs. Univ. Costa Rica, San José.
- MONTERO, W., ROJAS, W. & LINKIMER, L., 2013b: Neotectónica de las fallas Ochomogo y Capellades y su relación con el sistema de Falla Aguacaliente, falda sur macizo Irazú-Turrialba, Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, 48: 119-139.

- MONTERO, W., SOTO, G., ALVARADO, 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. – *Rev. Geol. Amér. Central*, 43: 13-36.
- MORALES, L., Montero, W. & Madrigal, R., 1992: El terremoto de Fraijanes de 1888 y el sistema de fallas de Alajuela, implicaciones del peligro sísmico potencial para el Valle Central Occidental. - *Rev. Geográfica de América Central*, 25-26:227-240.
- OBANDO, L., 2011: Estratigrafía y tectónica de la parte noreste de la hoja Dota (1:50 000), Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 44: 71-82.
- ÖZTÜRK, S., 2014: A new empirical relation between Surface Wave Magnitude and Rupture Length for Turkey Earthquakes. - *Earth Sciences Research Journal*, 18, 1: 15-26.
- PACHECO, J., QUINTERO, R., VEGA, F., SEGURA, J., JIMÉNEZ, W. & GONZÁLEZ, V., 2006: The Mw 6.4 Damas, Costa Rica, Earthquake of 20 November 2004: Aftershock and Slip Distribution. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4): [1-12](#), DOI:10.1785/0120050261.
- PAPAZACHOS, B., SCORDILIS, E., PANAGIOTOPOULOS, D., PAPAZACHOS, C. & KARAKAISIS, G., 2004: Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. - *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36: 1482-1489.
- PAVLIDES, S. & CAPUTO, R., 2004: Magnitude versus fault's surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. - *Tectonophysics*, 380: 159-188.
- PERALDO, G. & MONTERO, W., 1999: *Sismología histórica de América Central*. - 347 págs. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Publ. No. 513, México, D.F.
- PERALDO, G. & MONTERO, W., 2007: Temblores documentados para el periodo colonial de Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 36: 25-47.
- PEREZ, M. & ALVARADO, R., 2003: los Planes Reguladores en Costa Rica: cantonales y costeros. - 15 págs. IFAM, San José.

- PÉREZ, W., 1996: Estudio geológico y de amenazas naturales, corredor Turrialba–Siquirres, poliducto RECOPE, Sector Laguna Bonilla–Guayacán. - 71 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña geológica].
- PROTII, R., 1996: Monitoreo de desplazamientos a lo largo de la falla La Garita (Costa Rica) entre marzo y diciembre de 1990. - Rev. Geol. Amér. Central, 19/20: 183-185.
- PROTTI, M., GONZÁLEZ, V., NEWMANM A., DIXON, T., SCHWARTZ, S., MARSHALL, J., FENG, L., WALTER, J., MALSERVISI, R. & OWEN, S., 2013: Nicoya earthquake ruptura anticipated by geodetic measurement of the locked plate interface. - Nature Geoscience. DOI:10.1038/NGEO2038.
- PROTTI, M., GÜENDEL, F. & MALAVASSI, E., 2001: Evaluación del potencial sísmico de la Península de Nicoya. - 144 págs. Ed. Fundación UNA, Heredia.
- RAPCA & CBNDR., 2000: Estudio preliminar de amenazas naturales en la Cuenca del Río Turrialba, cantón de Turrialba, Costa Rica. - 84 págs. UNESCO.
- ROJAS, M., 2011: Neotectónica del extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central, enfocado en la falla Zarcero, sector oeste del complejo volcánico Platanar-Porvenir. - 90 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- ROJAS, W. & REDONDO, C., 2002: El temblor de Quepos del 20 de Agosto de 1999 (6,9 Mw): fuente sísmica y evolución de la sismicidad. - Rev. Geol. Amér. Central, 26: 65-70.
- ROJAS, W., 1993: Catálogo de sismicidad histórica y reciente en América Central: Desarrollo y Análisis. - 91 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- ROJAS, W., BUNGUM, H. & LINDHOLM, C., 1993: Historical and recent earthquakes in Central America. - Rev. Geol. Amér. Central, 16: 5-22.
- ROJAS, W., MORALES, L. & MONTERO, W., 1994: Estudio de amenaza sísmica para el nuevo Hospital de Alajuela. - 26 págs. RSN, San José [Inf. Interno].
- RSN, 2015: Sismos sentidos en Costa Rica durante marzo 2015. - 5 págs [Boletín Informativo].

- RSN., 2009: El terremoto de Cinchona del jueves 8 de enero de 2009. - Rev. Geol. Amér. Central, 40: 91-95.
- SAK, P., 2002: Active tectonics and landscape evolution inboard of subducting seafloor roughness: an investigation across the Costa Rican fore arc, Central America. - 166 págs. The Pennsylvania State University, Pennsylvania [Tesis de M.Sc.].
- SAK, P., FISHER, D., GARDNER, T., MARSHALL, J. & LAFEMINA, P., 2011: Rough crust subduction, forearc kinematics, and Quaternary uplift rates, Costa Rican segment of the Middle American Trench. - Geological Society of America, 121: 992-1012.
- SALAZAR, L., 1996: Análisis geológico y geomorfológico aplicado al "Plan regulador de parte del cantón de Guácimo, Costa Rica". - 195 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- SALAZAR, L., 2011: Evaluación de las Amenazas naturales que podrían afectar la Microcuenca del Río Juco, Orosi, Paraíso, Cartago, Costa Rica. - 109 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de M.Sc.].
- SALAZAR, L., OBANDO, L. & MORA, R., 1992: Acueducto Metropolitano, tramo Embalse El Llano-Río Navarro (Costa Rica): Un sitio bajo amenaza. - Rev. Geol. Amér. Central, 14: 85-96.
- SANABRIA, I., 2014: Propuesta de modelo conceptual geotérmico de baja entalpia para el Valle de Orosi, Paraíso, Cartago, Costa Rica. - 146 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- SANZ DE GALDEANO, C., MONTILLA, J. & CASADO, C., 2003: Seismic potential of the main active faults in the Granada Basin (Southern Spain). - Pure and Applied Geophysics, 160: 1537-1556.
- SOMERVILLE, P., 2014: Scaling relations between seismic moment and rupture area of earthquakes in Stable Continental Regions. - 22págs. Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California.
- SOTO, G., 1988: Estructuras volcano-tectónicas del volcán Turrialba, Costa Rica, América Central. - V Congr. Geol. Chileno Actas III (I): 163-175.

- SOULAS, J.P., 1992: Tectónica activa y consideraciones geotécnicas conexas para los proyectos hidroeléctricos Siquirres, Guayabo, Angostura y Pacuare. Efectos del sismo de abril de 1991 sobre la línea de alta tensión Siquirres-Limón. - 17 págs. ICE, San José [Inf. Interno].
- STIRLING, M, RHOADES, D. & BERRYMAN, K., 2002: Comparison of Earthquake Scaling Relations derived from data of the Instrumental and Preinstrumental Era. - Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 2: 812-830.
- STIRLING, M., RHOADES, D. & BERRYMAN, K., 1996: Evaluation of Wells and Coppersmith (1994) earthquake and fault relationships in the New Zealand context. - 17 págs. Institute of Geological & Nuclear Sciences, Nueva Zelanda.
- VILLEGAS, A., 1997: Geodinámica de la Cordillera de Tilarán, relación entre la volcanología y la tectónica. - 147 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- WELLS, D. & COPPERSMITH, K., (1994): New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. - Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 4: 974-1002.
- WOODWARD & CLYDE., 1993: A preliminary evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of the Valle Central, Costa Rica. - 89 págs. Ret Corporation, San Francisco [Inf. interno].
- YEATS, R., SIEH, K. & ALLEN, C., 1997: The Geology of Earthquakes. - 576 págs. Oxford University Press, New York.

ANEXOS

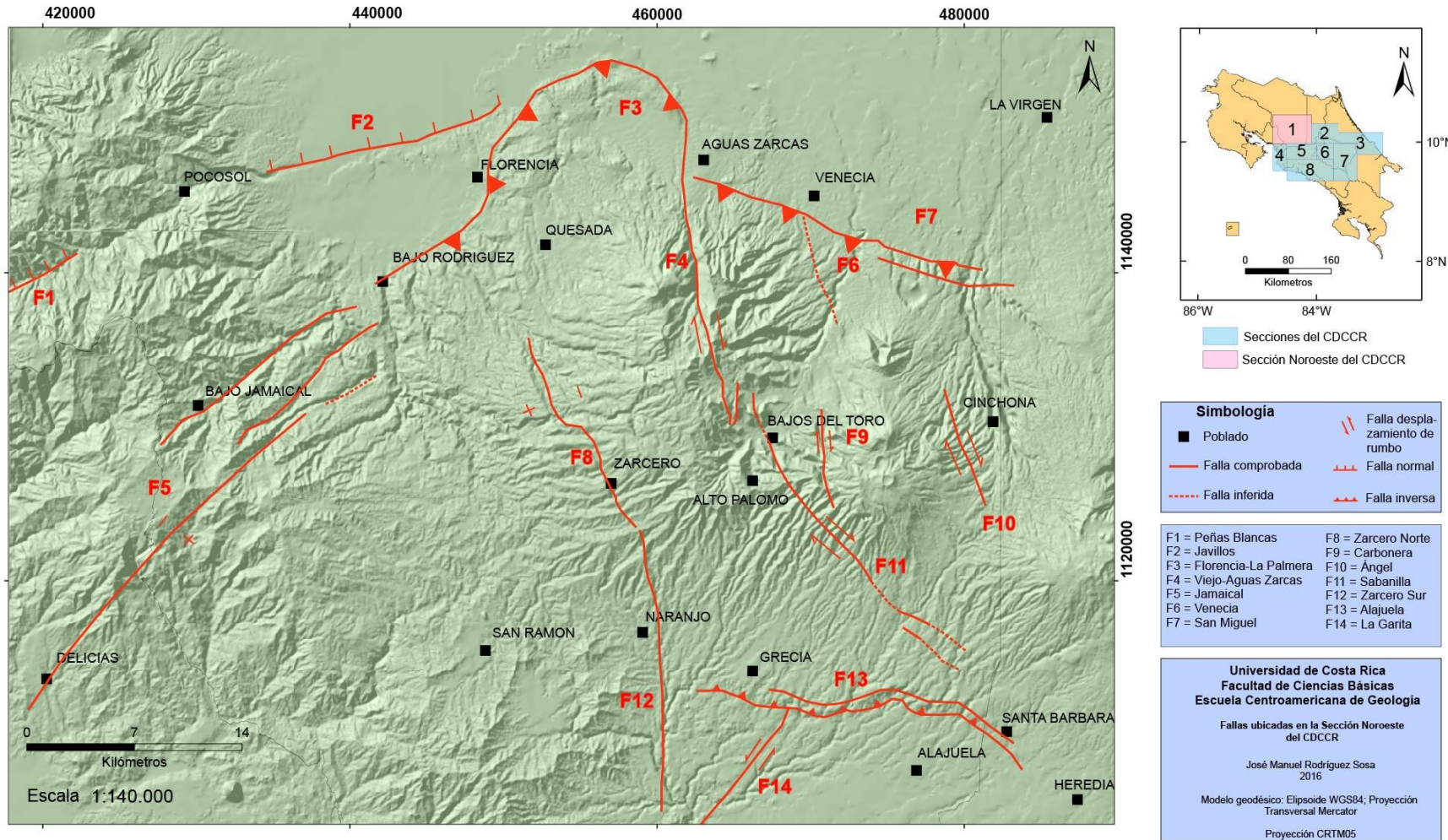


Figura 26: Mapa alternativo de la Sección Noroeste (1) del CDCCR.

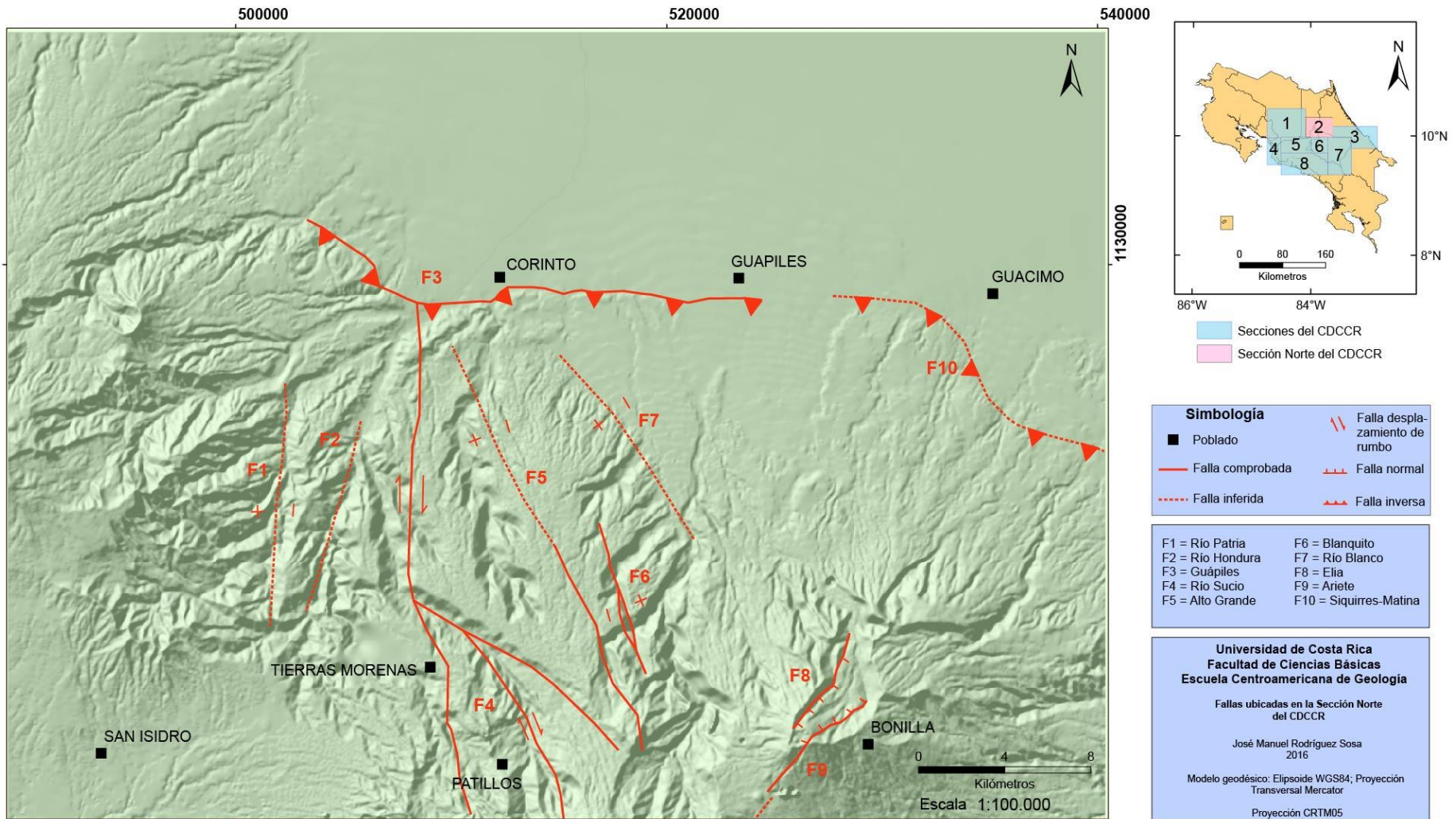


Figura 27: Mapa alternativo de la Sección Norte (2) del CDCCR.

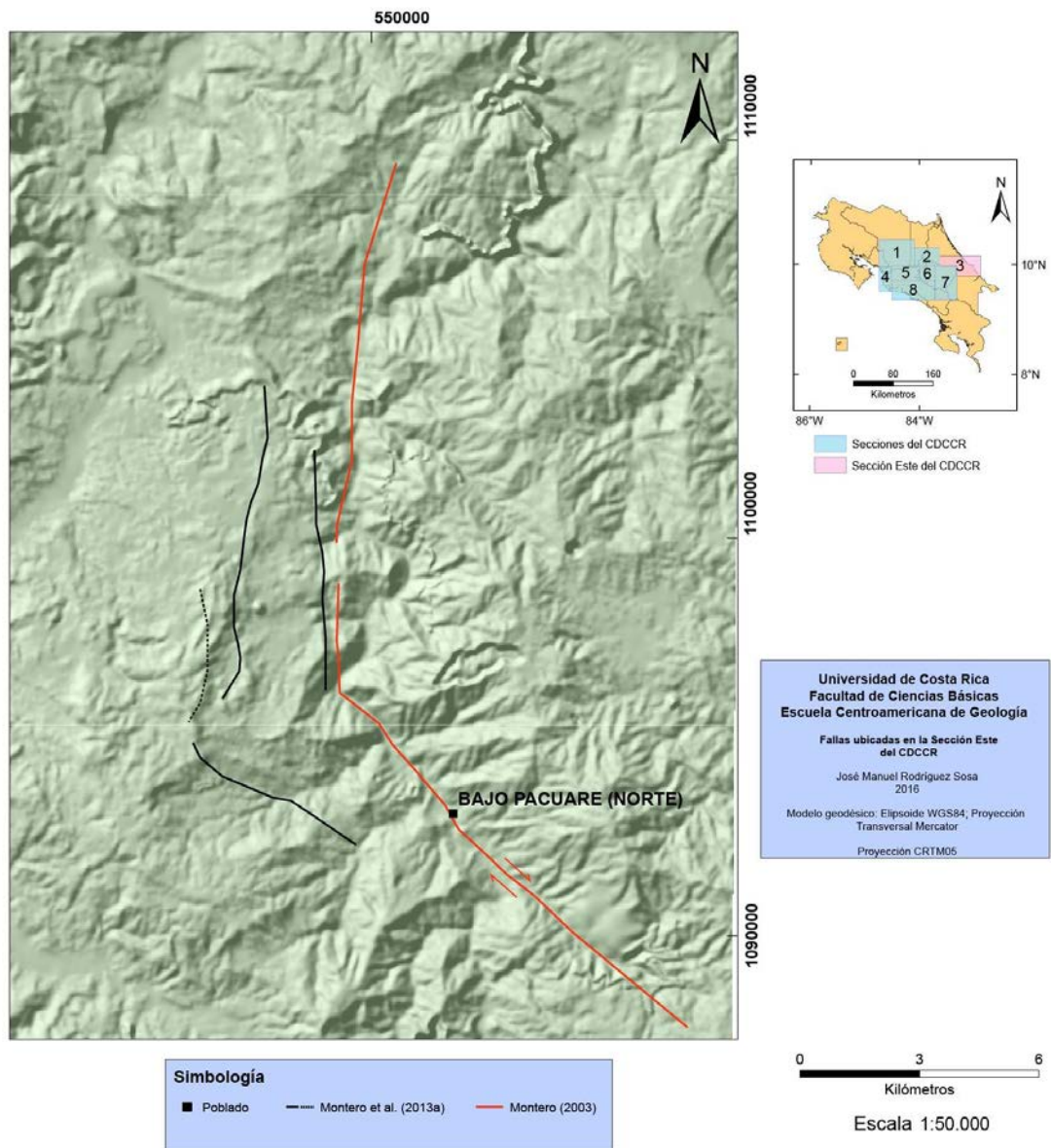


Figura 28: Mapa alternativo de la Sección Este (3) de CDCCR, enfocado en la falla Pacuare.

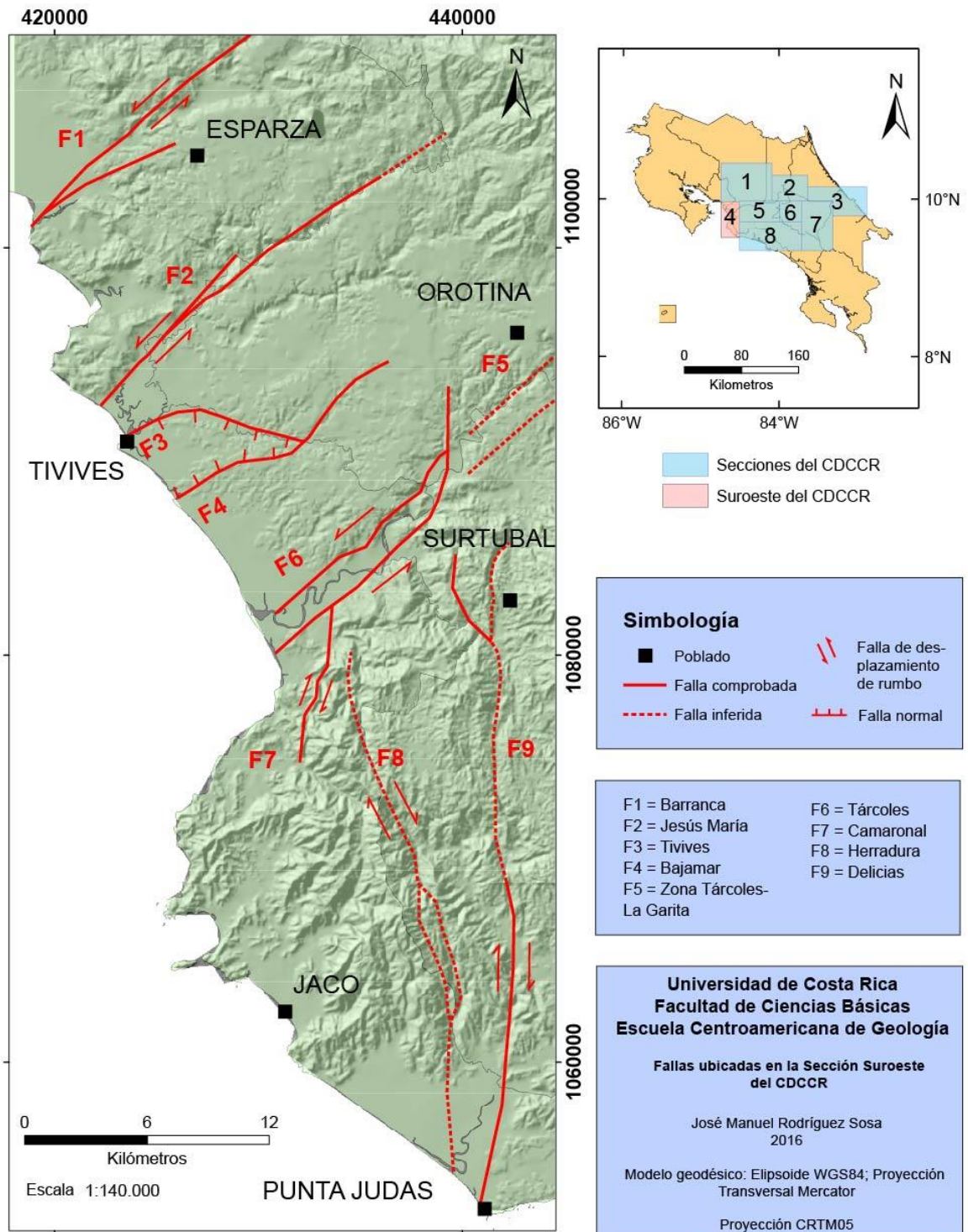


Figura 29: Mapa alternativo de la Sección Suroeste (4) del CDCCR.

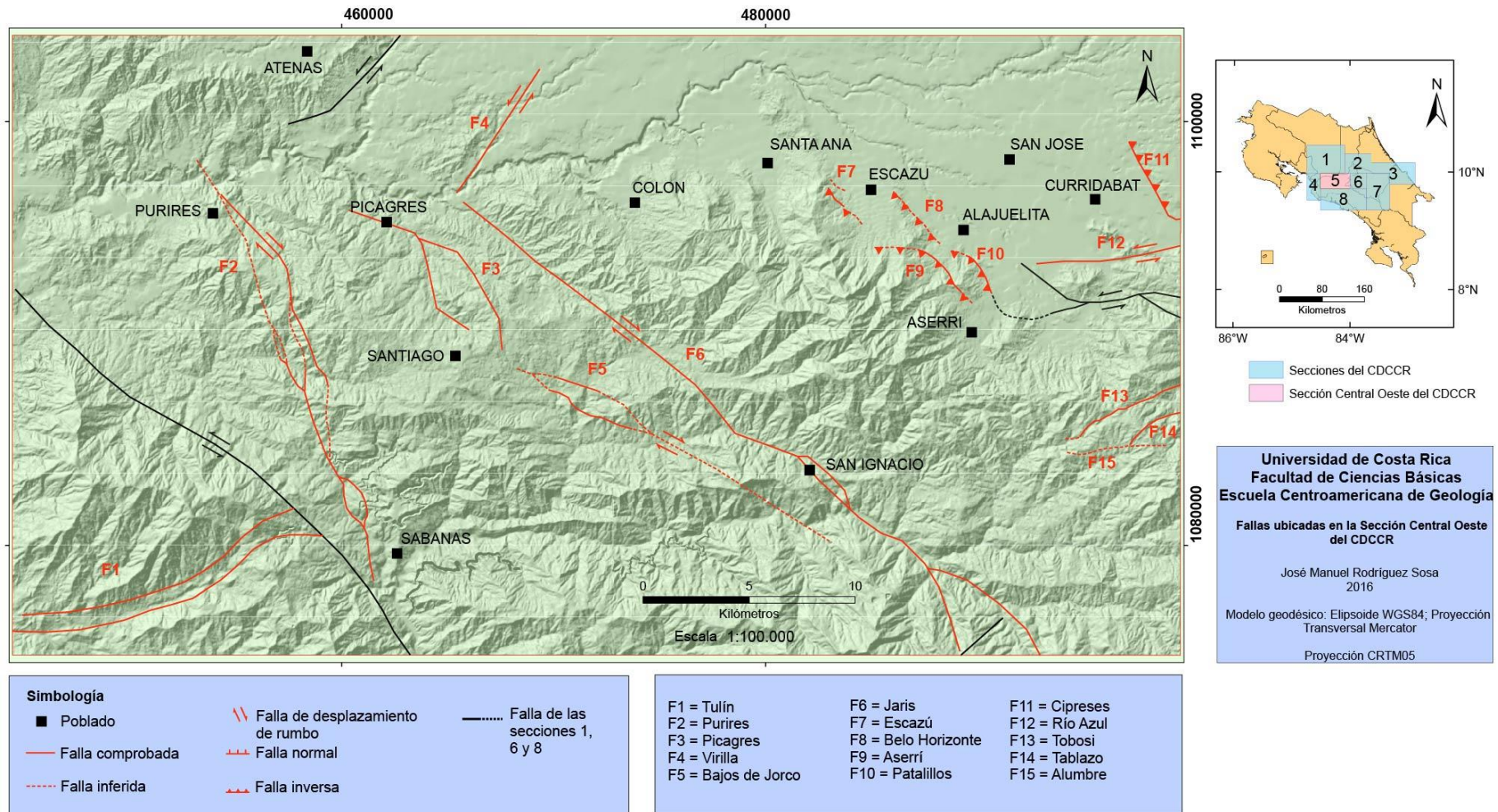


Figura 30: Mapa alternativo de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR.

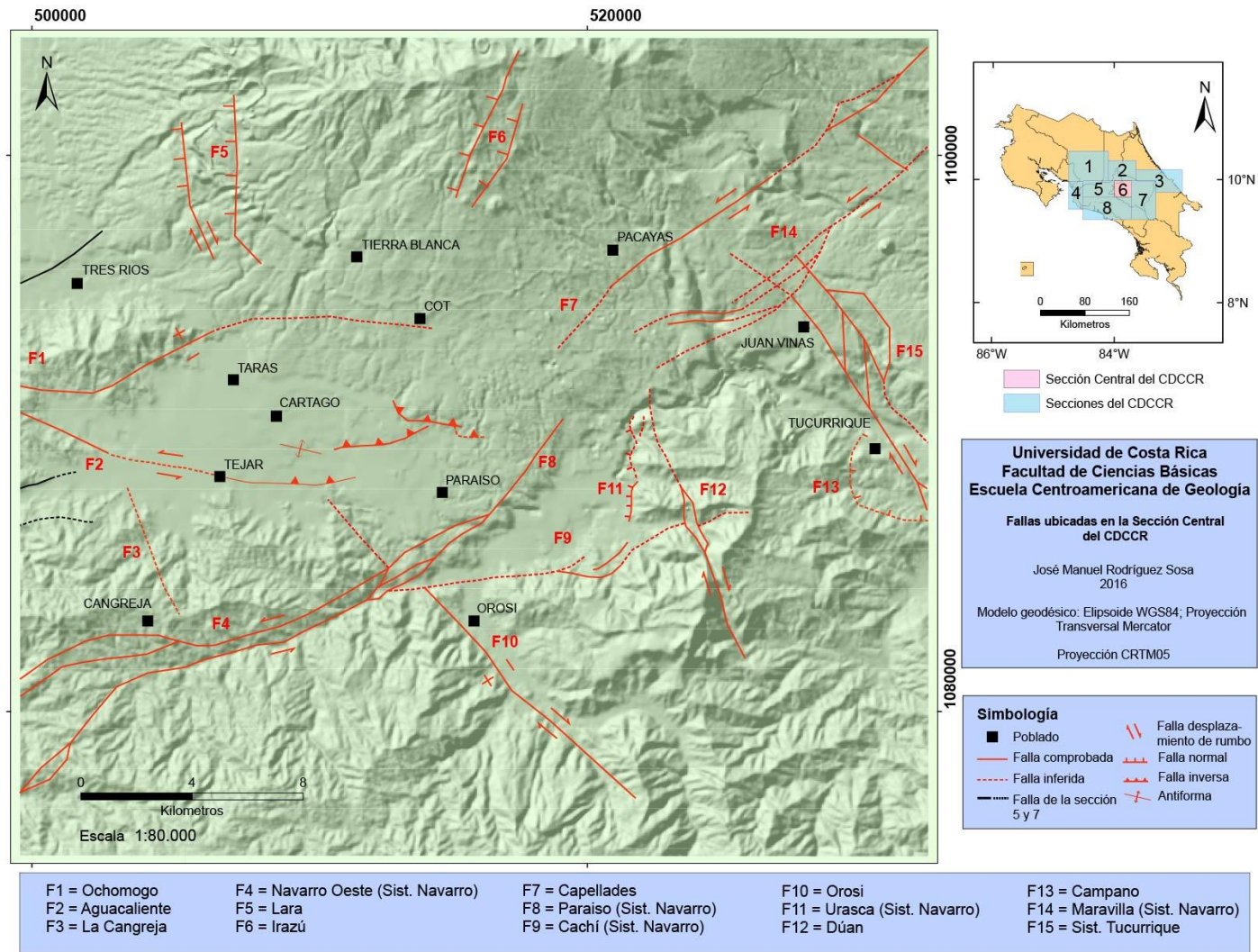


Figura 31: Mapa alternativo de la Sección Central (6) del CDCCR.

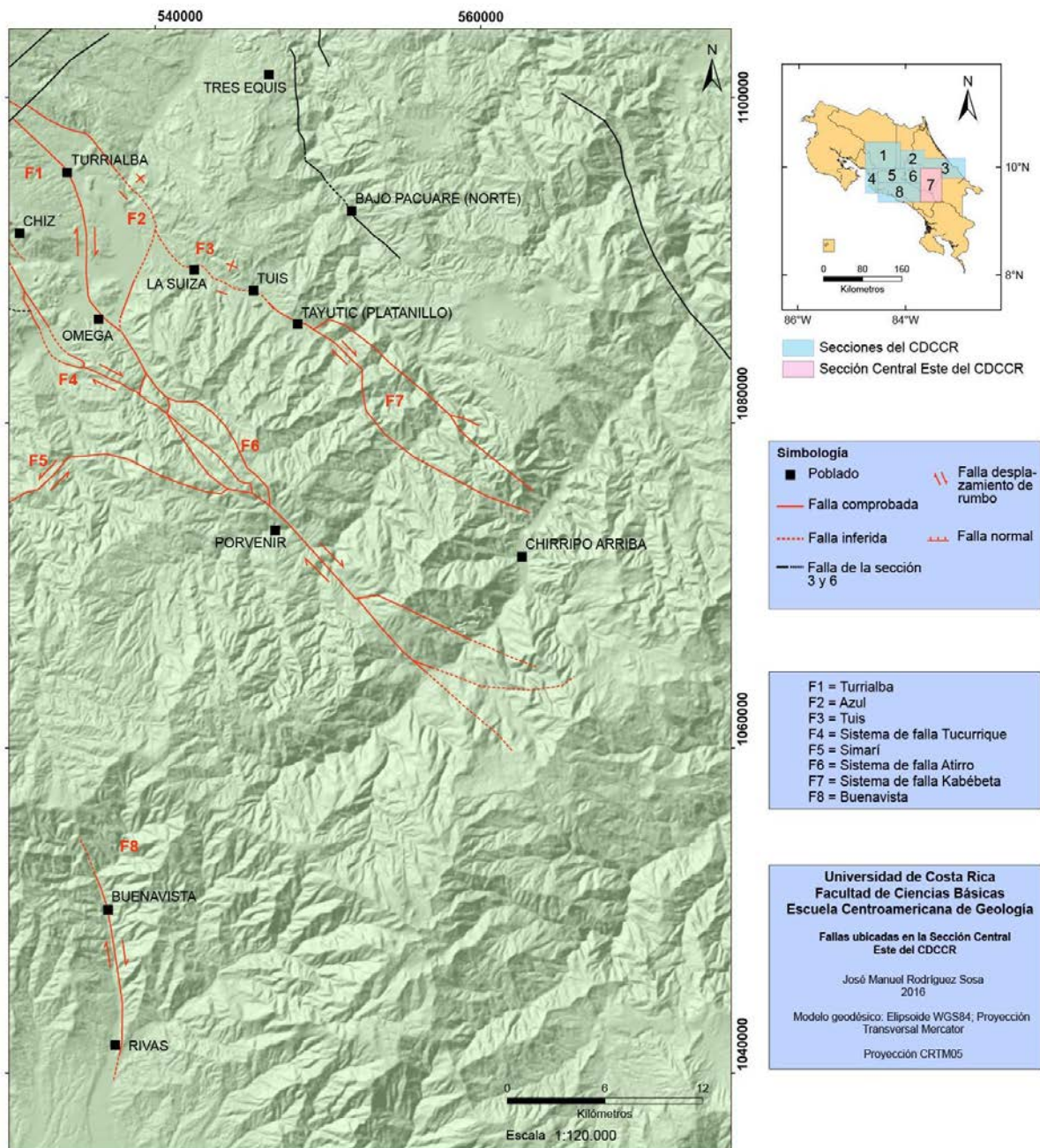


Figura 32: Mapa alternativo de la Sección Central Este (7) del CDCCR.

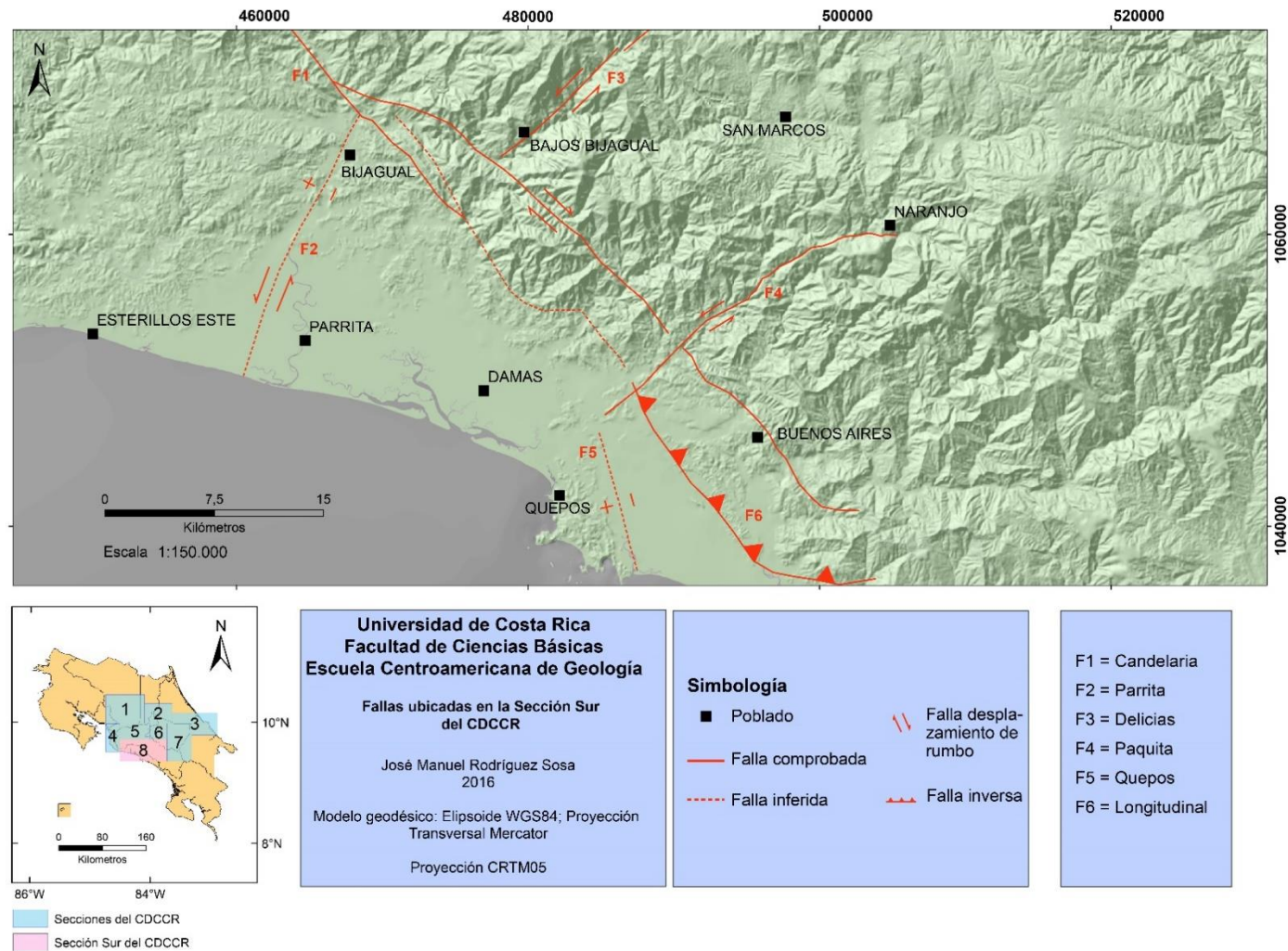


Figura 33: Mapa alternativo de la Sección Suroeste (8) del CDCCR.

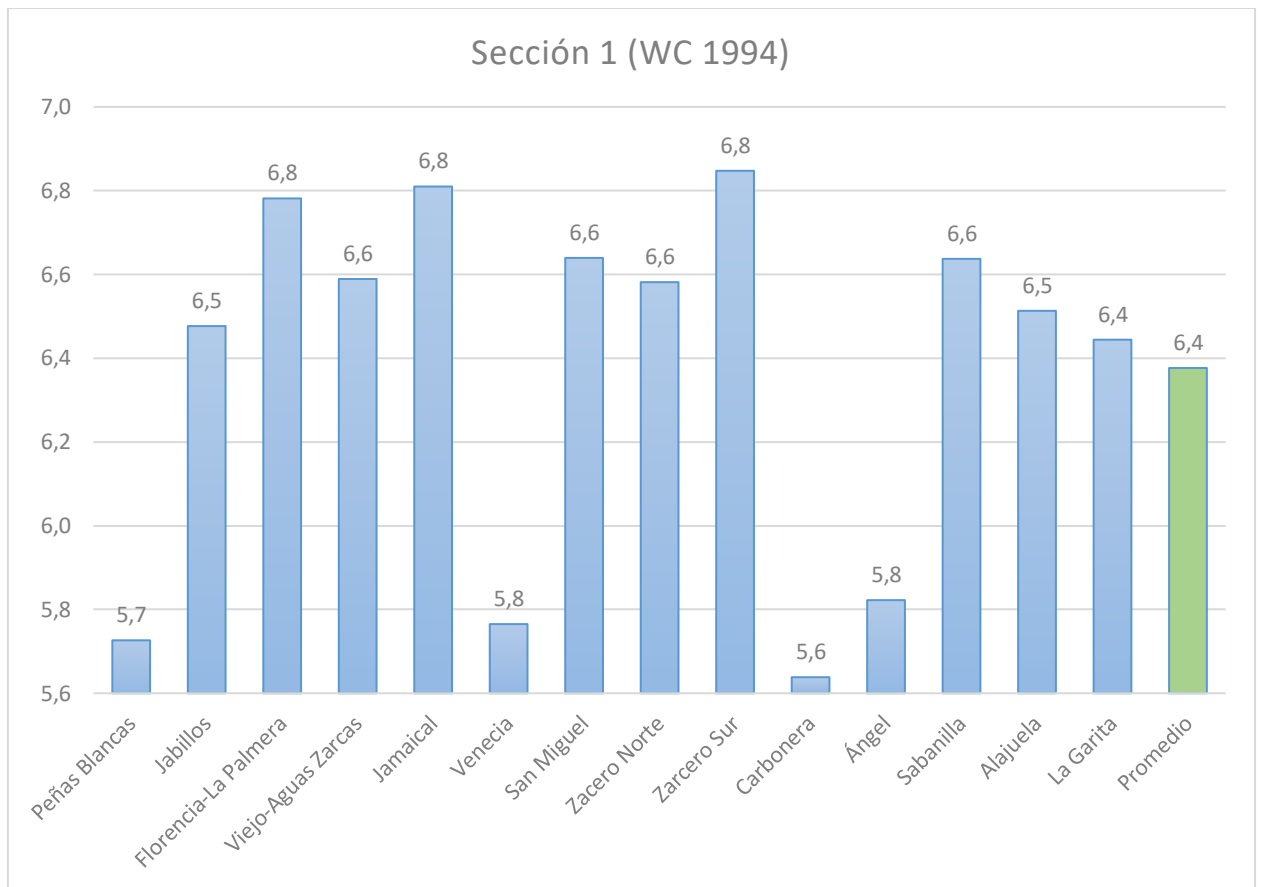


Figura 34: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Noroeste (1) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).

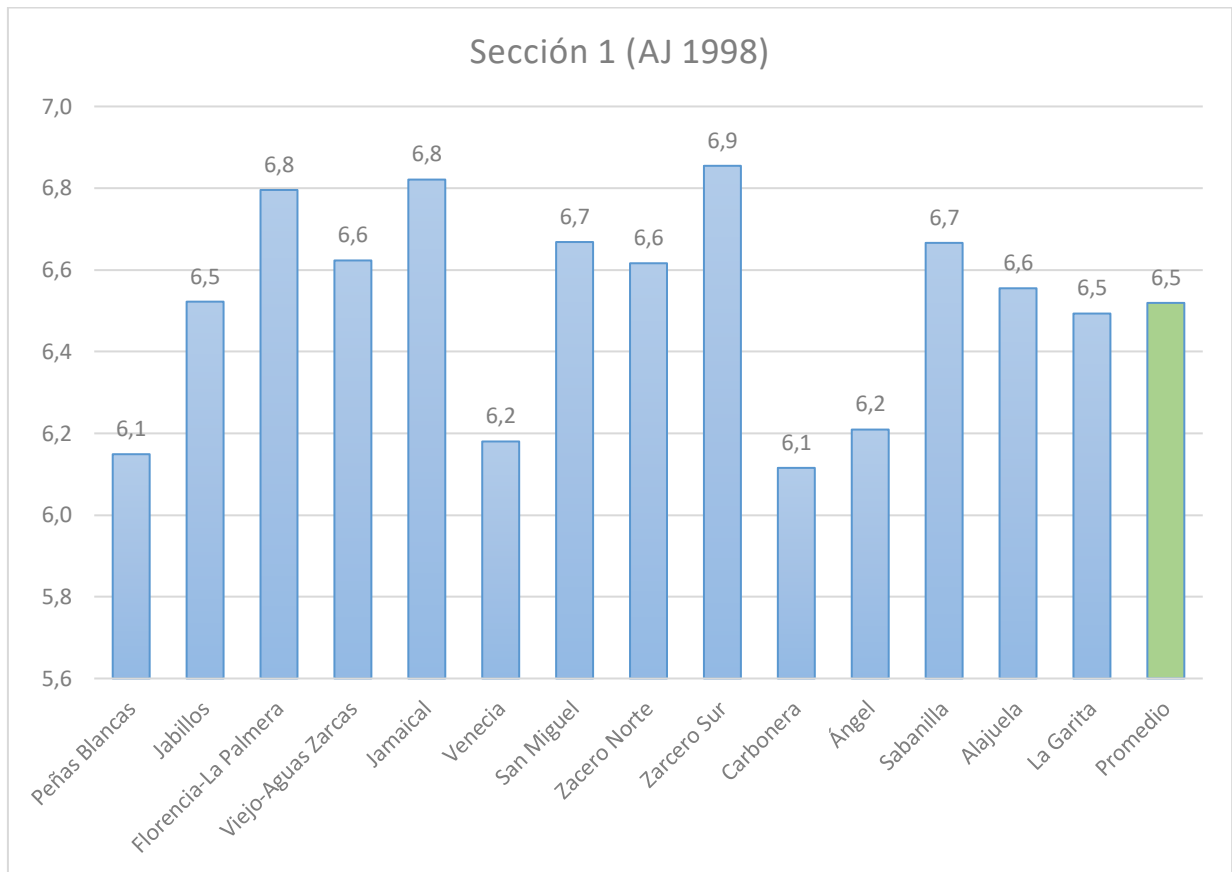


Figura 35: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Noroeste (1) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).

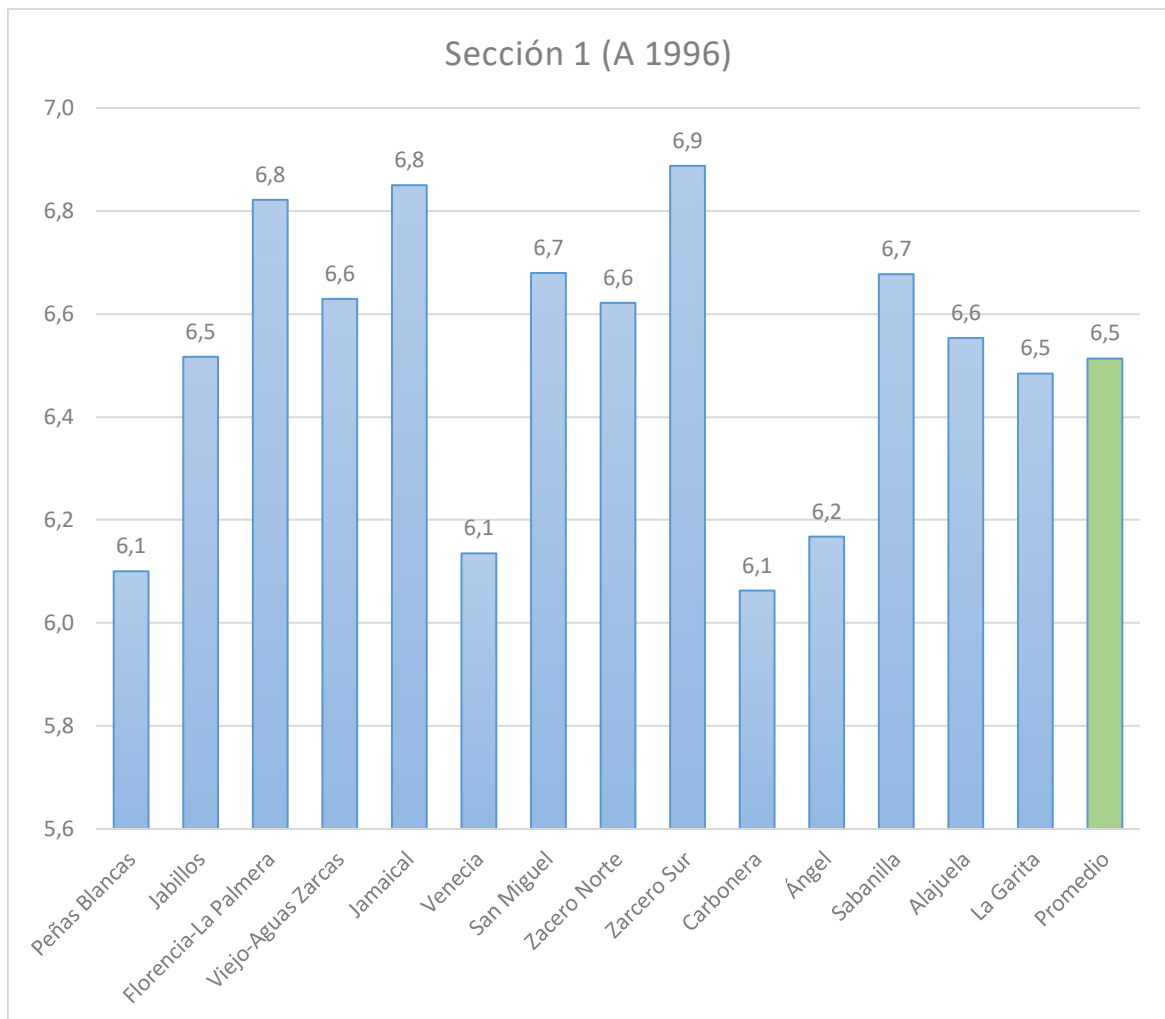


Figura 36: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Noroeste (1) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).

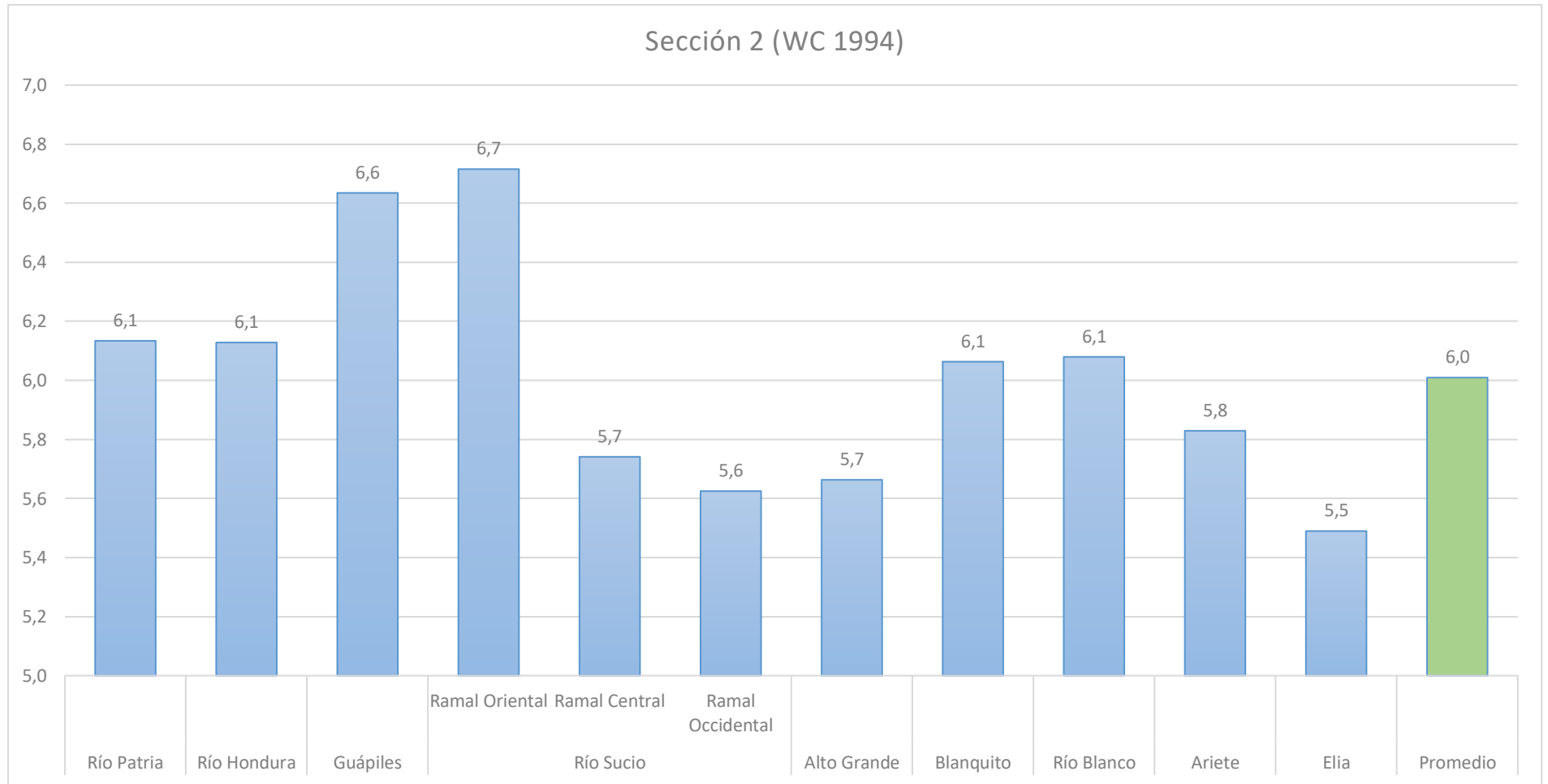


Figura 37: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Norte (2) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).

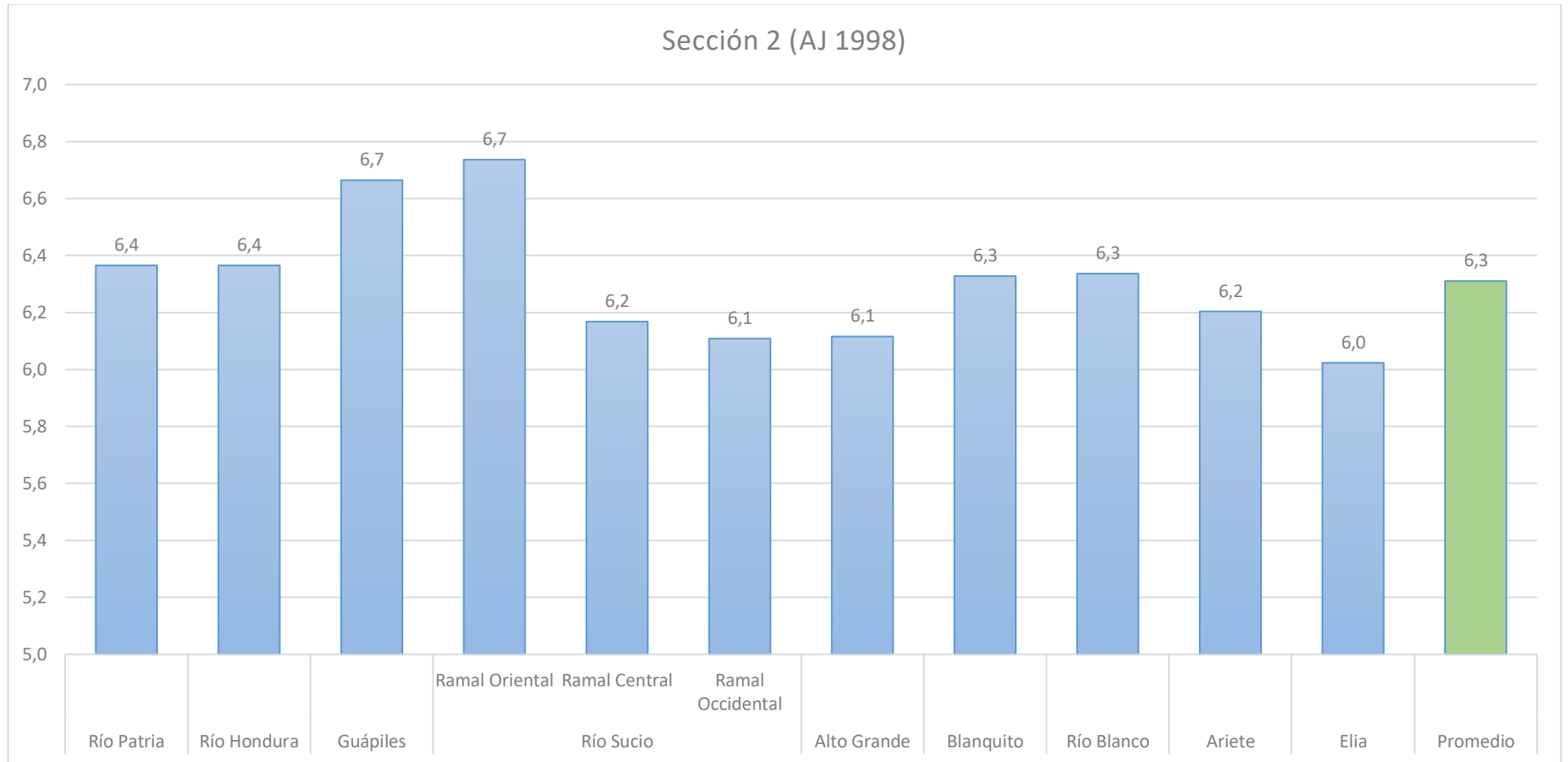


Figura 38: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Norte (2) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).

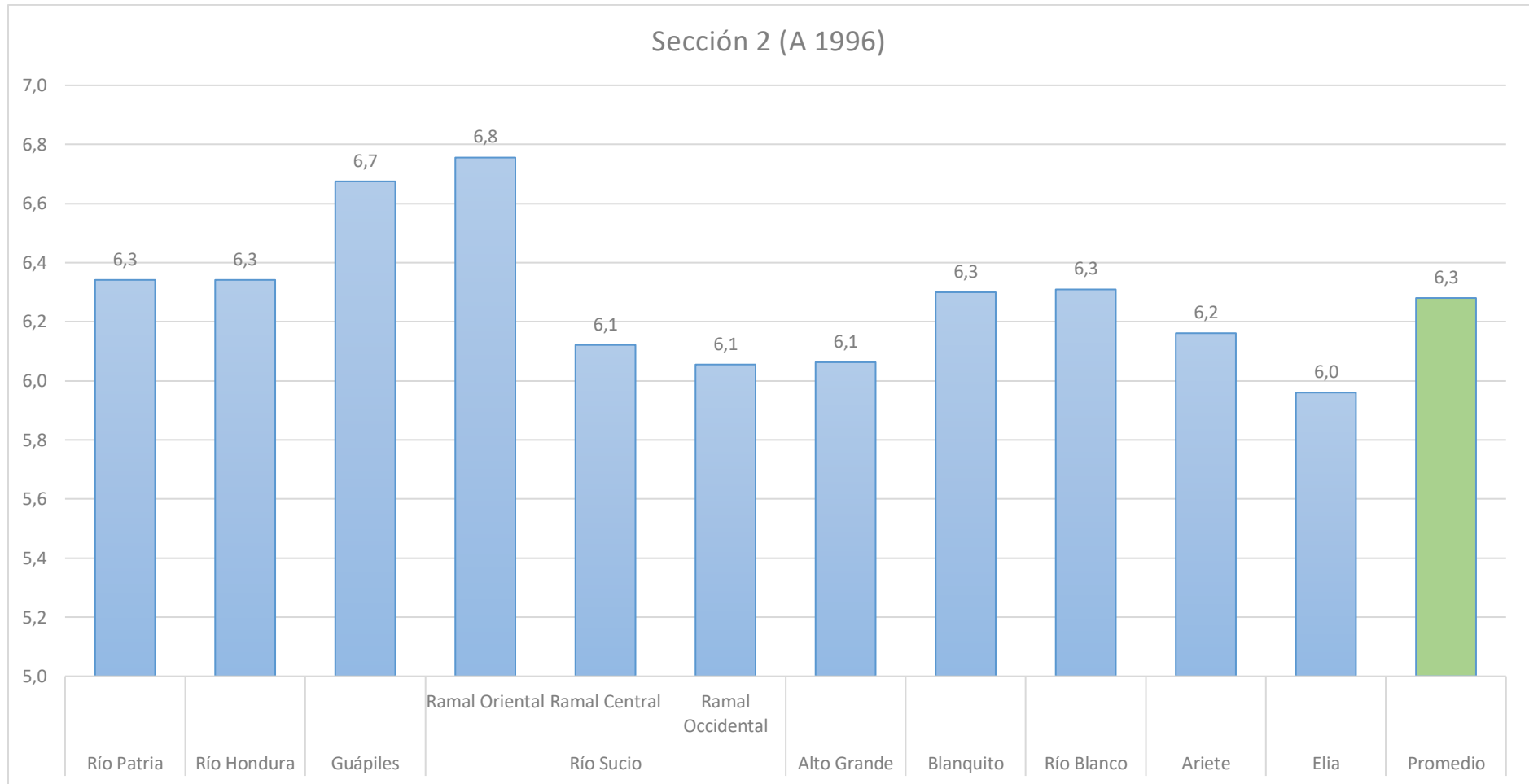


Figura 39: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Norte (2) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).

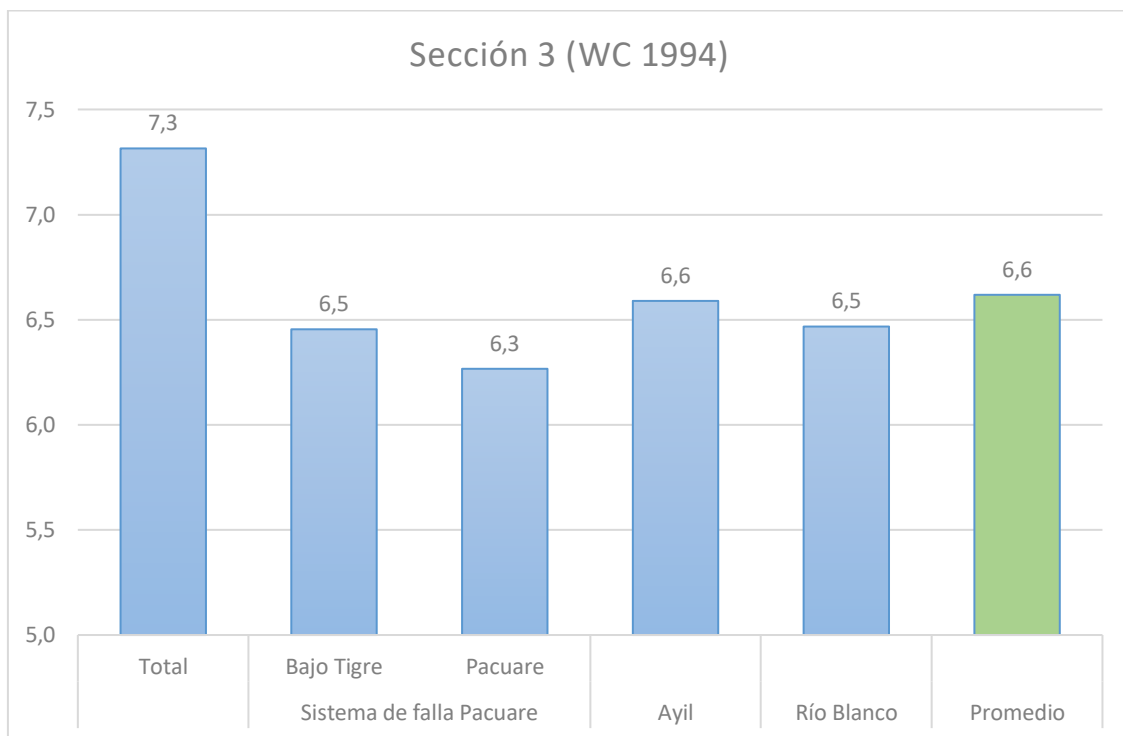


Figura 40: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Este (3) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).

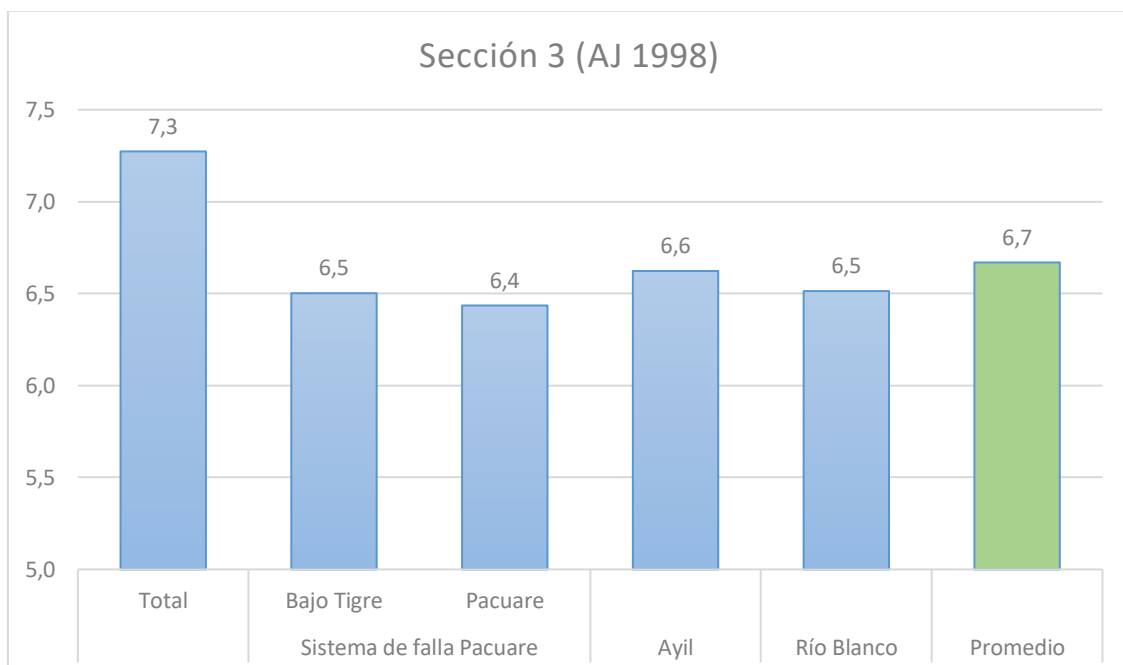


Figura 41: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Este (3) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).

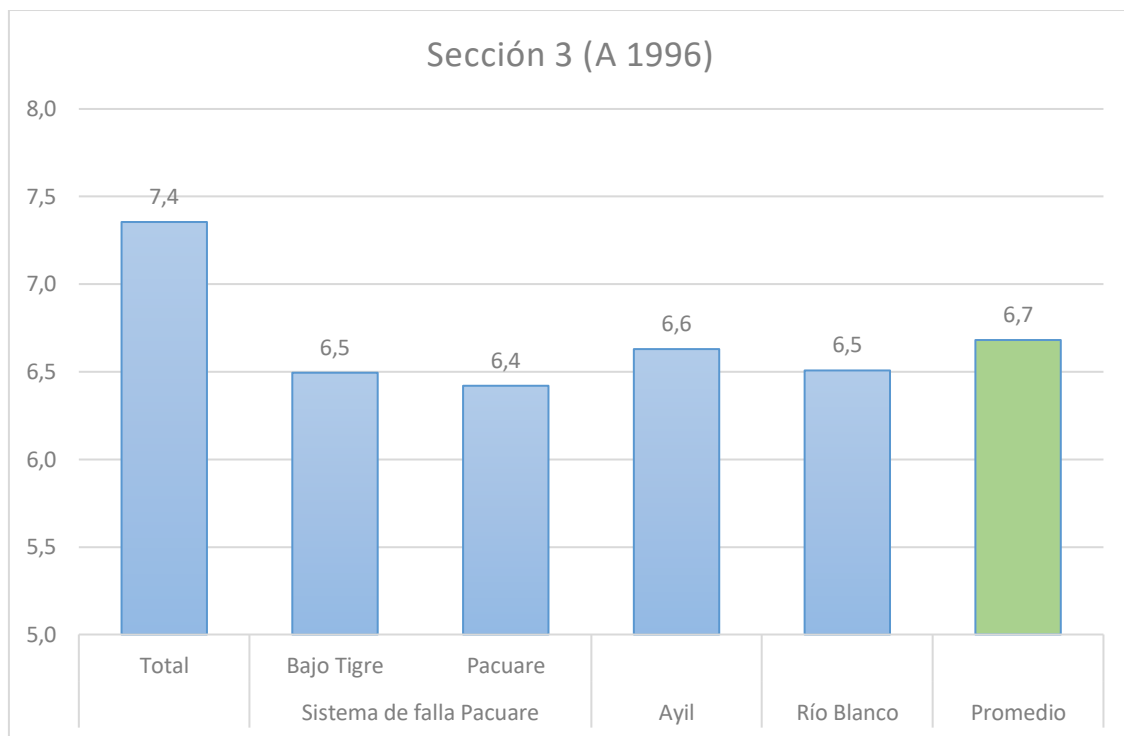


Figura 42: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Este (3) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).

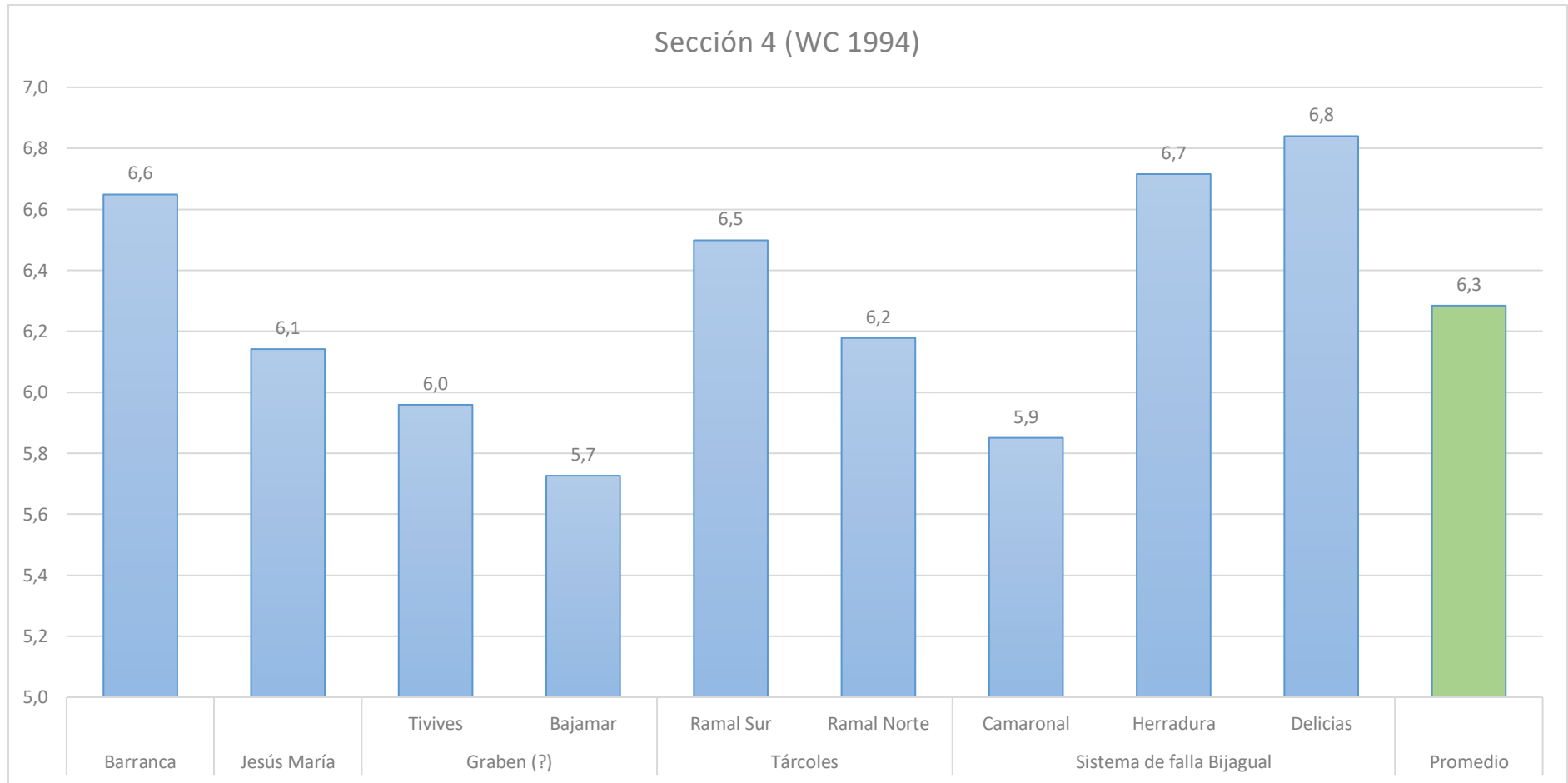


Figura 43: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Suroeste (4) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).

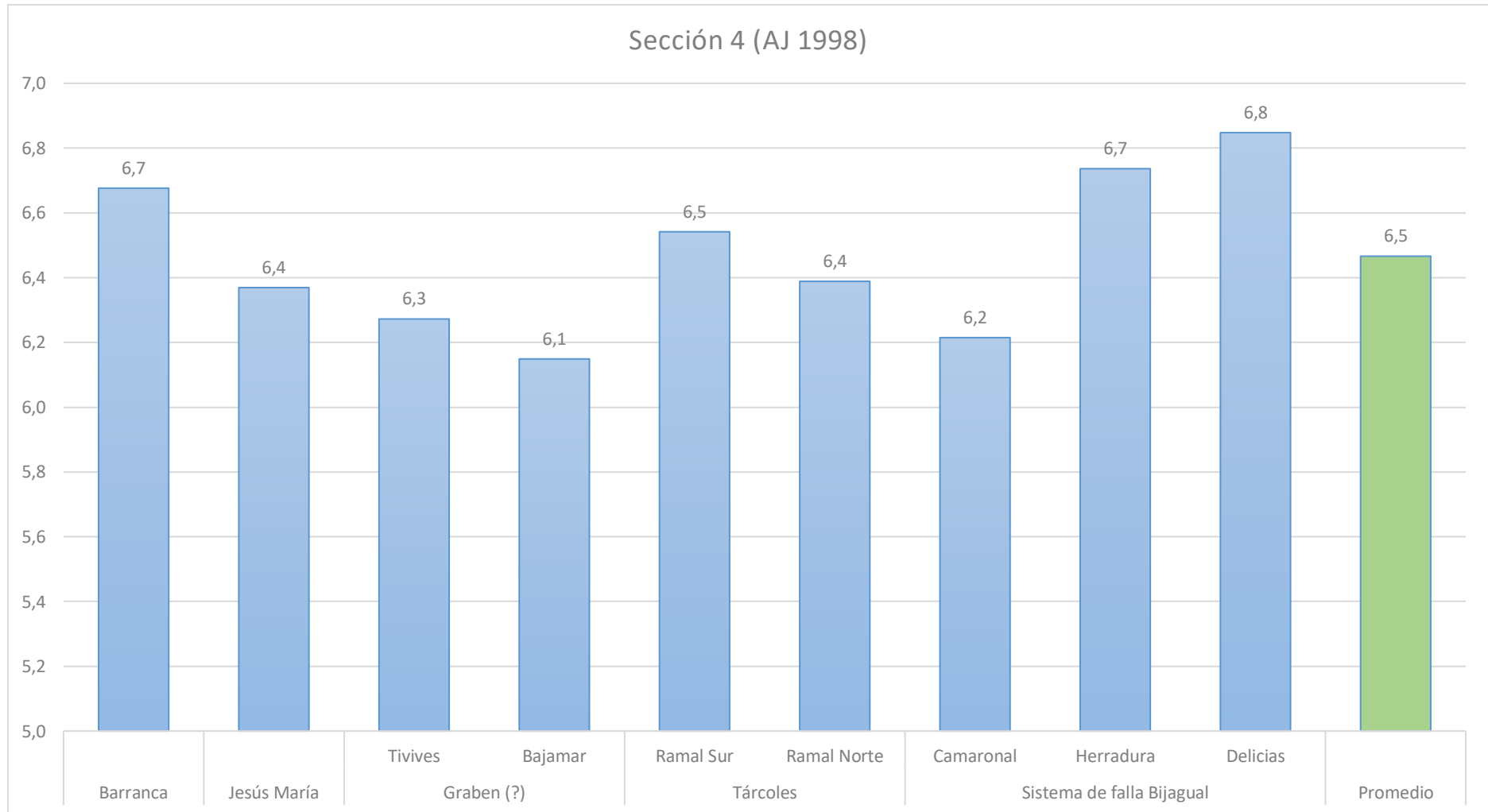


Figura 44: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Suroeste (4) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).

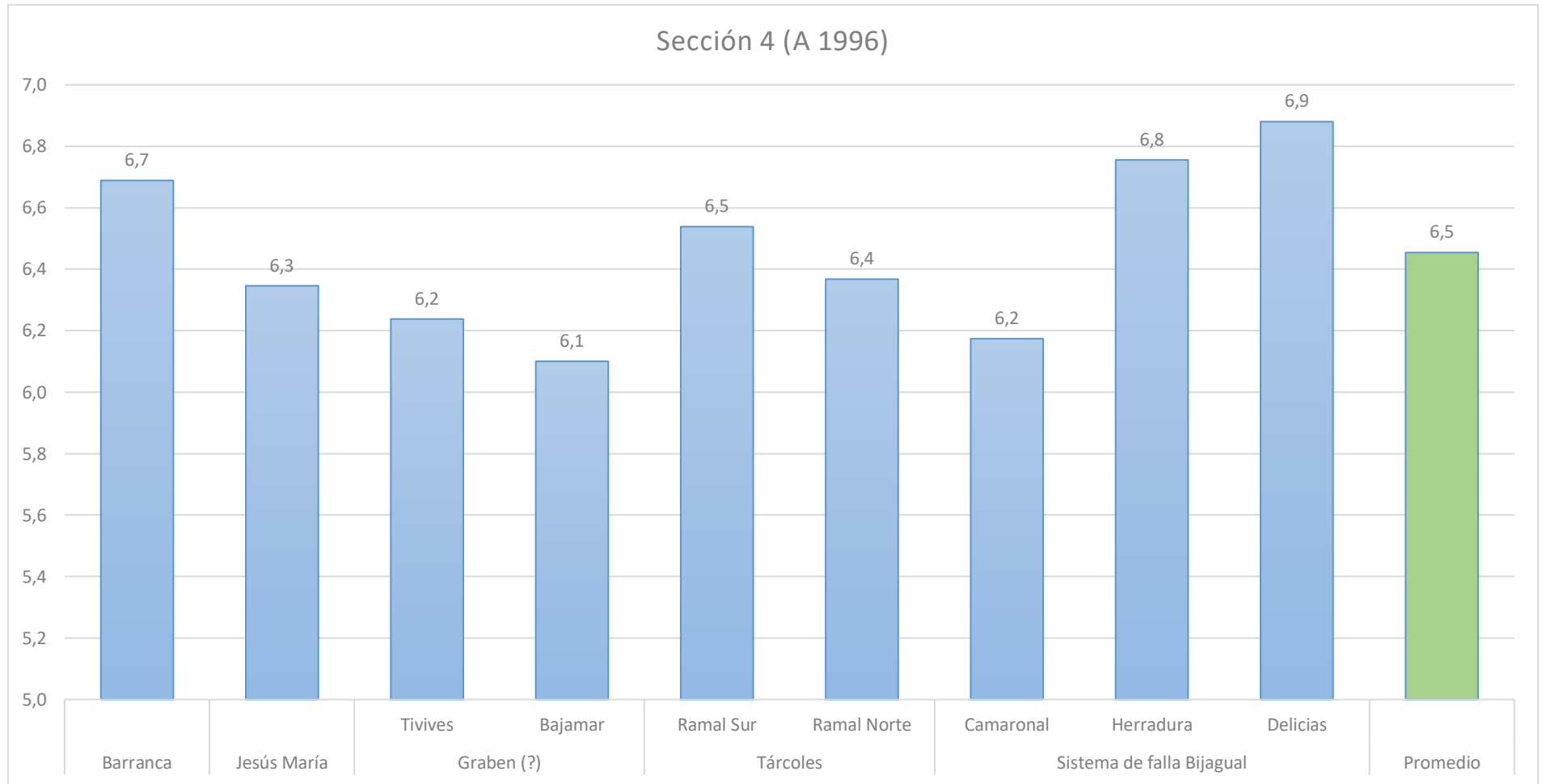


Figura 45: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Suroeste (4) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).

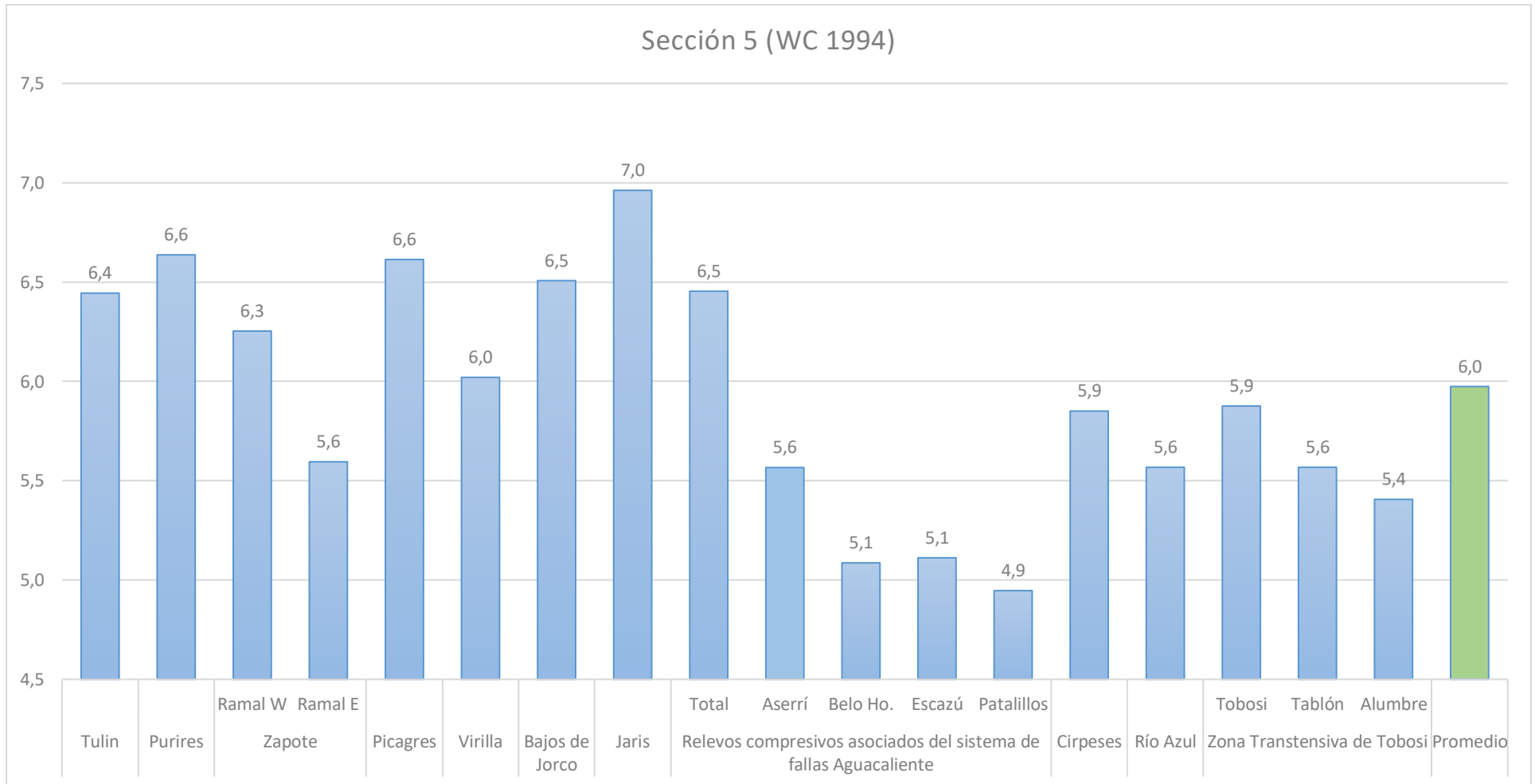


Figura 46: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).

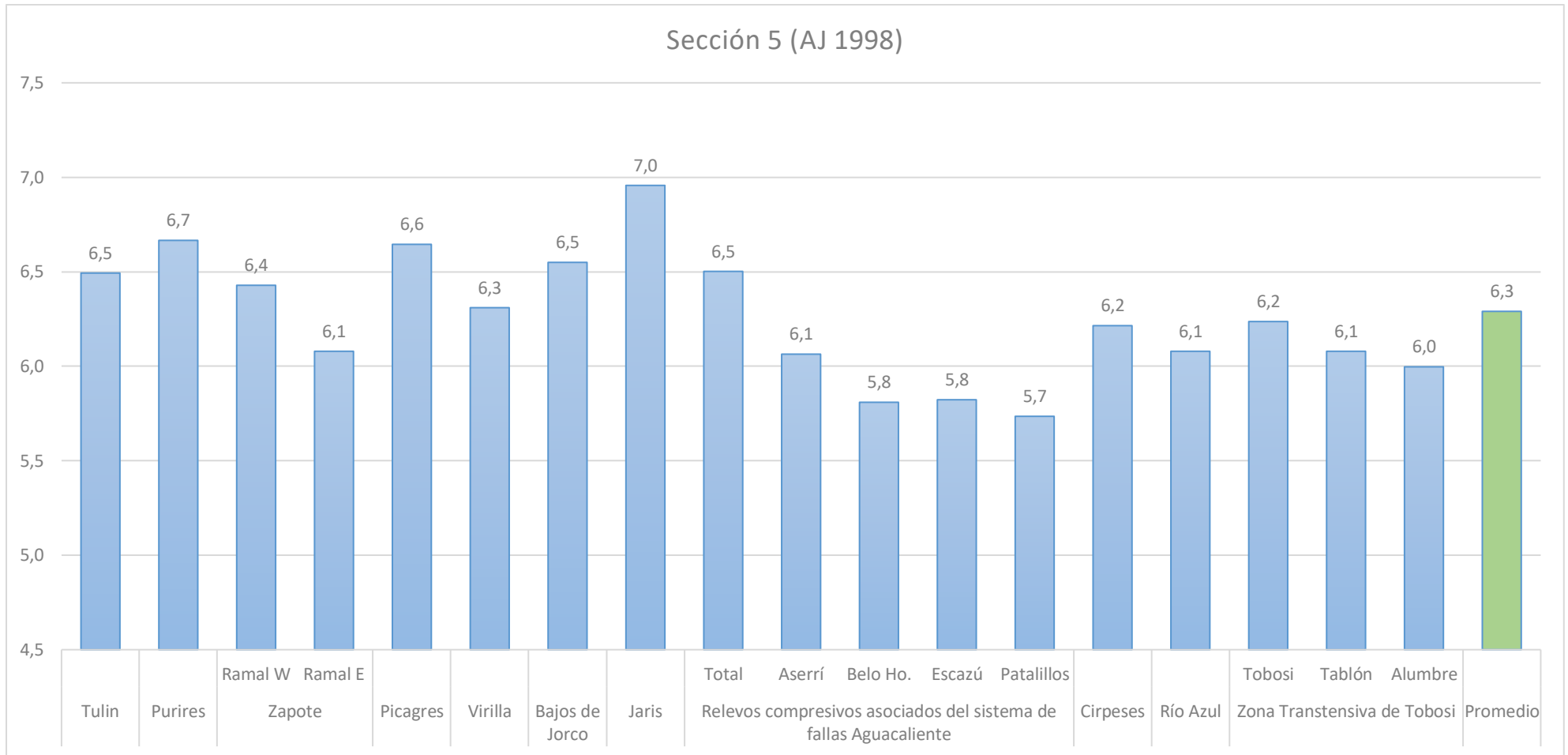


Figura 47: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Oeste (5) del CDCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).

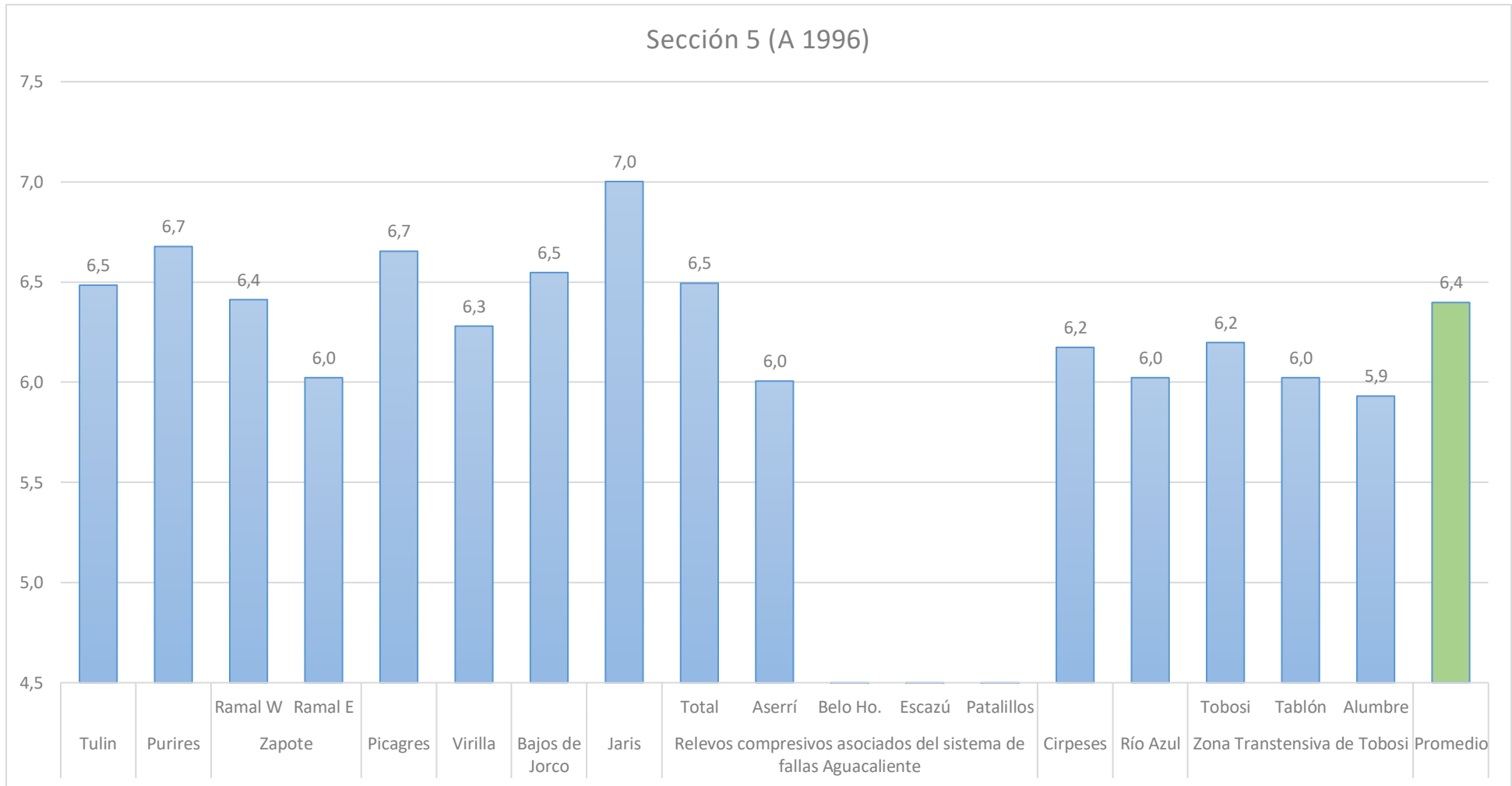


Figura 48: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Oeste (5) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).

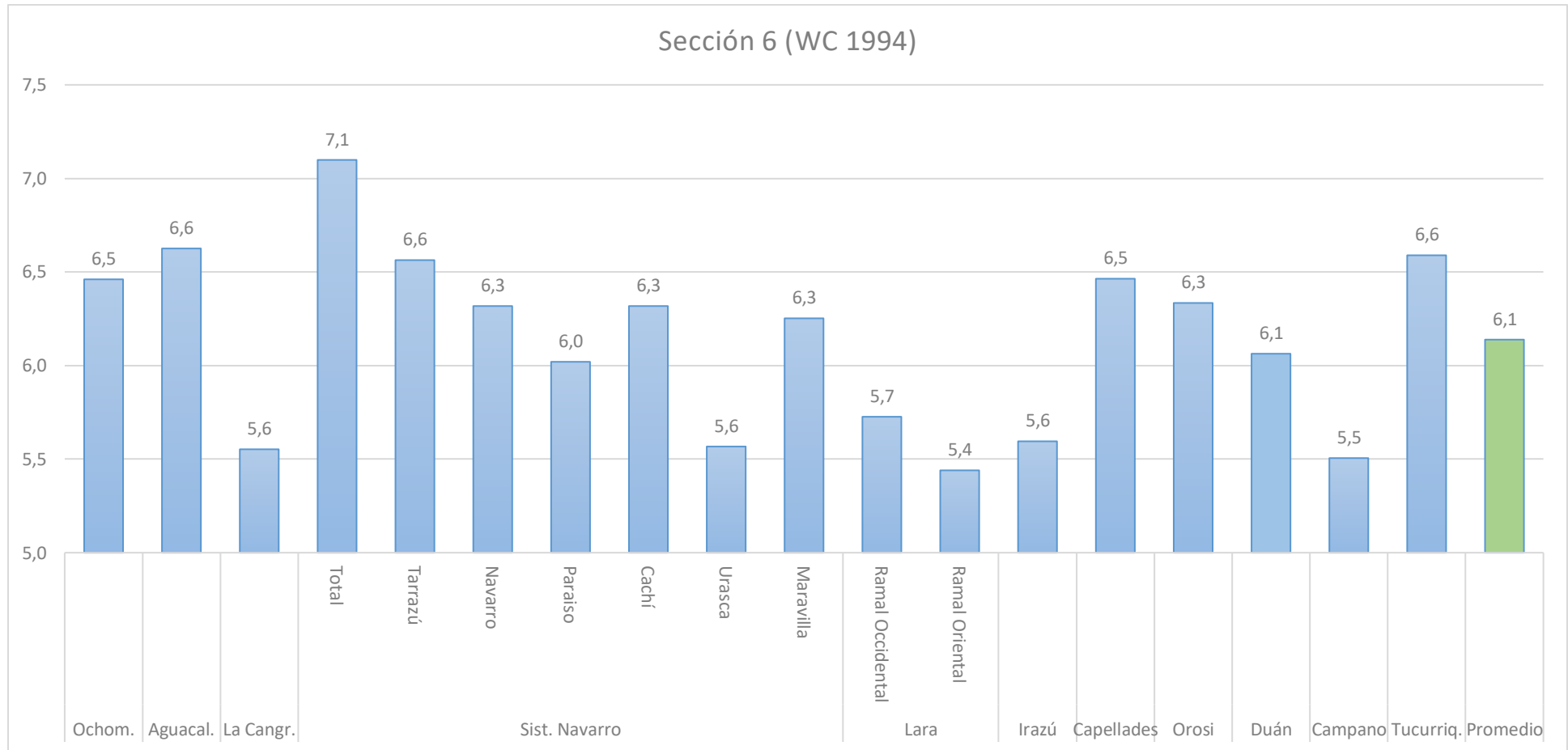


Figura 49: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central (6) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).

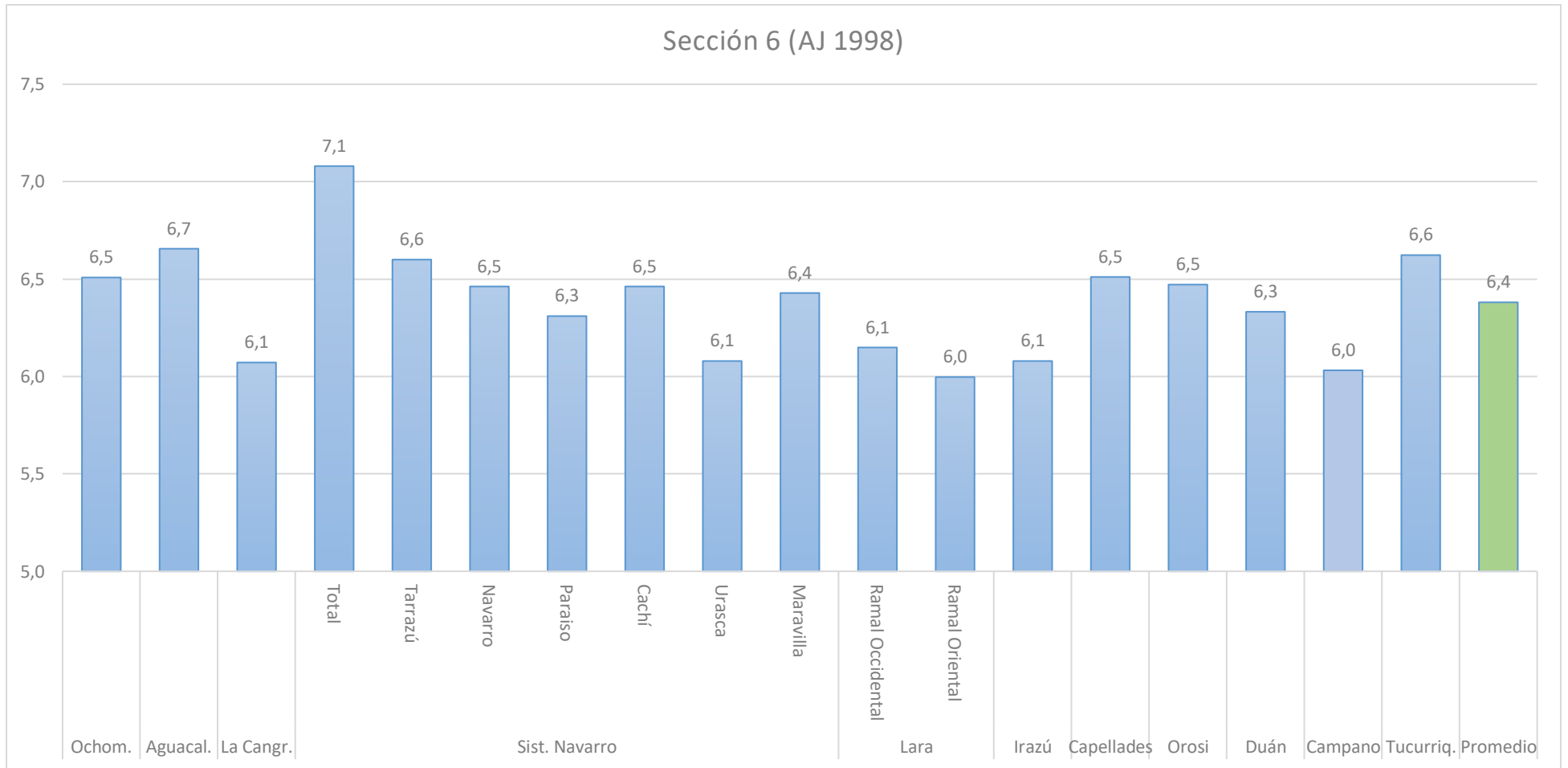


Figura 50: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central (6) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).

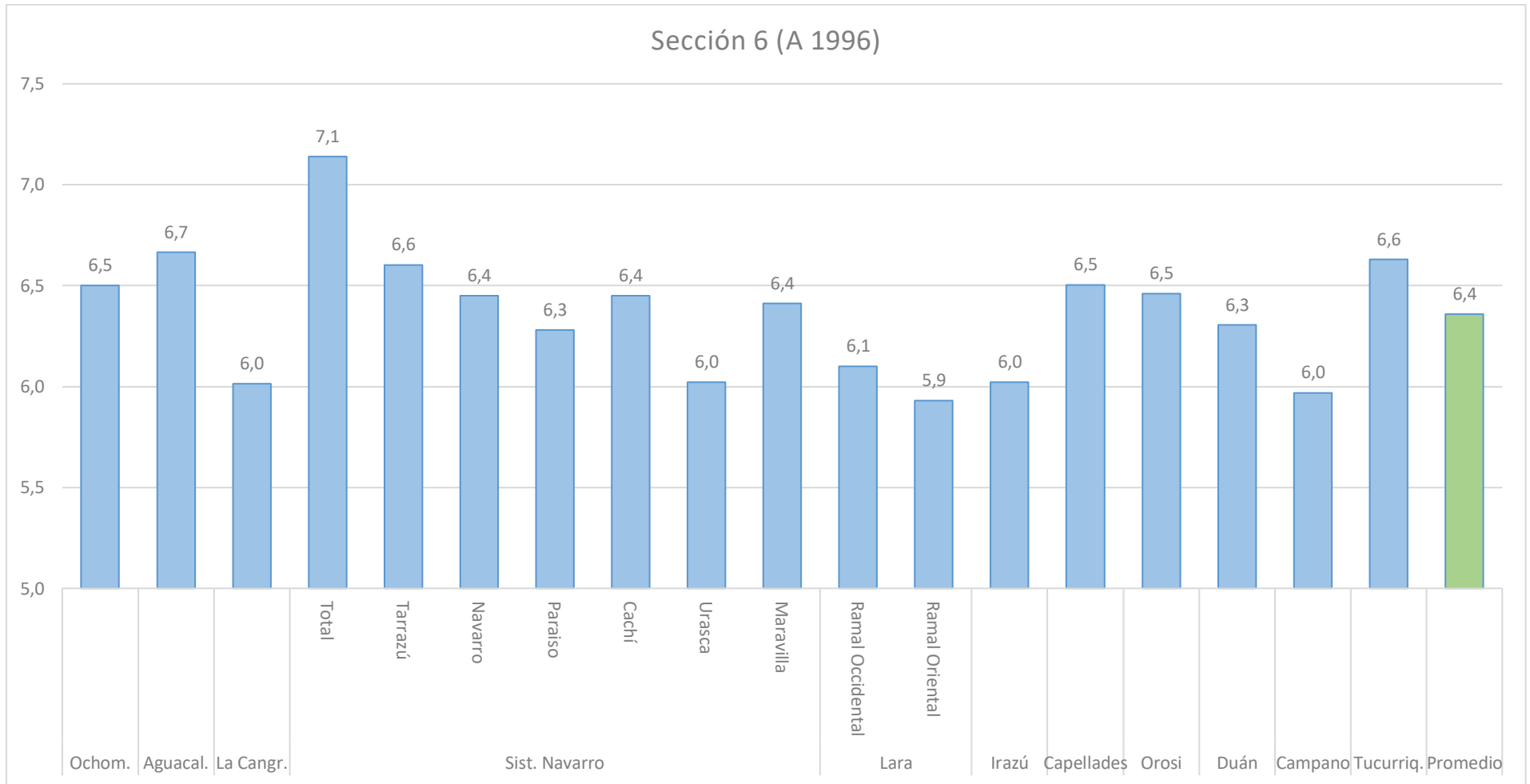


Figura 51: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central (6) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).

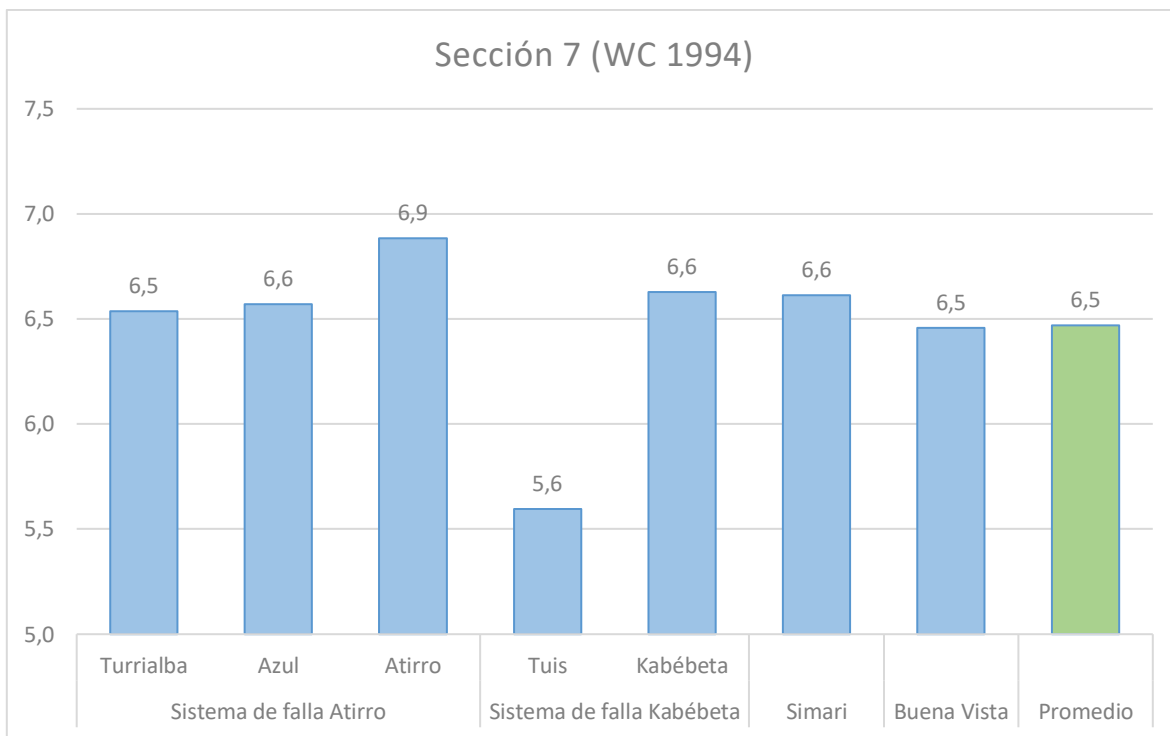


Figura 52: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Este (7) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).

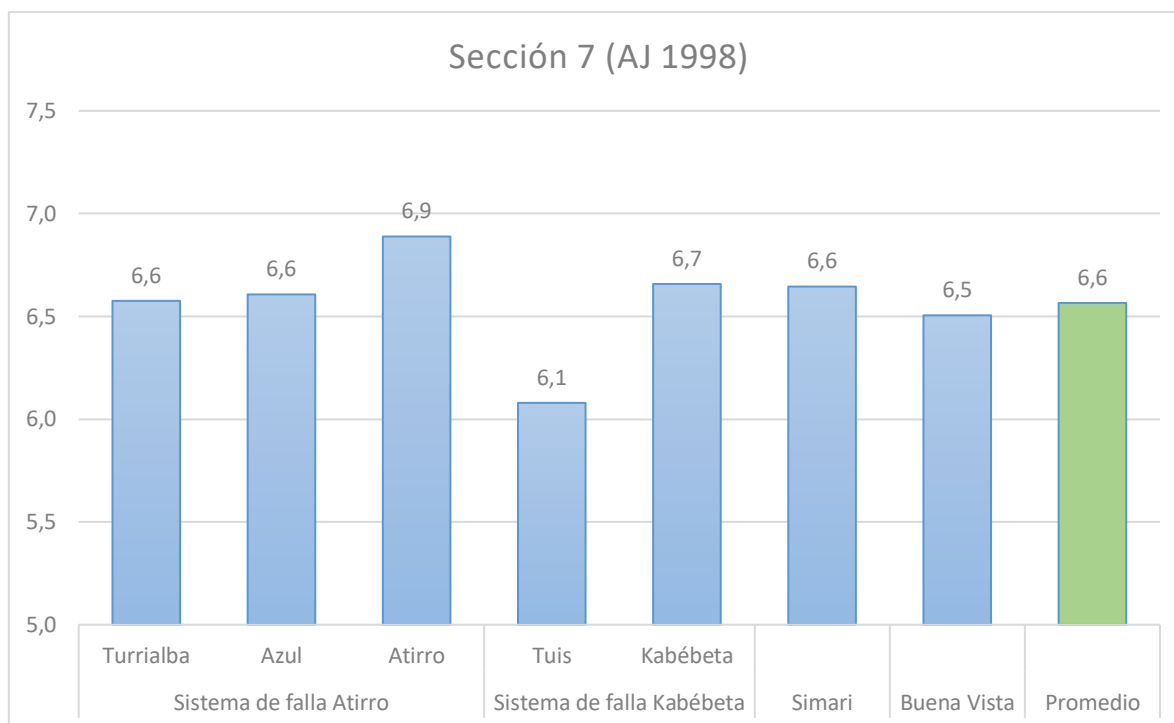


Figura 53: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Este (7) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).

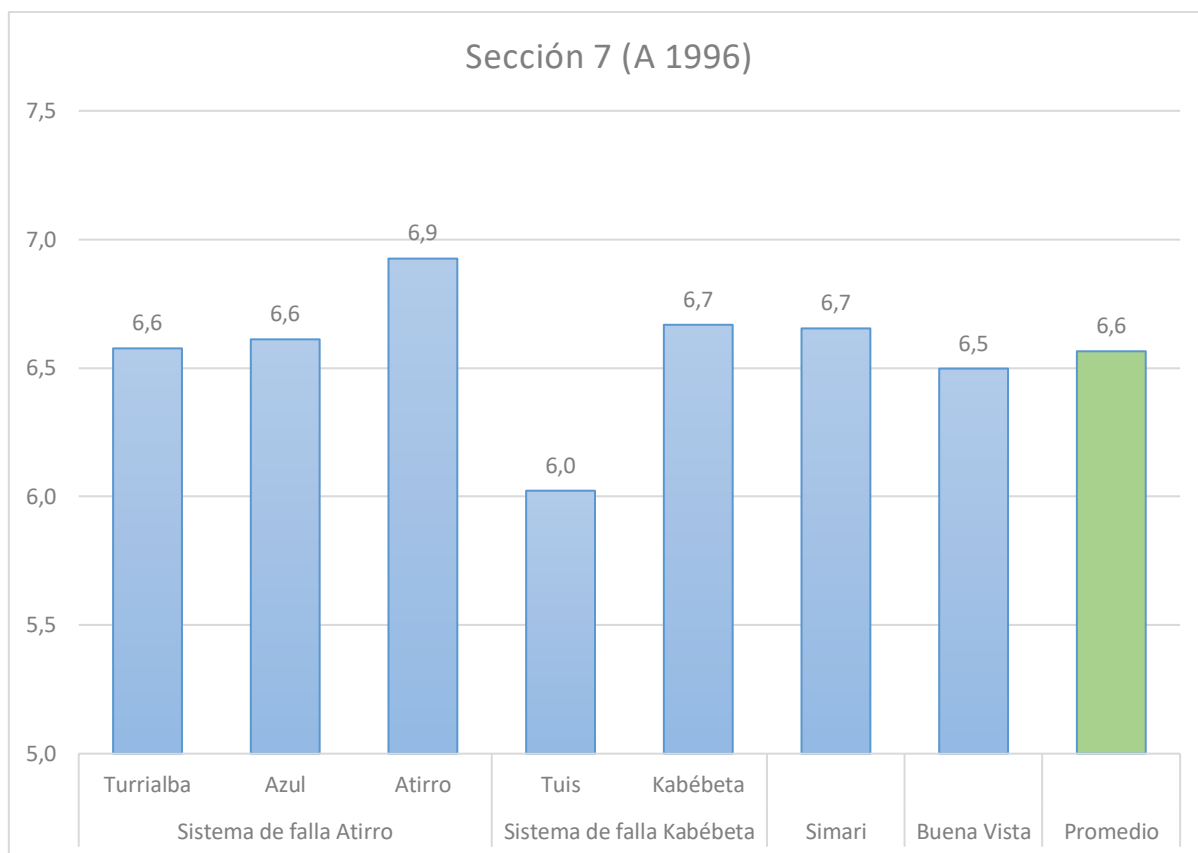


Figura 54: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Central Este (7) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).

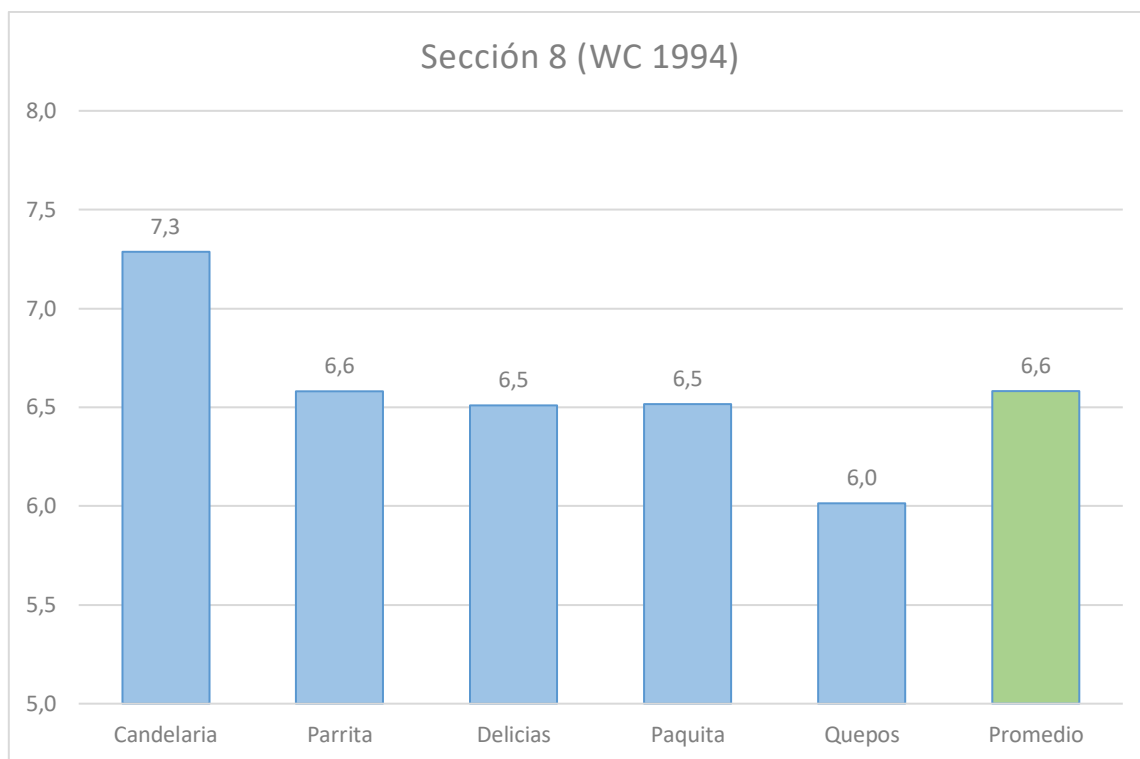


Figura 55: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Sur (8) del CDCCR, según la relación de Wells & Coppersmith (1994).

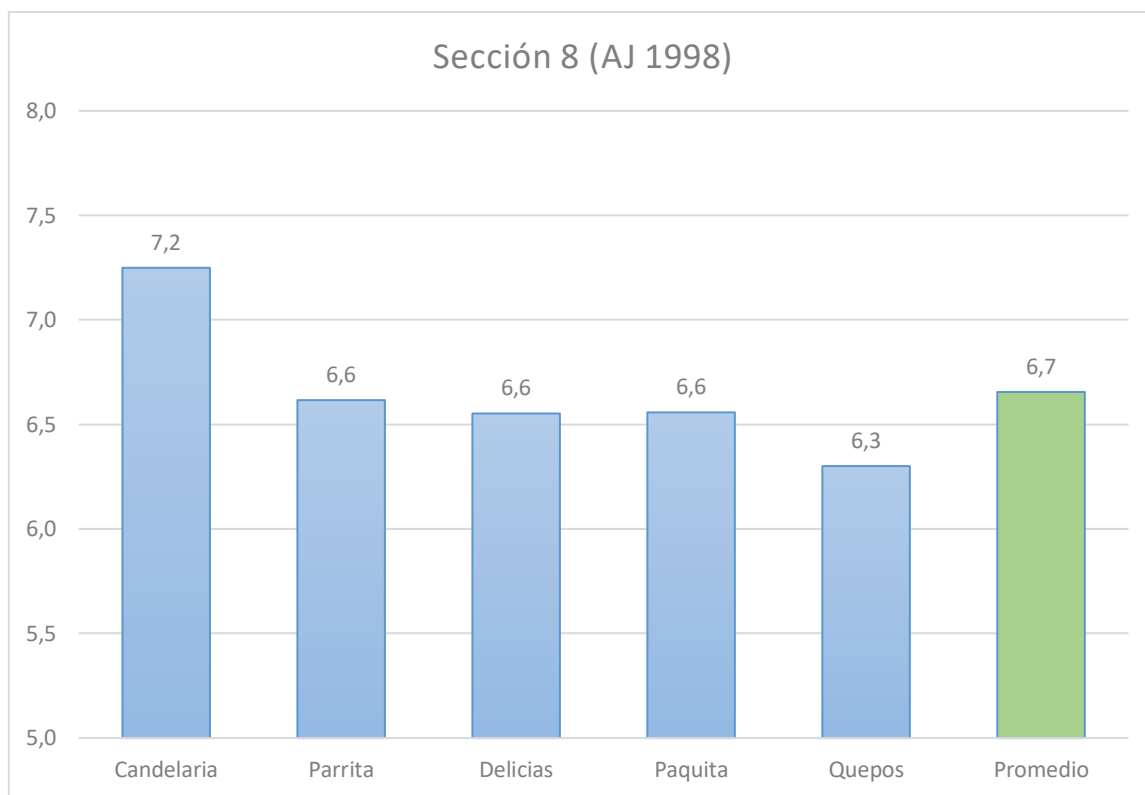


Figura 56: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Sur (8) del CDCCR, según la relación de Ambraseys & Jackson (1998).

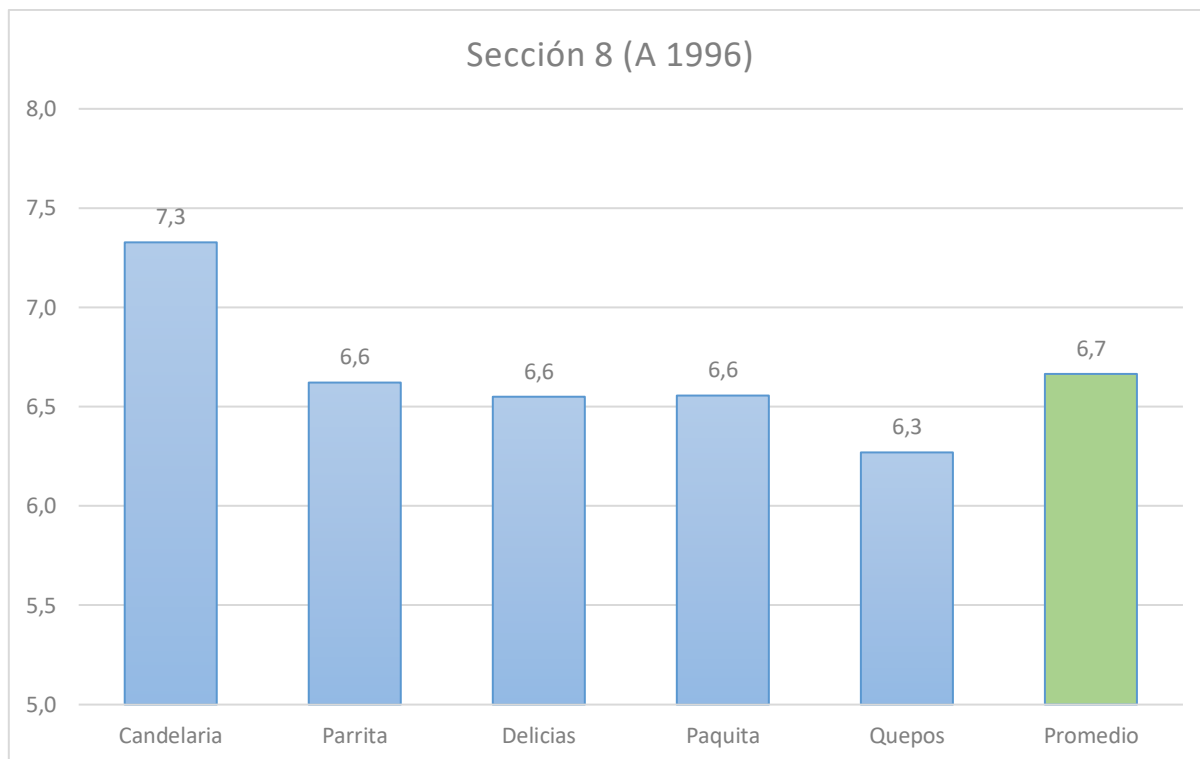


Figura 57: Gráfico de barras para el potencial sísmico de las fallas de la Sección Sur (8) del CDCCR, según la relación de Anderson et al. (1996).

Cuadro 35: Cálculo del potencial sísmico según la relación de Anderson et al., (1996) que contempla la tasa de deslizamiento como parámetro. El cálculo fue realizado sólo para aquellas fallas que presentaban estimaciones de su tasa de movimiento.

| Sección | Falla | Longitud | Tasa de desl. | A 1996 | | |
|--------------|----------------------|--|--|--|--|-----------------------|
| Noroeste | Peñas Blancas | 7 ¹ | 0.25 - 1 ¹⁷ | 6,2-6,1 ¹⁷ | - | - |
| | Jabillos | 16 ¹ | 0.25 - 1 ¹⁷ | 6,6-6,5 ¹⁷ | - | - |
| | Viejo - Aguas Zarcas | 20 ^{1,2} | 0,5 - 0,7 ¹⁷ | 6,7 ¹⁷ | - | - |
| | San Miguel | 24,9 ² | 2 - 4 ¹⁷ | 6,7-6,6 ¹⁷ | - | - |
| | Alajuela | 20,8 ² | 1 ¹⁷ ; 10 ¹⁸ | 6,6 ¹⁷ | 6,4 ¹⁸ | - |
| | La Garita | 15 ¹ | 0,025 ¹⁹ | 6,8 ¹⁹ | - | - |
| Norte | Guápiles | 21,9 ⁴ | 0,2 - 1 ¹⁰ ; 0,5 ²⁰ | 6,8-6,7 ¹⁰ | 6,7 ²⁰ | - |
| | Alto Grande | 9 ⁶ | <1 ¹⁰ | >6,2 ⁶ | - | - |
| | Blanquito | 11 ⁴ | 1 ¹⁰ | 6,3 ⁴ | - | - |
| Este | Siquirres-Matina | 50 ¹ | <1 ¹⁰ ; 0,5 ²⁰ ; 1 - 3 ²¹ | 7,1 ¹⁰ | 7,2 ²⁰ | 7,1-7,0 ²¹ |
| | Guácimo | 29 ¹ | <1 ¹⁰ ; 0,5 ²⁰ ; 1 - 3 ²¹ | 6,8 ¹⁰ | 6,9 ²⁰ | 6,8-6,7 ²¹ |
| Suroeste | Barranca | 22,5 ¹ | 1 ¹⁹ | 6,7 ¹⁹ | - | - |
| | Jesús María | 11,4 ¹ | 0,1 ¹⁹ | 6,5 ¹⁹ | - | - |
| | Tivives | 12,9 ¹ | 0,03 - 0,14 ¹⁹ | 6,7-6,6 ¹⁹ | - | - |
| | Bajamar | 7 ¹ | 0,03 - 0,14 ¹⁹ | 6,4-6,3 ¹⁹ | - | - |
| | Tárcoles | 16,7 ¹ Ramal sur 11,9 ¹ Ramal norte | <1 ¹⁰ ; 0,25 ¹⁹ | >6,5 ¹⁰ >6,4 ¹⁰ | 6,7 ¹⁹ 6,5 ¹⁹ | - |
| Central | Aguacaliente | 21,5 ¹² | 0,15 - 0,20 ¹⁷ | 6,8 ¹⁷ | - | - |
| | Maravilla | 13 ²⁶ | 1-5 ¹⁰ , 13 ⁶ | 6,4-6,3 ¹⁰ | 6,2 ⁶ | - |
| | Lara | 7 ¹³ Ramal Oeste, 5 ¹³ Ramal Este | 1 - 5 ¹⁰ | 6,1-6,0 ¹⁰ 5,9-5,8 ¹⁰ | - | - |
| | Irazú | 6 ⁶ | 0,2 - 0,4 ¹⁷ | 6,2-6,1 ¹⁷ | - | - |
| | Capellades | 20 ¹² | 0,5 - 1,1/3 ¹² | 6,7-6,6/6,5 ¹² | - | - |
| | Turrialba | 18 ⁶ | 10 ⁵ | 6,4 ⁵ | - | - |
| Central Este | Atirro | 36 ⁴ | 1 ²¹ | 6,9 ¹ | - | - |
| Sur | Parrita | 19,7 ¹ | 0,6 ³⁰ ; 0,7 ²⁵ | 6,7 ^{30; 25} | - | - |