

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

Caracterización Geofísica y Neotectónica de la Falla Cote, Costa Rica

Tesis para optar por el grado académico de Licenciada en Geología

GEÓL. JOHANNA PAMELA CAMACHO GARBANZO

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

San Pedro de Montes de Oca

Enero, 2015

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


Caracterización Geofísica y Neotectónica de la Falla Cote-Arenal, Costa Rica.

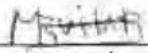
Por:

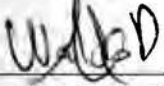
Johanna Pamela Camacho Garbanzo

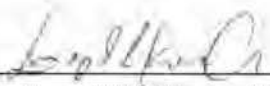
Tesis sometida y aceptada por el tribunal del trabajo final de graduación como requisito para optar por el grado académico de licenciada en geología


Tribunal Examinador



Dr. Guillermo E. Alvarado Induni
Director de Tesis


Lic. Miguel Ávila Ballar
Codirector de Tesis


M.Sc. Waldo Taylor Castillo
Codirector de Tesis


Dr. Lepolt Linkimer Abarca
Lector de Tesis


Dr. Javier Trejos Zelaya
Decano, Facultad de Ciencias
Presidente del tribunal


Johanna Pamela Camacho Garbanzo
Candidata

Dedicatoria

A Dios, a mis padres y a mi abuela, quienes siempre estuvieron presentes
en mis logros académicos; pues, como dice un amigo:

"Las mamás y los papás buenos,
Como los que me tocó en suerte,
Son las alas para alcanzar los sueños más altos"
(Giovanni Peraldo Huertas)

La libertad, Sancho, es uno de los más preciosos dones que a los hombres dieron los cielos;
con ella no pueden igualarse los tesoros que encierran la tierra y el mar:
por la libertad, así como por la honra, se puede y debe aventurar la vida.

Miguel de Cervantes Saavedra
(1547-1616)
Escritor español

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Guillermo Alvarado Induni, por ser mi ayuda y guía como director, además, agradezco la confianza que depositó en mi persona para la elaboración de esta investigación, lo mismo que a los demás asesores de tesis, M.Sc. Waldo Taylor Castillo y al Lic. Miguel Ávila Ballar, por sus valiosos aportes y recomendaciones; así como a los demás miembros, por su importante colaboración y sus observaciones.

A Allan López, a los geólogos españoles que nos acompañaron en algunas giras de campo de la zona: José Miguel Azañón, Guillermo Booth, Isabel Sánchez y Antonio Azor.

A Alberto Vargas, por su instrucción en los diferentes programas de sistemas de información geográfica que aprendí a usar para la elaboración de casi todas las figuras y al personal de gestión ambiental; a Joaquín Méndez, Alfonso Garita, Oscar Barrientos y Héctor Esquivel, por su ayuda también en SIG. A Dagoberto Herrera, Guillermo Lezama, Diego Badilla, Álvaro Climent, Rafael Barquero, Henriette Bakkar, por sus valiosos aportes.

A los topógrafos, Marcelo Avendaño y Katherine Calvo y demás equipo de trabajo y a todo el personal participante en el trabajo de campo: Arturo Ramos, Otilio García, Helbert Castillo, Orlando Agüero, Carlos Vargas, Dagoberto Boniche y Francisco Arias.

A mis compañeros de trabajo, Ronald Brenes, Maureen Bonilla e Iván Monge, así como al personal y colegas de la Escuela Centroamericana de Geología, Manrique Azofeifa, Clarita Fernández y Patrick Durán.

Igualmente, al Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), por su apoyo bibliográfico y a Alexander Solís, Luis Fernando Barrantes y Diego Arguello, por su apoyo en el permiso de utilización de la información, ya que sin eso no se hubiera podido presentar esta tesis.

Se agradece también a los dueños y cuidadores de propiedades, donde se realizaron los diferentes perfiles de magnetometría y resistividad eléctrica, como el señor Mingue Flaqué, Don Danilo Alvarado y Josefa Espinoza, Carlos Pérez, Jim Harvey y Benjamín Piza, en los alrededores del Lago Cote, a Felipe Flores Varela y al señor Claudio Esquivel en La Unión de Arenal. Gartner Pérez, Gloria y Britt Kelley, a Michelle Clontier McAuslen y Luis Araya Cordero en el sitio llamado Macadamia.

Finalmente mi agradecimiento a todas las personas que de una forma u otra colaboraron para finalizar esa tesis, a mi familia y a Dios.

TABLA DE CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	iv
TABLA DE CONTENIDO	v
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
ÍNDICE DE CUADROS	xii
SIGLAS Y ABREVIATURAS UTILIZADAS	xiii
ALGUNA TERMINOLOGÍA IMPORTANTE	xiv
RESUMEN	xvii
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	18
1.1. JUSTIFICACIÓN	18
1.2. OBJETIVOS	19
1.2.1. Objetivo general	19
1.2.2. Objetivos específicos	19
1.3. UBICACIÓN GEOGRÁFICA	19
1.4. METODOLOGÍA	22
1.5. ANTECEDENTES	26
Capítulo 2. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA REGIONAL	33
2.1. CONTEXTO TECTÓNICO REGIONAL Y ALGUNAS ESTRUCTURAS MORFOTECTÓNICAS IMPORTANTES	33
2.1.1. Falla Chiripa	36
2.1.2. Falla Río Chiquito	37
2.1.3. Laguna Cote	37
2.1.4. Graben Arenal	38

2.2. ESTRATIGRAFÍA	38
2.2.1. Formación Venado.....	40
2.2.2. Grupo Aguacate	40
2.2.3. Formación Bagaces.....	41
2.2.4. Formación Monteverde.....	42
2.2.5. Vulcanismo del Pleistoceno: Tenorio	43
2.2.6. Tefrostratigrafía del volcán Arenal.....	43
Capítulo 3. INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA DE LA FALLA COTE.....	46
3.1. RESISTIVIDAD ELÉCTRICA	46
3.1.1. PERFIL PE-CA1.....	49
3.1.2. PERFIL PE-CA2.....	54
3.1.3. PERFIL PE-CA3.....	58
3.2. MAGNETOMETRÍA	64
3.2.1. PERFIL PM-CA1	69
3.2.2. PERFIL PM-CA2	71
3.2.3. PERFIL PM-CA3	73
3.3. MAGNETOTELÚRICA.....	76
3.3.1. PERFIL PMT-CA1	78
3.3.2. PERFIL PMT-CA2	79
3.4. BATIMETRÍA	84
3.4.1. PERFIL PBT-LC1	85
3.4.2. PERFIL PBT-LC2	85
3.4.3. PERFIL PBT-LC3	85

3.4.4. PERFIL PBL-LC4	86
Capítulo 4. ESTRUCTURA, GEOMETRÍA Y MORFOTECTÓNICA ASOCIADA A LA FALLA COTE	90
4.1. FALLA COTE	91
4.1.1. Descripción morfotectónica.....	92
4.2. LAGUNA COTE (¿Cráter de explosión o laguna tectónica?).....	99
4.3. COMENTARIOS SOBRE EL ÁREA DEL GRABEN ARENAL.....	104
Capítulo 5. SISMICIDAD ASOCIADA.....	109
5.1. SISMICIDAD HISTÓRICA	110
5.1.1. Sismo del 24 de agosto de 1853.....	111
5.1.2. Sismo del 10 de octubre de 1911	113
5.1.3. Sismo del 14 de abril de 1973.....	116
5.2. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD 1853-2014	120
5.2.1. ALGUNOS MECANISMOS FOCALES DE LA ZONA	127
5.2.2. POTENCIAL SÍSMICO Y FRECUENCIA DE OCURRENCIA SÍSMICA DE LA FALLA COTE	132
Capítulo 6. CONCLUSIONES	136
Capítulo 7. REFERENCIAS.....	141
Capítulo 8. ANEXOS	154

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1. Ubicación del área de estudio, localizada entre las cordilleras volcánicas de Guanacaste y Tilarán, parte norte del lago Arenal, tomando parte de las hojas cartográficas Arenal (donde se encuentra la mayor extensión de la traza de la falla) y otra parte de la hoja Tilarán y Fortuna.	21
Fig. 1.2. Extracto del mapa sobre el estudio geológico de la región de Guanacaste donde se observa la falla llamada Arenal. Fuente: Dengo, 1962.....	27
Fig. 1.3. Extracto del mapa geológico de Costa Rica, 1:700 000. Fuente: Dóndoli et al., 1968.	28
Fig. 1.4. Mapa de fallas y sismos asociados de la zona. Fuente: Taylor, 2008.	31
Fig. 1.5. Mapas morfotectónicos de la zona, mostrando diferentes propuestas de la falla realizadas por estudios del ICE. A. Mapa fotoestructural del área Proyecto Arenal (ICE, 1972). B. Mapa morfoestructural del área Proyecto Arenal (ICE, 1972). C. Mapa morfoestructural de Tilarán-Arenal (Ramírez, 1973). D. Mapa morfoestructural simplificado de los alrededores del lago Arenal (Alvarado, 1989). La línea punteada indica el área de estudio del mapa respectivo y las líneas rojas corresponden el fallamiento propuesto por cada uno de los autores.	32
Fig. 2.1. Marco neotectónico de Costa Rica y alrededores. Se muestran las diferentes placas que interactúan en la región. Fuente: Montero, 2000.	33
Fig.2.2. Mapa morfotectónico de Costa Rica y morfología del fondo oceánico frente a sus costas. Fuente: Modificado de von Huene et al., 1995.....	35
Fig.2.3. Mapa de Fallas asociadas a la zona. Fuente: Taylor, 2014.	36
Fig.2.4. Columna geológica regional. Fuente: Modificada de Bonilla et. al., 2008.....	39
Fig. 2.5. Columna tefroestratigráfica generalizada de las tefras de caída del volcán Arenal. Fuente: Modificado de Soto & Alvarado, 2006.....	44
Fig.2.6. Mapa geológico regional de los alrededores de la zona de estudio. Fuente: Tomado de Denyer & Alvarado, 2007.....	45

Fig. 3.1. Trabajo de campo realizado.....	47
Fig.3.2. Ubicación de los perfiles de resistividad eléctrica.	48
Fig. 3.3. Perfil Eléctrico Cote-Arenal 1.	49
Fig. 3.4. Anomalías presentes en el PE-CA-1.	52
Fig.3.5. Modelado geofísico de resistividad eléctrica para el perfil PE-CA1	53
Fig. 3.6. Perfil Eléctrico Cote-Arenal 2.....	54
Fig.3.7. Anomalías presentes en el PE-CA-1.	56
Fig.3.8. Modelado geofísico de resistividad eléctrica del perfil PE-CA2.	57
Fig.3.9. Perfil Eléctrico Cote-Arenal 3.....	58
Fig.3.10. Anomalía presente en el PE-CA-3.	60
Fig.3.11. Modelado geofísico de resistividad eléctrica del perfil PE-CA3.	61
Fig.3.12. Correlación y ubicación de pozos disponibles en la zona.	63
Fig. 3.13. Magnetómetro utilizado en el campo.	66
Fig. 3.14. Ubicación de los perfiles de magnetometría.	67
Fig. 3.15. Forma de la anomalía magnética vertical a través de una falla.	68
Fig. 3.16. Perfil magnetométrico, Cote-Arenal 1.	70
Fig. 3.17. Mapa de ubicación de las zonas de anomalía del perfil 1, PM-CA1.....	71
Fig. 3.18. Mapa de ubicación de las zonas de anomalía del perfil 2, PM-CA2.....	72
Fig. 3.19. Mapa de ubicación de la zona de anomalía del perfil 3, PM-CA3.....	73
Fig. 3.20. Modelado geofísico de magnetometría.	75
Fig. 3.21. Mapa de ubicación de los perfiles de magnetotelúrica.....	77
Fig. 3.22. El equipo de magnetotelúrica utilizado en campo.....	78
Fig. 3.23. Modelado geofísico de magnetotelúrica para el perfil PMT-CA1 y PMT-CA2. .	82
Fig. 3.24. Falla estudiada y las anomalías conjuntas para los tres métodos anteriores.	83
Fig. 3.25. Ubicación de perfiles batimétricos realizados.	84
Fig. 3.26. Vista frontal e isométrica de la laguna Cote.....	87
Fig. 3.27. Vista de planta de la laguna Cote.	88
Fig. 3.28. Perfiles transversales y longitudinal de la laguna Cote.	89
Fig. 4.1. Interpretación morfotectónica de la falla Cote	94

Fig. 4.2. Patrones de drenaje asociados a la zona de estudio.....	95
Fig. 4.3. Algunas lagunas asociadas posiblemente al comportamiento extensional de los alrededores (las lagunas están ubicadas según el número en la Fig. 4.1.).....	96
Fig. 4.4. Algunas lomas de obturación (7) y de presión (8), asociadas a la falla Cote. (La ubicación de las lomas está indicada según los números correspondientes en la Fig. 4.1). .	97
Fig. 4.5. Mapa de elementos estructurales en los alrededores de Tenorio. Fuente: Modificado de ICE-ENEL, 1989.	100
Fig. 4.6. Posibles trincheras de falla (ubicadas según los números en la Fig. 4.1).....	101
Fig. 4.7. Se observa un valle de falla (VF) y los números del 1 al 5 indican, bermas de falla (BF).....	103
Fig. 4.8. Extracto del mapa neotectónico (Montero, 2000), que muestra diversas estructuras con nombres resumidos, entre ellas el Graben Arenal (GA), la falla Cote-Arenal (FC) , la falla Chiripa (FCH), el volcán Tenorio (VT), y el volcán Arenal (VA).....	104
Fig. 4.9. DEM regional mostrando la posición de los volcanes Arenal y el Chato en un profundo valle (ahora parcialmente ocupado por el lago Arenal), este lago podría tratarse de una estructura de pull-apart. Fuente: Tomado de Van Wyk de Vries et al., 2007.	105
Fig. 4.10. A. Mapa de sombras. B. interpretación de la falla Cote utilizando el elipsoide de deformación.	108
Fig. 5.1. Ubicación epicentral de los eventos históricos junto con el mecanismo focal asociado.	111
Fig. 5.2. Mapa morfoestructural simplificado de los alrededores del lago Arenal. Fuente: Modificado de Alvarado, 1989.	114
Fig. 5.3 .Mapa de intensidades para el terremoto del 10 de octubre de 1911.....	116
Fig. 5.4 .Mapa de principales daños ocurridos para el terremoto del 14 de abril de 1973. Fuente: Modificado de Plafker, 1973.	118
Fig. 5.5 .Mapa de intensidades para el terremoto del 14 de abril de 1973. Fuente: Tomado de Climent et al., 2013.	119
Fig. 5.6.Ubicación de las estaciones sismológicas OSIVAM.....	120
Fig. 5.7. Mapa de sismos filtrados desde 1853 hasta 2014.....	121

Fig. 5.8. Gráfica de número de eventos por año desde 1853 hasta 2014.....	123
Fig. 5.9. Mapas de sismos desde 1853 hasta 2014 filtrados (Calidad A), mostrando los sismos por magnitudes y las fallas fotogeológicas e inferidas.	124
Fig. 5.10. Mapas de sismos desde 1853 hasta 2014, mostrando una comparación de los datos filtrados (Calidad A) y sin filtrar.....	125
Fig. 5.11. Mapa de magnitudes asociadas a la zona. En A muestra en rojo $M_w > 1,5-2$, en B en morado $M_w > 2- < 3$, en C en amarillo $M_w > 3-4$ y en azul los sismos históricos $M_w > 5$. Datos filtrados para $h \leq 15$	126
Fig. 5.12. Mecanismos focales de los sismos de mejor calidad para el periodo 2012. Los números de cada sismo, corresponden con la información en el cuadro xx. Las flechas indican la dirección del EHMax. Fuente: Tomado de Taylor, 2014.....	128
Fig. 5.13. Mecanismos focales de los sismos de mejor calidad para el periodo 2013. Los números de cada sismo, corresponden con la información en el cuadro 5.2. Las flechas en amarillo indican la dirección del esfuerzo máximo horizontal. Fuente: Tomado de Taylor, 2014.	129
Fig. 5.14. Mecanismos focales de los sismos de mejor calidad para el periodo 2014. Los números de cada sismo, corresponden con la información en el cuadro 6.2. Las flechas amarillas indican la dirección del esfuerzo máximo horizontal.	130
Fig. 5.15. Número acumulado de sismos en relación a la magnitud para los alrededores del lago Arenal periodo 1853-2014. Relación de Gutenberg y Richter.	134

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1.1. Características de varias obras de infraestructura ICE importantes en la zona	20
Cuadro 3.1. Listado de los perfiles realizados y su ubicación.....	47
Cuadro 3.2. Ubicación de anomalías presentes en el perfil PE-CA1.	51
Cuadro 3.3. Ubicación de anomalías presentes en el perfil PE-CA2.	56
Cuadro 3.4. Ubicación de anomalías presentes en el perfil PE-CA3.	60
Cuadro 3.5. Capas geoelectricas asociadas a los perfiles geofisicos realizados.....	62
Cuadro 3.6. Susceptibilidades típicas para rocas.....	64
Cuadro 3.7. Ubicación de los perfiles de magnetometría realizados.....	66
Cuadro 3.8. Ubicación de zona de anomalías (A1PM1) presentes en el perfil PM-CA1....	70
Cuadro 3.9. Ubicación de zonas de anomalías (A1PM2 Y A2PM2) presentes en el perfil PM-CA2.....	72
Cuadro 3.10. Ubicación de zonas de anomalía (A1PM3 Y A2PM3) presentes en el perfil PM-CA3.....	74
Cuadro 4.1. Principales características de las fallas asociadas a la falla Cote.....	98
Cuadro 4.2. Análisis de agua de laguna Cote.....	102
Cuadro 4.3. Evolución geodinámica y estructural en la cordillera de Tilarán.....	107
Cuadro 5.1. Características de los sismos destructivos que han ocurrido, dentro del área de estudio, durante el siglo XIX, XX.	110
Cuadro 5.2. Evidencias de actividad de la falla Cote.	115
Cuadro 5.3. Datos estructurales de los mecanismos focales utilizados.....	131
Cuadro 5.4. Número de sismos esperados anualmente para diferentes magnitudes en los alrededores del Lago Arenal.....	134
Cuadro 6.1. Resumen de las evidencias ligadas al trazo de la falla Cote.....	140

SIGLAS Y ABREVIATURAS UTILIZADAS

CENTROS DE INVESTIGACIÓN E INSTITUCIONES

ICE- Instituto Costarricense de Electricidad

IGN- Instituto Geográfico Nacional

OSIVAM- Observatorio Sismológico y Vulcanológico de los volcanes Arenal y Miravalles

RSN- Red Sismológica Nacional

UCR- Universidad de Costa Rica

OTROS

EHMAX- Esfuerzo Horizontal Máximo

EHMIN- Esfuerzo Horizontal Máximo

F- Falla

Li- Lineamiento

m.s.n.m.- metros sobre el nivel del mar

m.a. -Millones de años

MM- Escala Mercalli Modificada

MW- Magnitud Momento

n.d.- No determinado, no disponible

NE- Noreste

NNE- Nor-noreste

NW- Noroeste

P. H.- Proyecto Hidroeléctrico

SE- Sureste

SSE- Sur-sureste

SW- Suroeste

WNW- Oeste-noroeste

EVIDENCIAS

MORFOTECTÓNICAS

BF- Berma de falla

DD- Drenaje desplazado

DE- Deslizamiento

EF- Escarpe de falla

FT- Faceta triangular

LF- Lomo de falla

LP- Lomo de presión

PR- Patrón drenaje rectangular

CT- Cuencas de tracción

LO- Lomo de obturación

TF -Trinchera de falla

VF -Valle de falla

ALGUNA TERMINOLOGÍA IMPORTANTE

Tomadas de: Billings (1950)¹, Cristallini (1998)², Hills (1972)³, Linkimer (2003)⁴ y Neuendorf et al. (2011)⁵

Berma de falla (BF)⁵: Originadas por una repuesta vertical entre dos bloques de falla, produciendo gradas en el mismo de lado de las fallas paralelas.

Cuencas de tracción (CT)⁵: Desarrollada en un régimen tectónico extensional, relacionada con fallas de rumbo.

cgs: Sistema centímetro-gramo-segundo y es una variante del sistema métrico de unidades físicas.

emu: Unidad electromagnética.

Escarpe de falla (EF)⁵: Grada o ladera formada directamente por el movimiento de una falla. Representa la superficie expuesta de una falla antes de ser modificada por la erosión.

Graben (Gb)^{1,3,5}: Depresión alargada de origen tectónico (fosa tectónica), cuyo piso ha descendido en relación con los bloques de los costados y que está limitada por fallas. En la mayoría de los casos, se trata de fallas gravitacionales (normales), sin embargo, en otros casos han sido descritas como fallas inversas (rampa tectónica) muy inclinadas y fallas de rumbo (*pull-apart basin*), o fallas con movimiento compuesto (p. ej. normal con componente de rumbo, etc.).

Falla activa (FA)⁴: Falla que ha tenido actividad durante el Holoceno, es decir, durante los últimos 10 000 años. Se caracteriza por presentar un lineamiento geomorfológico

prominente y por deformar depósitos Holocénicos. En algunos casos, tiene asociada actividad sísmica histórica.

Falla Pleistocena o probablemente activa (FN)⁴: Falla que ha tenido actividad durante el Pleistoceno, es decir, entre 2,5 millones de años y 10 000. Se caracteriza por presentar un lineamiento geomorfológico prominente o moderado y por afectar depósitos de esta edad.

Falla neotectónica (FPN)⁴: Falla que tuvo actividad durante el Neógeno (Mioceno o más joven), es decir, menor de 23 millones de años. Se caracteriza por un lineamiento moderado o débil y por no poseer evidencias que indiquen desplazamientos en unidades del Cuaternario.

Inversión Tectónica (IT)²: Cambio de elevación estructural relativo al nivel regional por una fase subsecuente de deformación. Es muy común en regiones que fueron sometidas a importantes regímenes extensionales, que posteriormente sean sometidas a grandes compresiones y que el tipo de estructura resultante está caracterizada por la reactivación de antiguas fallas normales que se transformaron en fallas inversas.

Lineamiento (Li)⁵: Característica topográfica lineal regional o local que refleja la superficie expresándose como una falla o dirección estratigráfica.

Lineamiento prominente (LP)⁴: Rasgos geomórficos puntuales o lineales de carácter prominente que se pueden apreciar a lo largo de toda su extensión, entre ellos: escarpes de falla, cambios de pendiente, valles lineales, lomos de falla, drenajes desplazados, alineados, adaptados y abandonados, trincheras de falla, bermas, deslizamientos, depresiones, terrazas levantadas, facetas y sillars de falla. También puede estar constituido por la alineación de focos de emisión y estructuras volcánicas, tales como: conos piroclásticos, cráteres volcánicos y anfiteatros de avalanchas.

Lineamiento moderado (LM)⁴: Rasgos geomórficos puntuales o lineales que poseen una expresión desde moderada a débil y tienen una naturaleza discontinua a lo largo de la traza del lineamiento.

Lineamiento débil (LD)⁴: Rasgos geomórficos débiles y que se encuentran muy separados entre sí (más de 5 km) definiendo una traza aproximada. También corresponde con segmentos sin expresión geomorfológica que se localizan en zonas ubicadas entre segmentos lineales prominentes, en donde cualquier evidencia geomórfica fue borrada o cubierta, por ejemplo, en valles fluviales de ríos muy caudalosos. En este caso, el lineamiento es apoyado por evidencias indirectas, como cambios en el tipo de sedimentación y en el patrón de drenaje.

Lomo de falla (LF)⁵: Loma originada por las condiciones transpresivas a lo largo de la zona de deformación de la falla. Resultan de la interacción de la curvatura del plano de falla y el movimiento transcurrente.

Lomo de obturación (LO)⁵: Loma que se ha movido a lo largo de una falla, y que ha generado un bloqueo y desvío de drenaje.

Lomo de presión (LP)⁵: Loma formada por el empuje de terreno entre dos bloques de falla.

Trinchera de falla (TF)³: Grieta o depresión formada en la superficie como resultado de fallas.

Valle de falla (VF)⁵: Valle estrecho creado dentro de una zona de falla mayor.

RESUMEN

Este estudio utilizó datos neotectónicos (fotografías aéreas, paisaje sismológico), métodos geofísicos (resistividad eléctrica, magnetometría magnetotelúrica, batimétricos), así como de sismicidad, que fueron integrados para definir y caracterizar la falla Cote; la cual forma parte del graben de Arenal y está localizada en la cordillera de Tilarán.

El estudio abarcó un área de unos 317,5 km² y detalló unos 15 km, que corresponde a lo que se consideró como la longitud total de la falla.

Considerando la expresión en superficie, y el análisis detallado de la información geofísica, se puede dividir en dos segmentos separados por la laguna Cote. El segmento NW comprende la fila Vieja Dormida, un prominente escarpe (200 - 800 m de altura) de rumbo N40°W y al menos 8 km de largo. Este tramo se asume como de rumbo dextral con una fuerte componente inversa. Quizás se trate de una inversión tectónica aprovechando una falla antigua. La laguna Cote, con un área de 2 km² y una profundidad máxima de 12,9 m, es considerada en varios trabajos como de origen volcano-tectónico (caldera). Sin embargo, en el presente trabajo, se le considera una cuenca de tracción (*pull-apart basin*). Lo anterior se basa en las evidencias geomorfológicas (bermas de falla, trincheras de falla), geológicas (ausencia de depósitos explosivos relacionados) y la batimetría, la cual aportó información sobre la morfología en el piso del lago, evidenciando escalones (pequeños escarpes de falla de 1,2 m de altura aproximadamente), que parece estar relacionado con el trazo de la falla.

El segundo segmento se ubica al SE del lago Cote, con un rumbo de N40°W y 7 km de longitud, se observan a lo largo de su traza evidencias morfoneotectónicas típicas de fallas de rumbo con movimiento dextral, tales como: escarpes, bermas, lagunas, drenajes desplazados, valles, trincheras, lomos (*linear fault ridges*), lomos de presión (*pressure ridges*) y lomos de obturación (*shutter ridges*). Con respecto a la geofísica, la resistividad eléctrica identificó varias anomalías (discontinuidades litológicas y estructurales), asociadas a la falla Cote. La magnetometría no mostró suficiente contraste de susceptibilidades entre las litologías, por lo que las anomalías no son tan marcadas.

La magnetotelúrica se realizó en dos perfiles transversales a la falla, ubicados al norte y sur del lago Cote, lo que evidenció un cuerpo que pareciera ser una intrusión o cuerpo hipoabisal, que produce un posible plegamiento. Referente a la sismicidad, se utilizó una base de datos desde 1853 hasta el 2014, con lo que se determinó un sismo máximo probable de 6,4 M_w y un tiempo de recurrencia posible entre 60 y 70 años. Si se asume la posibilidad de que la falla Cote sea la responsable del terremoto de magnitud intermedia (6,5 M_w), de 1911, esta falla sería entonces una falla activa. La falla Cote posee una amenaza sísmica importante, ya que en sus alrededores existen núcleos de población importantes, desarrollo turístico y energético. Esta falla junto con otras como la falla Chiripa y la Rio Chiquito, forma parte del graben Arenal, y podrían describir el comportamiento tectónico complejo de la región.

Palabras clave: Geofísica, neotectónica, sismicidad, falla Cote, laguna Cote, Costa Rica.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. JUSTIFICACIÓN

Costa Rica es reconocida por poseer una alta actividad sísmica, porque se encuentra en una zona de interacción de placas. Debido a esto y a otros factores, nuestro territorio está compuesto por una serie de elementos morfoTECTÓNICOS como depresiones, fallas y pliegues, muchos de ellos tectónicamente activos, lo que lo convierte en un lugar de alto interés investigativo. Parte de esa alta actividad sísmica está localizada en el arco interno, en este caso, entre las cordilleras de Guanacaste y Tilarán, en donde están ubicados los volcanes Tenorio y Arenal, por lo que eventualmente podría generarse en la zona un sismo que llegaría afectar una gran cantidad de población de los alrededores, debido a sus profundidades relativamente menores (temblores generalmente menores de 20 km producidos por fallas locales), y por la posible frecuencia de ocurrencia de sismos entre 5,0 y 6,5 M_w .

Una de esas fallas localizadas en el arco interno es la falla Cote. Esta falla es considerada como una falla neotectónica, la cual podría llegar a afectar lugares turísticos, habitacionales y proyectos energéticos del ICE.

Actualmente, no existen estudios detallados acerca de la falla, por lo que se utilizaron técnicas de neotectónica y métodos geofísicos, para estudiar su posible traza.

Con esta falla se cree que es posible relacionar los terremotos históricos de magnitud considerable (5,0- 6,5 M_w), como el del 24 de agosto de 1853 y el del 10 de octubre de 1911. Se estima que esta falla, junto con otras asociadas como la falla Chiripa y la falla Río Chiquito, podrían definir el complejo comportamiento tectónico del graben Arenal.

1.2.OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo general

Caracterizar la estructura y expresión morfológica de la falla Cote mediante técnicas de neotectónica y métodos geofísicos.

1.2.2. Objetivos específicos

- a. Definir la traza de la falla Cote.
- b. Realizar prospección geofísica para modelar y caracterizar la falla.
- c. Efectuar un estudio batimétrico con fines neotectónicos y geomorfológicos en la laguna Cote, para establecer su génesis.
- d. Estudiar el terremoto de Guatuso de 1911, para conocer si pudo estar asociado con la falla Cote-Arenal.

1.3.UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio abarca un área de 317,5 km² (Figura 1.1, escala 1:300 000). Se encuentra localizada entre las cordilleras volcánicas de Guanacaste y de Tilarán y toma parte de las hojas cartográficas Arenal (donde se encuentra la mayor extensión de la traza de la falla), Tilarán y Fortuna, del Instituto Geográfico Nacional, escala 1:50 000. Según la división territorial administrativa del país, se encuentra entre las provincias de Guanacaste y Alajuela y abarca los cantones de Tilarán, Guatuso y San Carlos.

Esta zona es turísticamente muy activa, especialmente La Fortuna, Arenal y Tilarán y además, presenta varias obras de infraestructura importantes, como los proyectos

hidroeléctricos de Arenal, Corobicí y Sandillal, el eólico Tejona y el proyecto de riego Tempisque, proyectos pertenecientes al Centro de generación ARCOSA. (Cuadro 1.1)

Cuadro 1.1. Características de varias obras de infraestructura ICE importantes en la zona

Proyecto	Arenal	Corobicí (Miguel Dengo)	Sandillal	Arenal- Tempisque	Tejona
Tipo de proyecto	Hidroeléctrico	Hidroeléctrico	Hidroeléctrico	Riego	Eólico
Recurso Utilizado	Agua	Agua	Agua	Agua	Viento
Potencia nominal	157.5 MW	174 MW	32 MW	no hay	19,8 MW
Energía media anual	641000 MWh	740000 MWh		Este	100 MWh
Volumen Útil del Embalse	1520 millones de hm ³	No hay embalse aprovecha el de Arenal	5,2 millones de hm ³	Proyecto Utiliza el agua de la restitución del Proyecto Sandillal.	no hay
Tipo de presa	Enrocamiento con núcleo impermeable	Concreto	Enrocamiento con núcleo impermeable		no hay
Altura de la presa	65 m	19 m	45 m	no hay	no hay

Fuente: ICE, 2011.



Fig. 1.1. Ubicación del área de estudio, localizada entre las cordilleras volcánicas de Guanacaste y Tilarán, parte norte del lago Arenal, tomando parte de las hojas cartográficas Arenal (donde se encuentra la mayor extensión de la traza de la falla) y otra parte de la hoja Tilarán y Fortuna.

1.4. METODOLOGÍA

Costa Rica es un país eminentemente montañoso y con gran cantidad de estructuras tectónicas, por lo que muchas de las áreas de estudio que se fundamentan en el conocimiento de las formas del relieve (geoformas), la geología clásica, sismología aplicada y métodos de exploración de geofísica son un gran aporte para identificar y describir fallas generadoras de sismos, su posible geometría y frecuencias probables de recurrencia.

En la presente investigación, las metodologías utilizadas consideran:

- a) Recopilación de información bibliográfica relacionada con el tema: mapas antiguos, tesis, informes sismológicos e informes varios relacionados con neotectónica de la zona.
- b) Giras de campo para examinar evidencias de la posible actividad neotectónica, de la falla Cote y lineamientos geomorfológicos relacionados.
- c) Revisión de diferentes imágenes aéreas (propiedad del ICE y del IGN), para reconocer y describir lineamientos geomorfológicos que sugieran la falla Cote y reconocimiento de otros posibles lineamientos de los alrededores.
- d) Geoprocesamiento de la información utilizando mapas y fotografías aéreas mediante los programas de cómputo ArcGIS, Didger e Ilustrador.
- e) Descripción y trazado de la falla Cote y otros lineamientos geomorfológicos que se observaron en el campo y en las fotografías aéreas, usando como base las hojas cartográficas de Arenal, Tilarán, Fortuna, y Monterrey (escala 1:50 000).

f) Investigación mediante la utilización de métodos geofísicos de resistividad eléctrica, magnetometría y métodos electromagnéticos, para determinar características del subsuelo y anomalías que coincidan con una estructura tipo falla específicamente con la falla Cote. En la resistividad eléctrica se realizaron 3 perfiles geofísicos usando un dispositivo Slumberger. Se colocaron cada 50 m con aberturas (AB/2) máximas de 500 m y mínimas de 50 m, para una profundidad teórica variable de 17-170 m aproximadamente. Los datos crudos obtenidos en el campo fueron analizados manualmente, utilizando la curva de resistividad y también, mediante el programa IPI2WIN. Con la magnetometría, se realizaron 3 perfiles geofísicos, denominados PM-CA1, PM-CA2 y PM-CA3. Las tomas de datos fueron realizadas cada 50 m y tomadas en dirección de los cuatro puntos cardinales y conforme se estimó que la falla se encontraba “más próxima” las medidas fueron realizadas cada 10 m, para una distancia total de 2 km aproximadamente. En cada estación, la medida se tomó considerando un promedio en el punto central de cinco medidas; una directamente sobre el punto y cuatro circundantes, en caso de valores anómalos, el punto se desplazó convenientemente. Los resultados fueron analizados mediante el programa WinGLink®, el cual es un programa multidisciplinario para procesar, interpretar e integrar varias disciplinas geofísicas en un modelo de interpretación única y este caso para procesamiento y modelado de aplicaciones de los datos magnéticos obtenidos. Para la magnetotelúrica, se interpretaron dos perfiles PMT-CA1 y PMT-CA2, realizados perpendicularmente al posible trazo de la falla Cote. En total, se realizaron 12 sondeos con separaciones variables entre ellos, con una longitud de 4 km y 2 km aproximadamente. Los sondeos se realizaron con un tiempo de registro por sondeo de 20 horas y se realizaron 2 por semana, debido a la dificultad de los sitios donde se realizaron éstos, además de situaciones particulares ocasionadas por la lluvia. En total, se utilizaron dos semanas de trabajo, ya que se tuvieron que repetir 3 sondeos por situaciones de ruido, causadas principalmente por rayería. Los resultados fueron analizados

también mediante el programa WinGLink® y modelados según Badilla & Lezama (2014).

- g) La interpretación de la batimetría fue realizada para determinar irregularidades en el fondo de la laguna Cote y determinar el posible trazo de la falla Cote. Se realizaron tres perfiles transversales y uno longitudinal, denominados PBT-LCA1, PBT-LCA2, PBT-LCA3 y PBL-LCA4 (Perfil Batimétrico Transversal o Longitudinal Cote-Arenal). Las rutas a sondear se planificaron en sentido noreste y se planean rutas transversales y una longitudinal que permitan obtener un modelo de información más amplio de la zona. Los datos obtenidos fueron modelados por estudios básicos del ICE, mediante un sistema informático llamado HYPACK, el cual procesa todos los datos, corrigiendo según cada uno de los factores como el ángulo de incidencia de cada rayo. Al final, mediante este conjunto de datos, se consigue generar un mapa de forma casi automática y proporciona todas las herramientas necesarias para completar los trabajos de levantamientos hidrográficos. El programa recoge datos monohaz, aplica correcciones a los sondeos, elimina los valores aberrantes, exporta datos a CAD, calcula cantidades de volumen, genera curvas de nivel y crea mosaicos de barrido lateral.
- h) Estudio sismológico de la zona utilizando la base de datos (desde 1853 hasta junio 2014) y varios informes internos del OSIVAM del ICE, Este trabajo se realizó en colaboración con Waldo Taylor del OSIVAM, con lo cual se localizaron sismos, utilizando el programa HYP (*The Hypocenter Program*) incluido en el sistema de análisis sismológico SEISAN (*The Earthquake Analysis Software*, Havskov y Ottemöller, 2001). Para este análisis se utilizaron solo sismos de calidad A, es decir; sismos con magnitudes mayores a 1,5 con más de 5 estaciones que hayan localizado el sismo, con un RMS menor a 0,2, profundidades menores o iguales a 15 km, con una incertidumbre menor a 1 km en latitud, longitud y profundidad y un GAP <100°. Para la identificación de los arribos de las fases P y S (necesaria para la

localización) y la determinación de la duración y la amplitud de los sismos (necesarias para la estimación de la magnitud) se utilizó el programa MULPLT (*Trace plotting, phase picking and spectral analysis* del SEISAN), donde se obtuvieron las magnitudes aproximadas de momento (M_w) y se elaboraron algunos mecanismos focales, utilizando el programa FOCMEC (también del sistema SEISAN). Los mecanismos focales se verificaron también por el programa Win-Tensor desarrollado por Delvaux (2012) en colaboración con Allan López.

- i) Recopilación de información de sismos históricos con lo cual se realizó un mapa de intensidades del sismo de 1911, mediante las notas de Tristán, de 1911.
- j) Determinación del potencial sísmico, utilizando Wells & Coppersmith (1994), para una longitud dada. Se manejaron las ecuaciones tanto para todo tipo de fallas (1) como para fallas normales (2), en donde la magnitud momento (M_w) se relaciona con la longitud de la superficie de ruptura (L en km), según las siguientes ecuaciones:

$$M_w (\pm 0, 28) = 5, 08 + 1, 16 \log (L) \quad (1)$$

$$M_w (\pm 0, 34) = 4, 86 + 1, 32 \log (L) \quad (2)$$

- k) Evaluación de la frecuencia de ocurrencia sísmica de la falla, para determinar el periodo de recurrencia de sismos con una $M_w \geq 6$, mediante la ley de Gutenberg-Richter (1944).

$$\log_{10} N = a - b * M$$

Donde: M es una magnitud de interés y N es la cantidad de sismos que se puede dar anualmente con una magnitud igual a la magnitud de interés M. Los parámetros a y b son constantes determinadas por la naturaleza sísmica de la región, los cuales fueron obtenidos

en colaboración con Waldo Taylor del OSIVAM usando los algoritmos MAPSEI y Zmap bajo el ambiente Matlab.

1.5. ANTECEDENTES

La región de Guanacaste ha sido objeto de múltiples estudios no solo por su potencial geotérmico, sino también por su alta sismicidad y fallas activas. Uno de los primeros autores en realizar estudios de la región fue Dengo, en 1962. El menciona un levantamiento general de la zona acompañado de fallamiento, de tipo normal y un sistema que desarrollaron estructuras tipo horst-graben. Expone varias fallas que se han delineado en la región de Guanacaste, como por ejemplo fallas normales o longitudinales, cuyo rumbo general es de NW-SE, más jóvenes que el Grupo Aguacate, por lo que se consideran Pliocénicas o post-Pliocénicas. Explica que la región parece no haber sido afectada por plegamientos en esta época, pero que sí tuvo deformación frágil como fallamiento y que este sistema de fallas se formó contemporáneamente con las fallas que produjeron el graben de Nicaragua (llamada también depresión de Nicaragua). Asimismo, como resultado de este fallamiento, se formó el horst que dio origen a la Cordillera de Tilarán.

De la misma forma considera que la separación existente entre la cordillera de Guanacaste y la de Tilarán está marcada por una zona de fallas que se extiende siguiendo un rumbo de N20°W a lo largo del lago Arenal y hacia el sur del volcán del mismo nombre. Se encuentra asociado además, un graben donde se ubica el lago Arenal, por lo que posiblemente las fallas que limitan este graben corresponden a estos movimientos mencionados anteriormente, convirtiéndola en una estructura importante. El mismo afirma que una de las fallas que limitan el graben es la falla Cote. En el mapa de Dengo (1962), (Fig. 1.2), se observa una falla a la cual la denominó la falla Arenal (una falla limitante en el extremo NE de la cordillera de Tilarán), después en Dóndoli et al. (1968), (Fig. 1.3), aparecen mejor detalladas las fallas.

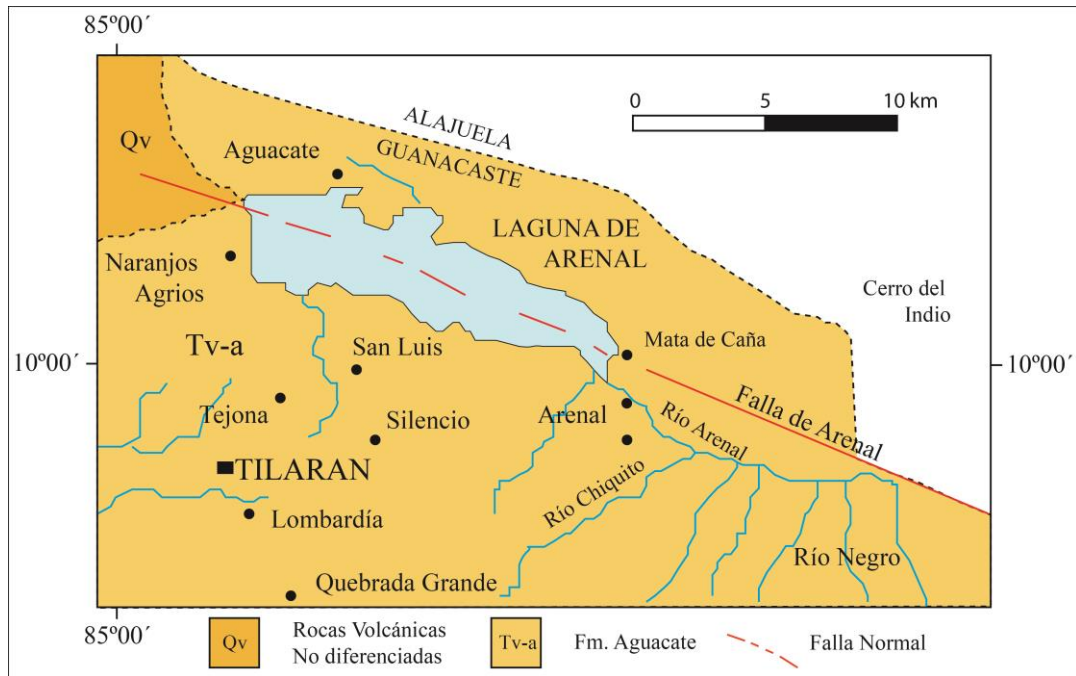


Fig. 1.2. Extracto del mapa sobre el estudio geológico de la región de Guanacaste donde se observa la falla llamada Arenal. Fuente: Deno, 1962.

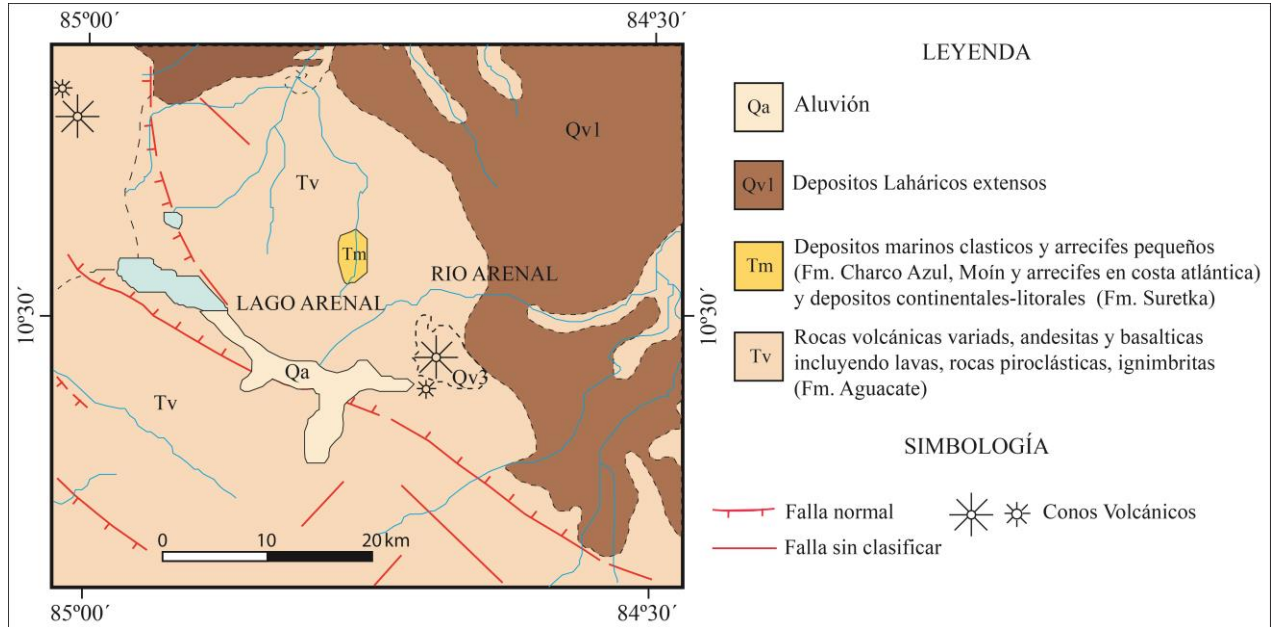


Fig. 1.3. Extracto del mapa geológico de Costa Rica, 1:700 000. Fuente: Dóndoli et al., 1968.

Se observa la falla que en el presente trabajo se llama Cote y que pasa por la laguna del mismo nombre.

El 29 de julio de 1968, con el despertar del volcán Arenal, se iniciaron los estudios sismológicos instrumentales en la región norte de Costa Rica. Años después, con el terremoto de Tilarán (14 de abril de 1973), se atrajo nuevamente la atención de los científicos. (Plafker, 1973; Alvarado et al., 1988)

Healy (1969), describe un escarpe muy empinado con rumbo norte-sur, 8 km al este del volcán Tenorio y que en el extremo sur forma un arco hacia el sureste que se extiende por unos 12 km en dirección al lado norte del lago Arenal. Detalla, además, que 3 km al noreste de este escarpe hay otro paralelo que también se extiende hacia el sureste por aproximadamente 15 km, hasta un punto que dista como 2 km al norte del extremo oriental del lago Arenal. Ambos escarpes los interpreta como fallas "con un corrimiento hacia el suroeste", aunque del lado norte, en su extremo oriental, parece tener un desplazamiento inverso. Entre las dos fallas se encuentra la laguna Cote, la cual ocupa una depresión limitada al oeste por un escarpe arqueado.

En los años setenta, el ICE empezó a realizar estudios de factibilidad para el Proyecto Hidroeléctrico Arenal, realizando mapas geológicos generales de la zona, en los cuales aparece de nuevo la falla y una serie de estructuras que sugieren grandes fallas de hundimiento localizadas en los bordes del embalse de Arenal o lago Arenal. (Fig. 1.5)

Ramírez (1973), considera que el aspecto dominante en el área lo constituye el lago Arenal, el cual se ha supuesto de origen volcano-tectónico por las fallas y fracturas presentadas y nuevamente, la falla Cote se encuentra dentro de este sistema según estudios de fotografías aéreas e interpretación de varios planos geológicos.

En mayo de 1974, el Departamento de Geología del ICE instaló una red sismológica completa en la región para tener un mejor conocimiento sobre las eventuales fallas activas de la zona, las cuales podrían generar sismos importantes en el futuro o estar asociadas a otras estructuras tectónicas regionales. Gracias a los estudios sismológicos, geológicos e históricos, se han definido fallas importantes activas y potencialmente activas en la cordillera de Guanacaste y en la de Tilarán que afectaron a rocas volcánicas y a sedimentos volcanoclásticos del Cuaternario y que hoy día podrían ser consideradas como importantes para definir el potencial y amenaza sísmica que estas fallas puedan tener. (Alvarado & Barquero, 1987, Alvarado, 1991 y Alvarado et al., 1994)

Otros estudios, como Morales & Montero (1984), Morales (1985), Montero (1986) y Fernández et al. (1997), analizan periodos de recurrencia para la zona sismogénica Cañas-Tilarán. No obstante, se pretende realizar, en el presente trabajo, un estudio actual propiamente con la falla Cote, considerando la nueva propuesta de su longitud.

Alvarado (1989), con evidencias de campo, afirma que la falla Cote-Arenal, está cerca de la quebrada Maravilla y presenta fuertes indicios de una clara tectónica normal que afecta casi a toda la secuencia de tefras del Arenal de los últimos 3000 años. En dicho trabajo se relaciona el desplazamiento de las tefras de 540 cm para los últimos 3000 años, obteniendo una velocidad de aproximadamente entre 0,18 cm/año y de 1,8 mm/año, lo cual la clasifica como una falla de alta actividad con intervalos de recurrencia entre 500 y 5000 años.

Otros trabajos realizados por ICE-ENEL (1989), como parte de un estudio de prefactibilidad del área de Tenorio para aplicaciones geotérmicas, menciona que existen numerosos elementos que indican la existencia de un sistema tectónico transversal con rumbo WNW-ESE a NE-SW y en la Fig. 4. 5 se puede observar otro posible trazo de la falla.

Villegas (1997), considera que durante el Mioceno Superior y como convergencia entre la placa Norteamericana y Suramericana, se da el choque entre la Microplaca de Panamá y Suramérica, lo que consecuentemente genera una deformación en la región norte de Costa Rica causando una compresión NW-SE en la cordillera de Tilarán, lo que se traduce en la generación de un intenso fallamiento, principalmente, lateral con componente normal o inversa.

Según Montero (2000, 2001), la falla Cote es una falla regional que tiene un prominente escarpe de rumbo NW y una importante componente normal, donde su lado oriental sube y se inclina al noreste y con la cual es posible relacionar los terremotos del 10 de octubre de 1911 (M_w 6,5), del 24 de agosto de 1853 y un evento más reciente en el 2002, de M_w 4,1, además de eventos de magnitud menor (≤ 3.0) hacia el noroeste de la falla.

Van Wyk de Vries et al. (2007), menciona una posible concordancia de la falla Cote; con la estructura del graben de Arenal.

Más recientemente, se han realizado varias campañas geológicas (Bonilla et al., 2008; Corrales et al., 2009, Cascante et al., 2010 y Siles, 2010), donde se toma información de Alvarado (1989), para describir el trazo de la falla Cote. Sin embargo, no existe aún un estudio detallado de la falla con base en evidencias o criterios estratigráficos, geomorfológicos, sismológicos, geofísicos y tectónicos que influyan para definir su verdadera traza (Fig.1.4)

En la fig. 1.5 se observa una recopilación de diferentes mapas con las propuestas de fallamiento de la zona, incluyendo la ubicación de la falla Cote. Se observa el mapa fotoestructural y morfoestructural del área del Proyecto Arenal el ICE en 1972, el mapa de Ramírez, (1973) y el mapa de Alvarado (1989).

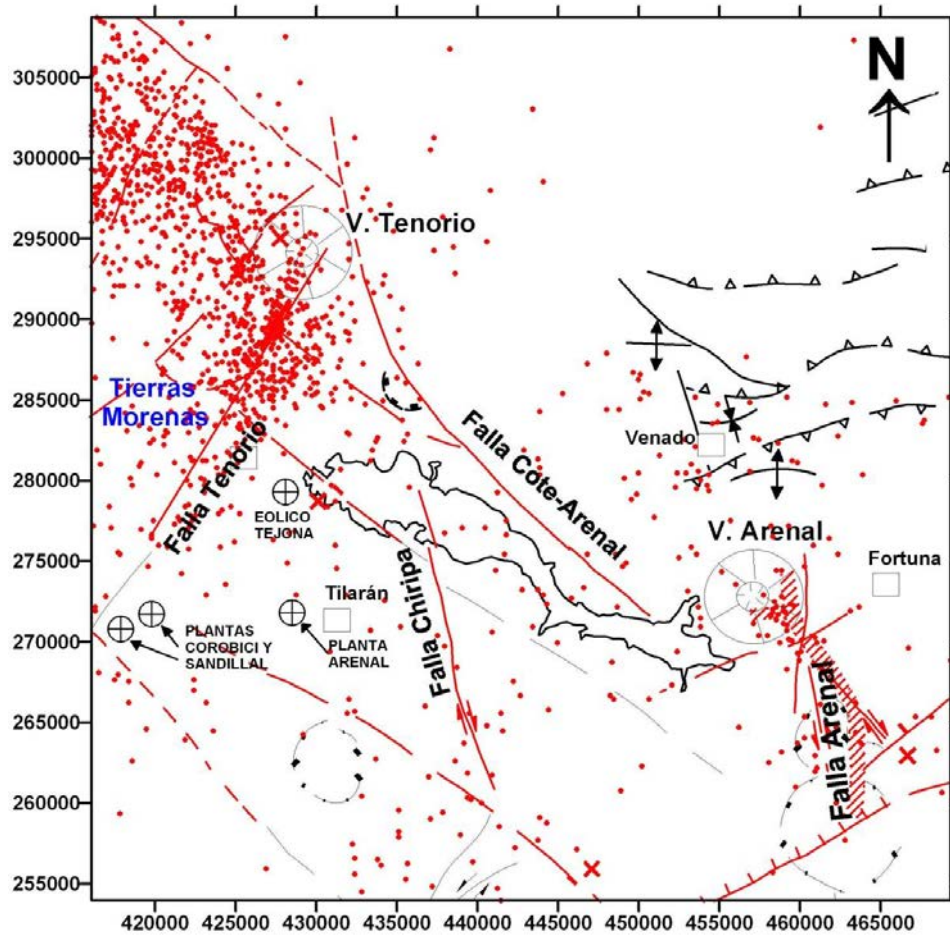


Fig. 1.4. Mapa de fallas y sismos asociados de la zona. Fuente: Taylor, 2008.

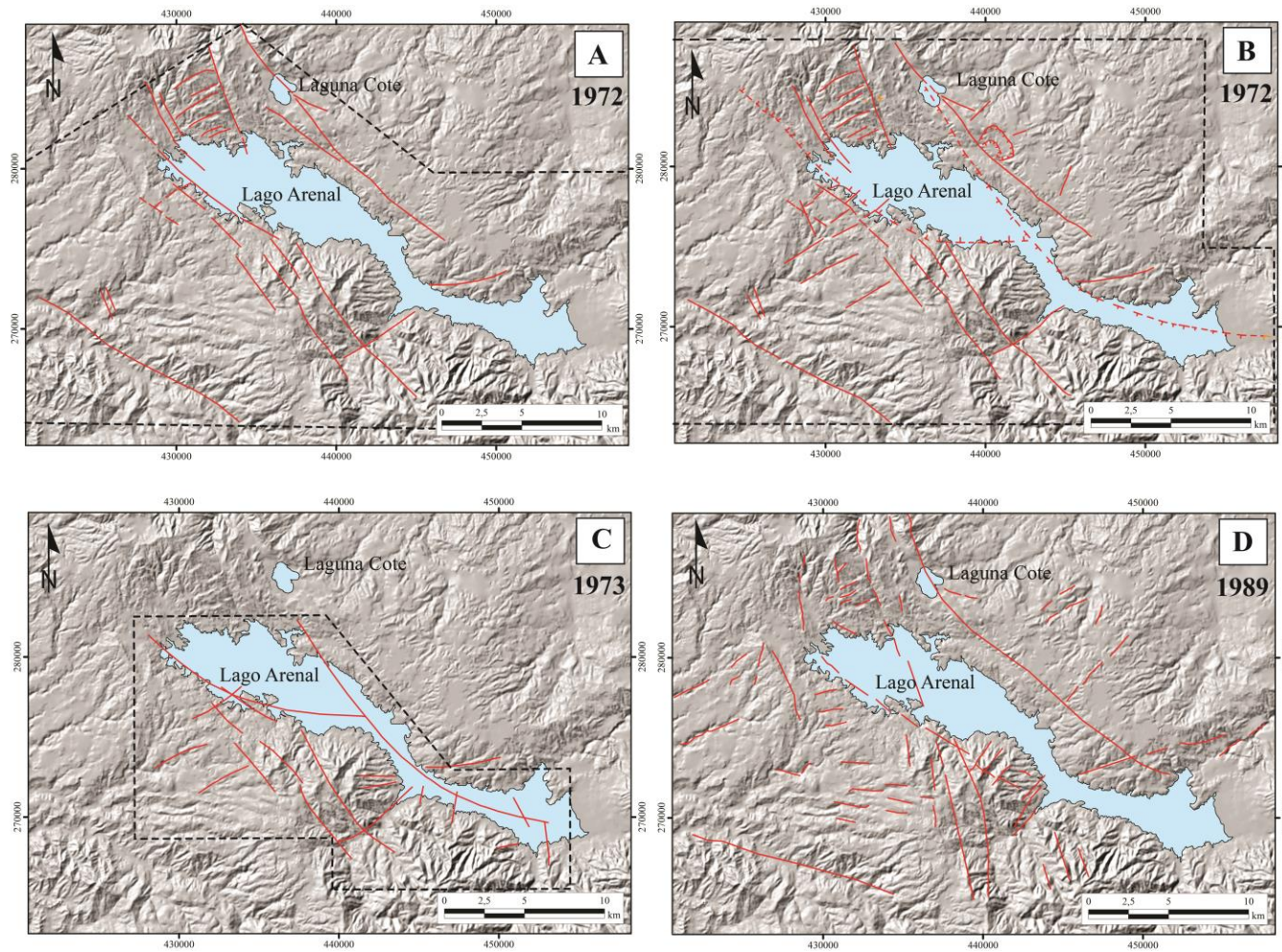


Fig. 1.5. Mapas morfotectónicos de la zona, mostrando diferentes propuestas de la falla realizadas por estudios del ICE. A. Mapa fotoestructural del área Proyecto Arenal (ICE, 1972). B. Mapa morfoestructural del área Proyecto Arenal (ICE, 1972). C. Mapa morfoestructural de Tilarán-Arenal (Ramírez, 1973). D. Mapa morfoestructural simplificado de los alrededores del lago Arenal (Alvarado, 1989). La línea punteada indica el área de estudio del mapa respectivo y las líneas rojas corresponden el fallamiento propuesto por cada uno de los autores.

CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA REGIONAL

2.1. CONTEXTO TECTÓNICO REGIONAL Y ALGUNAS ESTRUCTURAS MORFOTECTÓNICAS IMPORTANTES

Una de las regiones mundialmente más complejas tectónicamente es la región Circum-Caribe, donde actualmente interactúan las placas Coco, Caribe, Nazca y la Microplaca de Panamá. Buena parte de la evolución geológica de Costa Rica se debe a procesos cinemáticos y tectónicos que han ocurrido entre las anteriores placas y otras que existieron en esta región en los últimos 150 millones de años. (Montero, 2000)

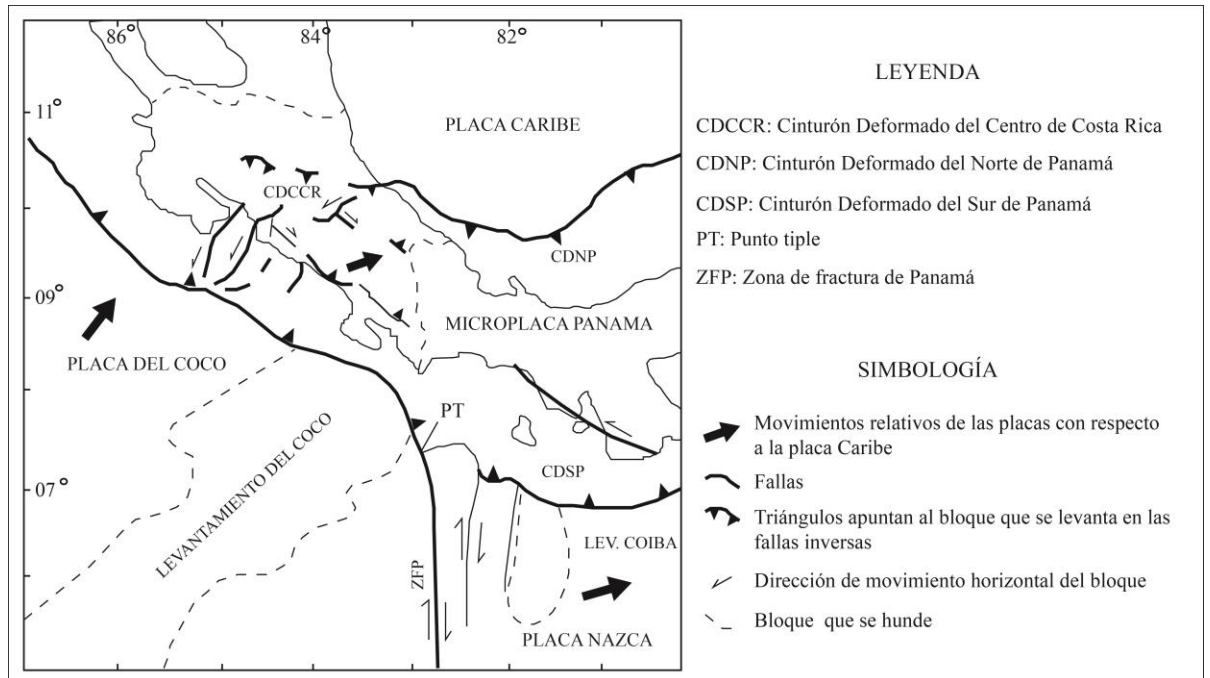


Fig. 2.1. Marco neotectónico de Costa Rica y alrededores. Se muestran las diferentes placas que interactúan en la región. Fuente: Montero, 2000.

Nuestro país se encuentra localizado en una zona típica de convergencia de placas. Por esta razón, la actividad neotectónica y la sismicidad son fenómenos importantes en la construcción geológica del territorio y por su frecuencia y significativa magnitud, tienen una gran relevancia para la sociedad, porque a ellos se les asocia un considerable riesgo sísmico. (Montero, 2000) (Fig. 2.1)

Una parte significativa de la sismicidad y el fallamiento de Costa Rica se localiza dentro del arco interno (Fig. 2.2). El arco interno corresponde a un sistema de montañas que atraviesa el país con rumbo NW, donde dominan rocas ígneas. Estas rocas provienen de magmas que se originan en la zona de subducción o en la zona del manto astenosférico, cuando la placa subducida del Coco se encuentra a profundidades superiores a los 80 km, bajo el actual arco interno.

Dentro del arco interno existen varias subprovincias como son la cordillera volcánica de Guanacaste, la cordillera de Tilarán-Miramar-Montes del Aguacate (donde existió vulcanismo y plutonismo entre el Mioceno y el Plioceno), la cordillera volcánica Central y finalmente, la cordillera de Talamanca, donde el vulcanismo según Alvarado & Gans, (2012) terminó a mediados del Plioceno y mediados del Pleistoceno. Este último es el sistema de cordillera de mayor altura del sur de América Central. (Montero, 2000)

En el arco interno se encuentran cuencas intraarco, las cuales contienen depósitos sedimentarios que provienen de la erosión del mismo arco interno o sedimentos que fueron formados a partir de los restos de organismos vivos. Cuencas intraarco que tienen esas características son las cuencas del Valle Central occidental y oriental y la cuenca del Arenal donde se ubica parte del estudio de este trabajo.

Aunque la sismicidad y el fallamiento de la cordillera volcánica de Guanacaste han tenido, en tiempos recientes e históricos, una actividad relativamente baja, existe actividad en su sector noroeste (volcanes Orosi y Rincón de la Vieja), intermedia en su sector central (volcán Miravalles) y mayor en su sector sureste (volcán Tenorio). Por la frecuencia de los sismos de mayor magnitud intermedia (entre 5,0 y 6,5) y porque ocurre en fallas ubicadas en zonas donde existen importantes núcleos de población (Montero, 2000), la zona tiene

una amenaza significativa, por tener la mayoría de los sismos profundidades relativamente bajas (temblores normalmente menores a 20 km).

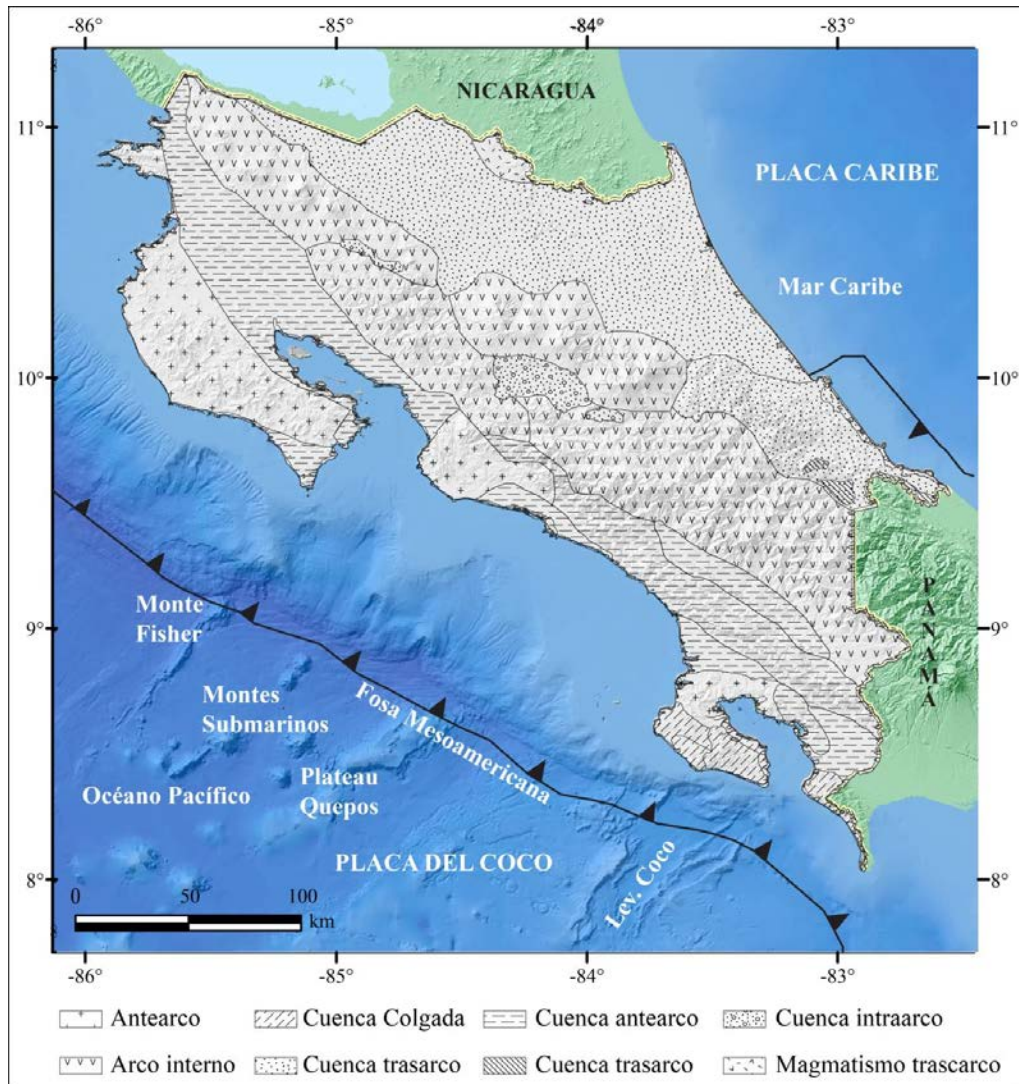


Fig.2.2. Mapa morfotectónico de Costa Rica y morfología del fondo oceánico frente a sus costas. Fuente: Modificado de von Huene et al., 1995.

Algunas de las estructuras asociadas a la zona son: la falla Chiripa, la falla Río Chiquito, la laguna Cote, el graben Arenal.

2.1.1. Falla Chiripa

Tiene un trazo prominente con un rumbo oscilante entre N y NW y se ubica del lado oeste y sur de la laguna de Arenal. Localmente, presenta escarpes que miran al este y desplaza geformas recientes. El terremoto del 14 de abril de 1973 ($M_w = 6,5$) ocurrió en esta falla, tal como lo muestran las réplicas de este sismo localizadas por Matumoto & Latham (1976). Los mecanismos focales obtenidos para el evento principal y las réplicas indican que la falla es predominantemente dextral. (Güendel, 1986; Matumoto & Latham, 1976), (Fig. 2.3)

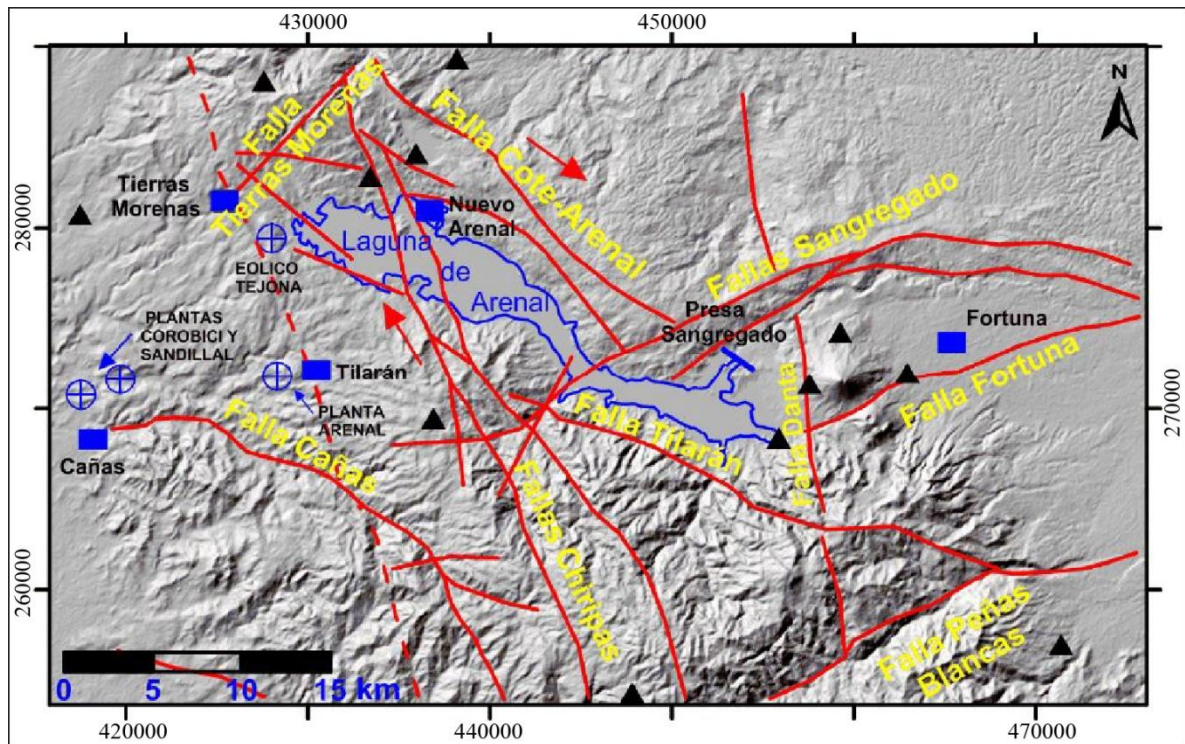


Fig.2.3. Mapa de Fallas asociadas a la zona. Fuente: Taylor, 2014.

2.1.2. Falla Río Chiquito

Villegas (1997), la asocia a una deformación compresiva con orientación NE-SW, aunque no describe con detalle, esta es trazada como una falla inferida.

Ramírez (1973), observa fallas menores por su extensión relativa con una orientación NW y NE, trazando una falla inferida sobre el cauce río Chiquito.

Taylor (2014), las denomina fallas Sangregado (Fig. 2.3), ya que la falla Río Chiquito podría estar ubicada en el extremo SW del complejo de fallas que se han denominado Sangregado.

2.1.3. Laguna Cote

Se encuentra al sureste del volcán Tenorio, ubicado en las coordenadas (284800-285700 N / 435900-437400 W) (aprox. 648 m s.n.m.) y está colocado en la misma línea de los volcanes de la cordillera de Guanacaste. Es también descrita como Cóter y se encuentra ubicada al norte del lago Arenal.

Varios autores le dan diferentes orígenes, como por ejemplo, Quirós (1954) opina que se trata de un antiguo cráter, Dengo (1962) cree que podría tratarse de una caldera volcánica, formada por hundimiento de un cono pre-existente; Umaña (1969), le da por lo menos dos posibles interpretaciones: a) puede deberse a tectonismo y subsecuentemente fallamiento con un movimiento diferencial de bloques que originaron la cuenca, b) su cuenca haya sido formada por una caldera volcánica con posterior subsidencia; Madrigal y Rojas (1980), similarmente consideran que, dadas las características del área, donde todo es volcánico, la presencia de una depresión casi circular hace pensar en un cráter, en un trabajo realizado por el ICE-ENEL en 1989, se determinó que su origen puede haber sido por una depresión de colapso o explosión (Fig. 4.5). Más recientemente López (1999), se refiere a la laguna como una estructura de graben (al igual que el lago Arenal y Alvarado (2009), expone que esta depresión puede ser de origen tectónico debido a la ausencia de depósitos explosivos relacionados. Su origen se describe en detalle en el capítulo 4.

2.1.4. Graben Arenal

Fue mencionado por Dengo (1962), en un estudio geológico de la región de Guanacaste, donde consideró que a inicios del Plioceno y hasta el Pleistoceno, hubo una fase post-orogénica donde se produjo en la región de Guanacaste un levantamiento general, acompañado de fallamiento, principalmente por fallas normales, que produjeron movimientos tectónicos tipo horst y graben afirmando, que la separación entre la cordillera de Guanacaste y la de Tilarán está marcada por este tipo de comportamiento.

En el año 1968, sobre el mapa de Dóndoli et al. (1968), aparece la estructura ejemplificada, delimitada por fallas normales que según Dengo, (1962) se extienden siguiendo un rumbo de N20°W a lo largo del lago Arenal (Fig. 1.3) y luego Montero, (2000), también menciona la estructura de graben definido tanto por la falla Chiripa como por la falla Cote (Fig. 4.8).

Denyer, et al. (2003), señala la estructura de graben, ya que en los últimos años ha sido motivo de un estudio detallado en los alrededores del lago Arenal y es posiblemente generadora de eventos de magnitudes importantes, que históricamente han producido o podrían producir daños significativos en el área.

2.2. ESTRATIGRAFÍA

En la zona de estudio varios autores, como Ramírez (1973), Gamboa (1993), Castro (1993) Villegas (1997), Denyer & Alvarado (2007) y Alvarado & Gans (2012) han reconocido varias unidades geológicas regionales.

La secuencia estratigráfica está constituida de la base al techo por la Formación Venado, seguida por el Grupo Aguacate, Formación Bagaces, Formación Monteverde, Vulcanismo del Pleistoceno del Tenorio y finalmente, por las tefras del Arenal. Los contactos entre las unidades geológicas no son claras (Fig.2.4).

En el área predominan las formaciones volcánicas como el Grupo Aguacate, Formación Bagaces, Formación Monteverde y Vulcanismo del Tenorio, se consideró además, a la Formación Venado debido a su proximidad con el sector de estudio (Fig. 2.4).

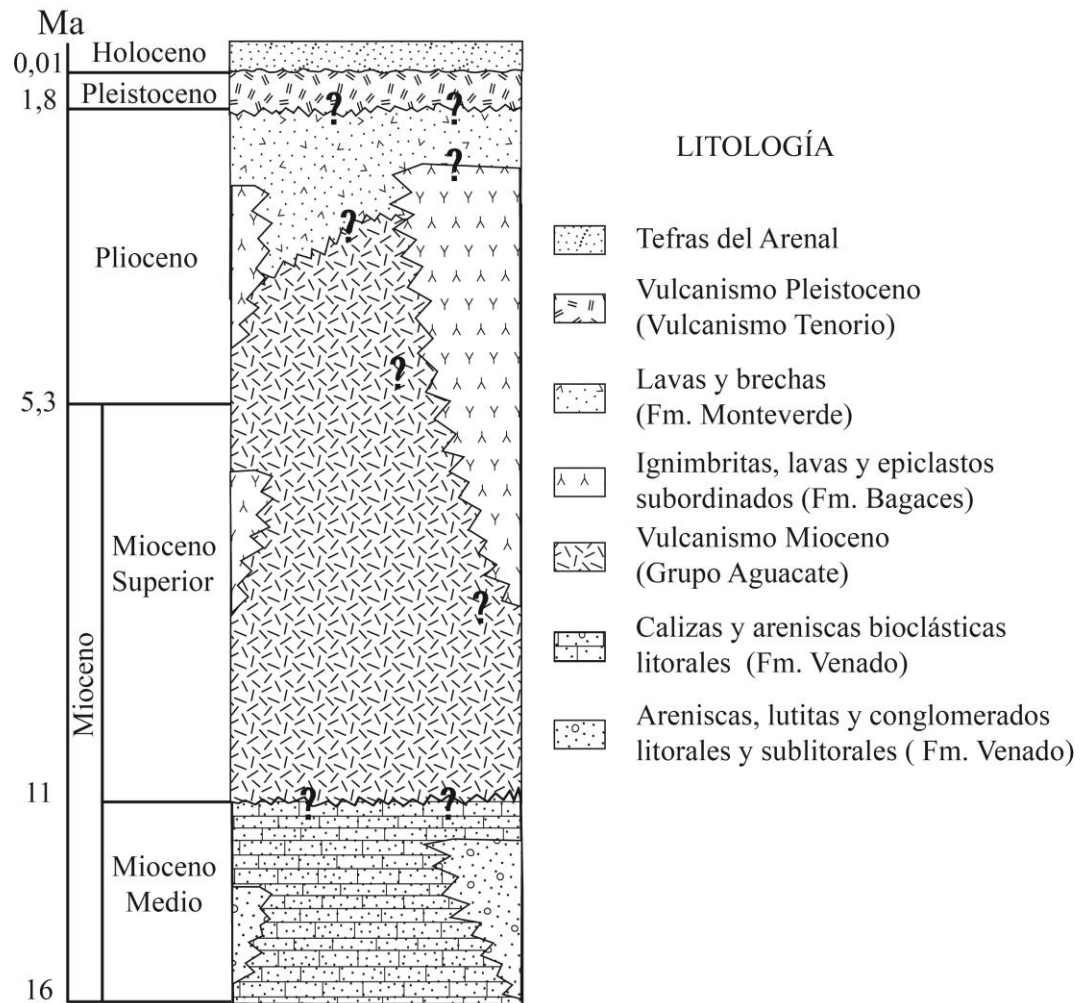


Fig.2.4. Columna geológica regional. Fuente: Modificada de Bonilla et. al., 2008.

2.2.1. Formación Venado

Nombrada inicialmente por Malavassi & Madrigal (1970), y redefinida por Obando (1986), corresponde con una formación sedimentaria marina, de ambiente estuarino de marisma, constituida por calizas, lutitas, limolitas y areniscas con ostrácodos, pelecípodos y foraminíferos; Edad Mioceno Medio.

Según Obando (1986), el espesor estimado para esta formación es 450 m a 500 m, se encuentra sobreyacida por la Formación Buenavista, y su contacto inferior no fue observado en la zona. Presenta estructuras sedimentarias tales como: estratificación planar paralela, con gradaciones positivas, canales de relleno, laminaciones paralelas en las facies de areniscas y lutitas, estratificación cruzada, contactos erosivos y acuñamiento de estratos, indicadores de un ambiente de alta energía.

2.2.2. Grupo Aguacate

El Grupo Aguacate corresponde a una unidad litoestratigráfica que tradicionalmente se ha utilizado para incluir las rocas volcánicas post-cretácico y pre-cuaternario de Costa Rica, lo que ha causado una confusión en cuanto a la litología, distribución, edad y rango de la misma. (Kussmaul, 2000 y Denyer & Arias, 1991)

Los primeros estudios realizados en rocas pertenecientes a este grupo fueron efectuados después del descubrimiento del oro en los montes del Aguacate, en los años 1800 (Attwood, 1882; Mellis, 1890); posterior a esta fecha se han realizado diversos estudios en los cuales diferentes nombres han sido utilizados para hacer referencia a las rocas volcánicas que afloran en la Cordillera de Tilarán, Montes del Aguacate e incluso, en las estribaciones de la Codillera de Talamanca.

Romanes (1912) hace referencia a esta unidad como “complejo volcánico de los Montes del Aguacate” o “Serie del Aguacate”. Dengo & Chaverri (1951) atribuyen a Schaufelberger la nominación de “Complejo volcánico Aguacate”. Malavassi, (1967) y

Castillo, (1969, 1970), utilizan el nombre “Formación volcánica del Aguacate”. Madrigal, (1970) introduce el rango de Grupo Aguacate, separando a este de la Formación Monteverde y Berrangé (1977) propone el nombre del Complejo del Aguacate.

Para los Montes del Aguacate, las rocas que se presentan son variadas: basaltos, basaltos andesíticos, andesitas, tobas de flujo ácidas, coladas riolíticas, brechas, aglomerados y sedimentos volcanoclásticos, siendo estas secuencias cortadas en algunos sectores por pequeños cuerpos intrusivos y diques basálticos. De igual manera, se menciona la presencia de sedimentos fluviales y lacustres intercalados. (Dengo, 1962b; Amos & Rogers, 1983; Tournon & Alvarado, 1997 y Kussmaul, 2000)

2.2.3. Formación Bagaces

Esta formación fue denominada por Dóndoli (1950) como: “Toba Gris”. Posteriormente, Dengo (1962a) la definió con el nombre de Formación Bagaces. A la misma se le asigna Edad Pleistoceno Temprano. (Proyecto Acuasub, 1975)

De acuerdo con Gillot et al. (1994), esta posee un rango temporal de 8 M.a hasta 1,6 M.a por medio de dataciones K-Ar.

Su definición más básica la describe como tobas de composición dacítica, principalmente del tipo ignimbríta y por sedimentos lacustres asociados.

Esta formación de acuerdo con Bohnenberger (1968) cubre una superficie de 250 km², que forma cerros relictos bajos, constituidos por una capa subhorizontal de materiales piroclásticos.

En la región de Cañas, en el SE, las litologías de la parte superior de la Formación Bagaces son particularmente complejas. Al tope de la Formación Bagaces aparece un suelo fósil, arcilloso, rojizo, muy definido, de no más de 5 m de espesor. (Bolaños, 1984)

De acuerdo con Civelli et al. (2005), esas sobreyacen localmente a las lavas de Taboga (Grupo Aguacate), ubicadas más al SE de la hoja Tierras Morenas.

2.2.4. Formación Monteverde

Esta unidad litoestratigráfica es definida por Chaves & Sáenz (1974), como Miembro Monteverde, perteneciente a la Formación Aguacate. Ambos autores sitúa su sección tipo en el caserío de Monteverde, en las cabeceras del río Guacimal. La misma consta de intercalaciones de lavas andesíticas y tobas andesíticas y riódacíticas. Kussmaul & Sprechman (1982), las describe como andesitas con características similares a las lavas de los volcanes cuaternarios sin alteración hidrotermal.

Alvarado et al. (1992), menciona que el contacto entre las lavas del Grupo Aguacate y las de la Formación Monteverde es difícil de trazar, ya que tanto su composición petrográfica como química es muy parecida, sin embargo Chaves & Sáenz (1974) mencionan que el contacto entre estas es discordante. Los flujos de lava andesíticas se encuentran cubriendo depósitos de flujos de pómez en la Cordillera de Tilarán en el límite entre vulcanismo de Tilarán y Central. (Gillot et al., 1994)

Por su parte, Cigolini & Chaves (1986), las refiere como flujos andesíticos sobreyaciendo a depósitos gruesos de ignimbritas riódacíticas de edad Pliocena y sobreyacen discordantemente al intrusivo Guacimal y a la Formación Aguacate.

Gillot et al. (1994), asocia a la Formación Monteverde como una fase importante de vulcanismo efusivo desarrollado rápidamente a lo largo del Plateau. Gillot et al. (1994), menciona que corresponde al evento más grande conocido de andesitas fisurales que tomaron lugar en Monteverde, Peñas Blancas, Tilarán, Poco Sol, Hacha y Montes del Aguacate. Subsecuentemente, el vulcanismo es limitado por actividad alineada NNW-SSE.

Cigolini & Chaves (1986) propone que la unidad es posterior al Volcanismo del Mio-Plioceno del Grupo Aguacate y a los intrusivos de Guacimal, mientras que Alvarado, 1993 en Gillot et al. (1994), menciona que la edad varía entre 2,2-1,0 M.a. basado en dataciones Ar-Ar.

2.2.5. Vulcanismo del Pleistoceno: Tenorio

Castro (1993) menciona varias unidades informales correspondientes a eventos asociados al vulcanismo del Volcán Tenorio, todas de edad Pleistoceno Superior. Estas unidades son: Domos y Domos-colada de Bijagua, Volcanitas de la Fila Chiquero, Volcanitas del sistema Tenorio-Montezuma, Lavas básicas de Bijagua, Piroclastitas de caída y Lahares del Tenorio.

Chiesa et al. (1994), describe los volcanes Tenorio y Montezuma como complejos de estratovolcanes constituidos por conos piroclásticos, cráteres orientados N25°W y flujos de lava andesíticos y basalto-andesíticos.

Civelli et al. (2005), describe flujos piroclásticos aflorando cerca del Río Chiquito los cuales han sido poco estudiados, de igual manera se describen lahares asociados al volcán Tenorio distribuidos en el sector suroeste con topografía hummocky, indicando que pudo haber sido un debris avalanche transformado a un debris flow por incorporación de agua, no se distingue la caldera de avalanche de donde se originó.

2.2.6. Tefroestratigrafía del volcán Arenal.

La historia tefroestratigráfica del volcán Arenal está constituida por una secuencia de al menos 22 unidades (AR-1 a AR-22) de materiales piroclásticos predominantemente de caída (cenizas y lapilli) en la parte media y distal, mientras que en la parte proximal predominan los depósitos de flujos y oleadas piroclásticas, así como de caída (balística y eólica). Abarca un registro de 7000 años de historia eruptiva. (Soto & Alvarado, 2006) (Fig. 2.5)

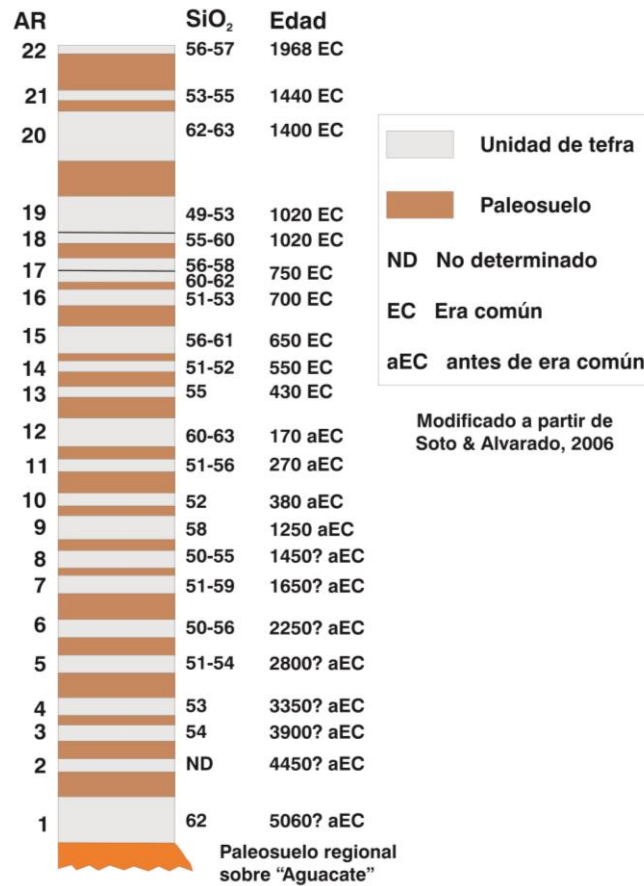


Fig. 2.5. Columna tefroestratigráfica generalizada de las tefras de caída del volcán Arenal. Fuente: Modificado de Soto & Alvarado, 2006.

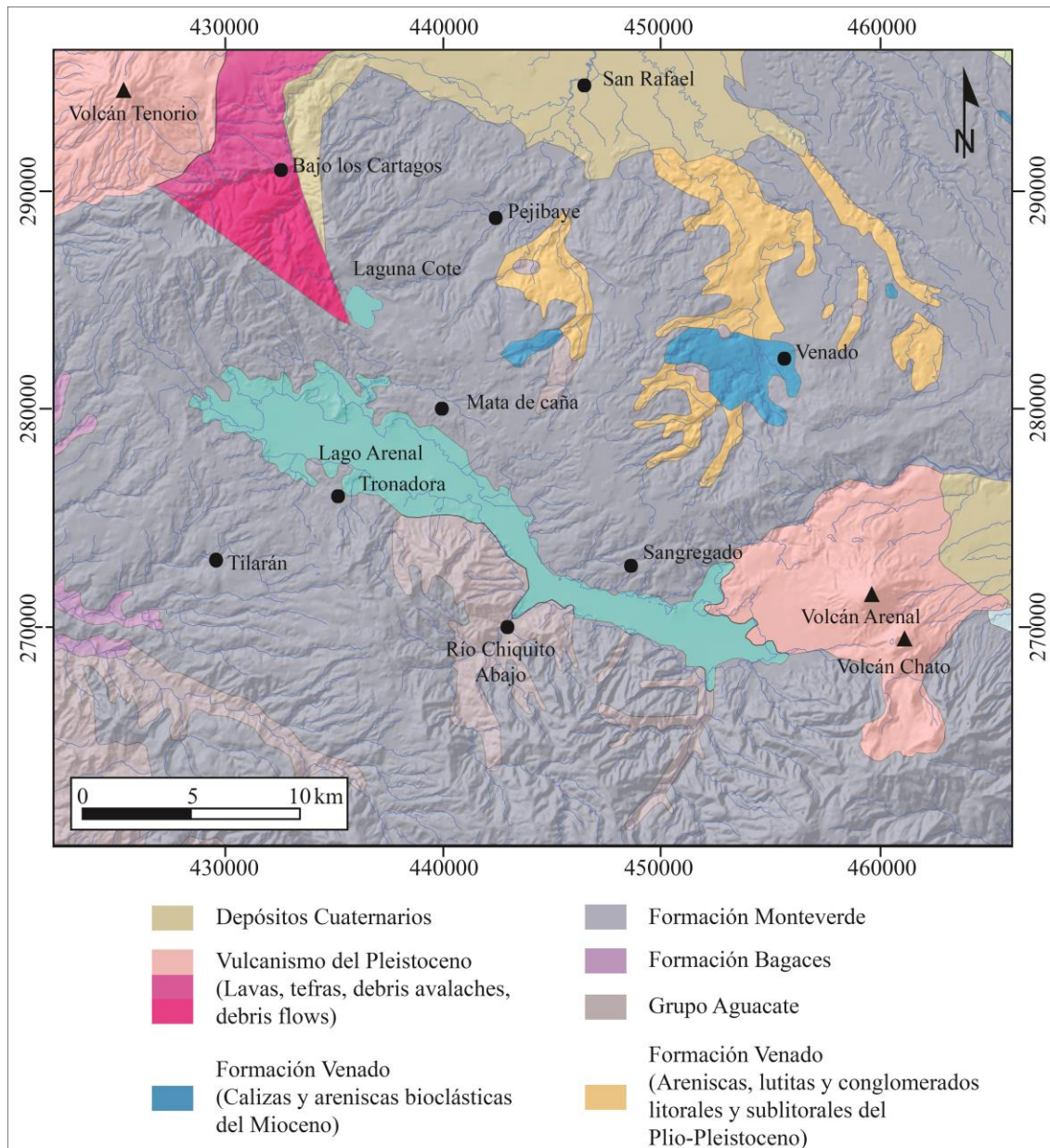


Fig.2.6. Mapa geológico regional de los alrededores de la zona de estudio. Fuente: Tomado de Denyer & Alvarado, 2007.

CAPÍTULO 3. INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA DE LA FALLA COTE

3.1. RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

El método geoelectrico o SEV (Sondeo Eléctrico Vertical) utiliza la medida de las resistividades de los materiales geológicos subsuperficiales para determinar su espesor y profundidad (Telford et al., 1990; Reynolds, 1997), también para detectar y localizar cuerpos y estructuras geológicas basándose en su contraste resistivo (Cantos, 1987) y para detectar y establecer los límites de capas horizontales de suelo (Orellana, 1982).

Este método precisa la utilización de un equipo de prospección geoelectrica compuesto básicamente por un generador de corriente, un miliamperímetro y milivoltímetro, electrodos de acero y cobre, bobinas de cable y una computadora portátil para registrar las medidas realizadas. (Fig. 3.1)

El método tiene su fundamento en el hecho de que las variaciones en la conductividad del subsuelo alteran el flujo de corriente en el interior de la Tierra, lo que se traduce en una variación de la distribución del potencial eléctrico. (Griffiths & King, 1972)

El mayor o menor grado de la alteración del potencial eléctrico en la superficie del terreno depende del tamaño, forma, localización y resistividad eléctrica de los cuerpos del subsuelo. Por consiguiente, se puede obtener una información acerca de la distribución de estos cuerpos en el subsuelo a partir de mediciones de potencial efectuadas en la superficie del terreno. (Griffiths & King, 1972; Keller et al., 1966; Gómez et al., 2005)

En este método se realizaron tres perfiles (PE-CA1, PE-CA2 y PE-CA3) colocados de manera transversal al posible trazo de la falla (Fig. 3.1 y cuadro 3.1), obteniendo de cada investigación un perfil de resistividades aparentes y otro de capas del subsuelo. En total se realizaron 84 sondeos eléctricos verticales, para un total de 4050 m de investigación.



Fig. 3.1. Trabajo de campo realizado

Cuadro 3.1. Listado de los perfiles realizados y su ubicación

NO.	PERFIL	LAMBERT ESTE INICIO	LAMBERT NORTE INICIO	ALT. m s.n.m	LAMBERT ESTE FINAL	LAMBERT NORTE FINAL	ALT. m s.n.m
1	PE-CA1	436981	283415	694	437970	284406	682
2	PE-CA2	442065	279059	590	442281	279184	716
3	PE-CA3	449692	274511	793	450553	275616	848



Fig.3.2. Ubicación de los perfiles de resistividad eléctrica.

A continuación se ejemplifican los resultados de cada perfil:

3.1.1. PERFIL PE-CA1

Este perfil (Perfil Eléctrico Cote-Arenal 1) tiene una orientación NE-SW, e inicia en el estacionamiento 0+050 con una altitud de 694 m s.n.m y finaliza en el estacionamiento 1+450 con una altitud de 682 m.s.n.m (Fig. 3.4, cuadro 3.1). Tiene una longitud de investigación de 1400 m y en él se realizaron 29 sondeos eléctricos verticales separados cada 50 m. Además, se investigó una profundidad mínima de 17 m y máxima de 170 m aproximadamente.

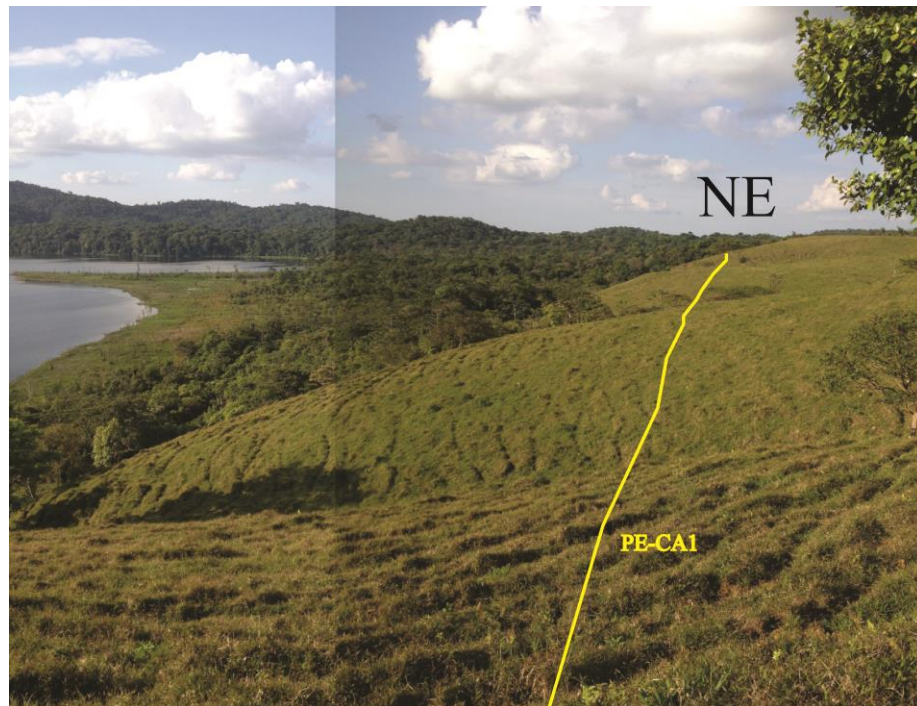


Fig. 3.3. Perfil Eléctrico Cote-Arenal 1.

Se presentan tres anomalías ubicadas en los estacionamientos 0+250 (tercer orden), entre el 0+850 y el 0+900 (segundo orden) y en el estacionamiento 1+050 (primer orden) (Fig.3.4, cuadro 3.2).

A continuación se describen las isoresistividades aparentes y las capas geoelectricas encontradas:

ISORESISTIVIDADES APARENTES

Se definieron 3 rangos isoresistivos (Fig. 3.5) los cuales pueden asociarse a diferentes materiales del subsuelo que corresponden a:

- a) Valores menores a 100 Ωm , se asocia a suelo, materiales arcillosos, materiales piroclásticos sin consolidar o rocas muy meteorizadas y fracturadas y posiblemente presencia de agua.
- b) Entre 100 y 400 Ωm se asocia a niveles correspondientes con rocas volcánicas fracturadas y posiblemente meteorizadas.
- c) Mayores de 400 Ωm se asocia a niveles correspondientes con rocas volcánicas más sanas con posible fracturamiento. No obstante, estos valores altos en superficie se asocian también a suelos muy drenados o a un conjunto de bloques dentro de una matriz levemente arcillosa y más arenosa.

CAPAS GEOELÉCTRICAS

Se determinaron 3 capas geoelectricas (Fig. 3.5), cuyas características son las siguientes:

- a) Capa 1: Se asocia a suelos muy drenados, material coluvial o posiblemente a fragmentos de rocas ígneas en una matriz levemente arcillosa. Su espesor a lo largo del perfil varía entre 2 y 10 m y presenta valores de resistividad que van de 100-915 Ωm . Esta capa presenta una zona con resistividades más bajas (30-50 Ωm) entre el estacionamiento 0+850 y el estacionamiento 0+950, que varían posiblemente por la presencia de materiales más finos, presencia de agua o ambos.
- b) Capa 2: Presenta dos zonas con diferencias de resistividades. En la primera se

estiman rocas ígneas volcánicas fracturadas con materiales arenosos, y resistividades entre 100-600 Ω m con espesores entre 25-75 m, mientras que, en la otra zona, se observaron materiales más meteorizados o con materiales más arcillosos con resistividades entre 25-80 Ω m, se presenta un aumento en el espesor de más de 100 m del estacionamiento 0+500 y 0+850 y posibles variaciones laterales.

- c) Capa 3: Corresponde probablemente a materiales piroclásticos finos, brechas y posible presencia de materiales lávicos fracturados, muy meteorizados y por los valores de resistividades tan bajas también podría estar asociado a presencia de agua y rocas sedimentarias. Se obtuvieron valores de resistividad de 10-60 Ω m.

Cuadro 3.2. Ubicación de anomalías presentes en el perfil PE-CA1.

PERFIL COTE 1 (PE-CA-1)				
ANOMALÍA	ESTACIONAMIENTO	LAMBERT ESTE	LAMBERT NORTE	ALT. m s.n.m
A1PE1	0+250	437121	283555	723
A2PE1	0+850	437545	283980	672
A3PE1	1+050	437686	284121	665

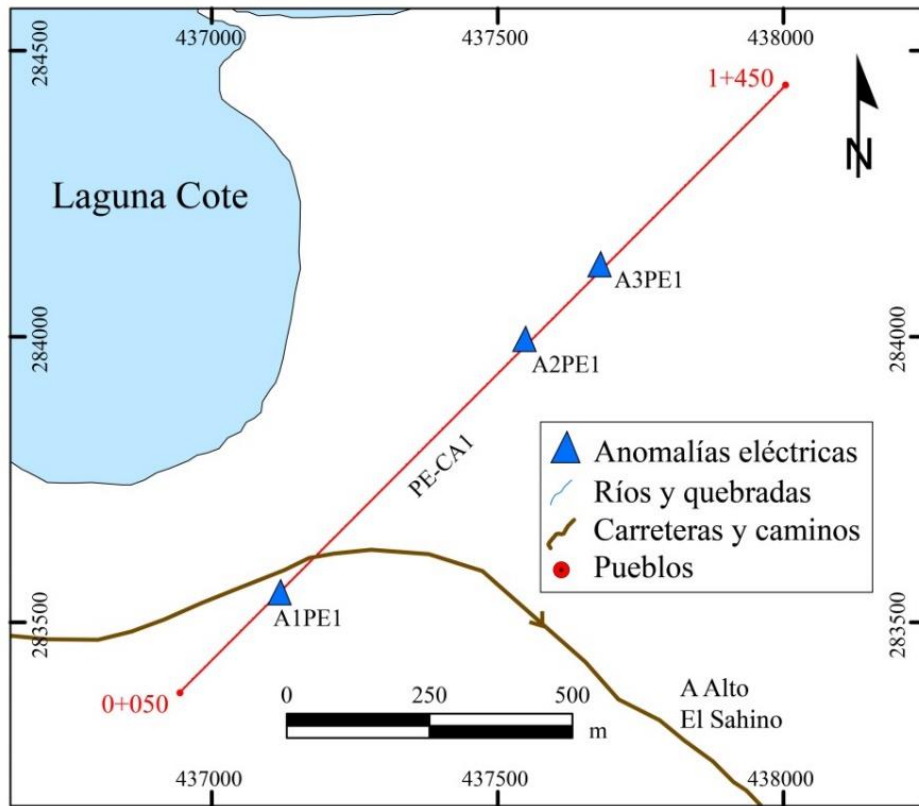
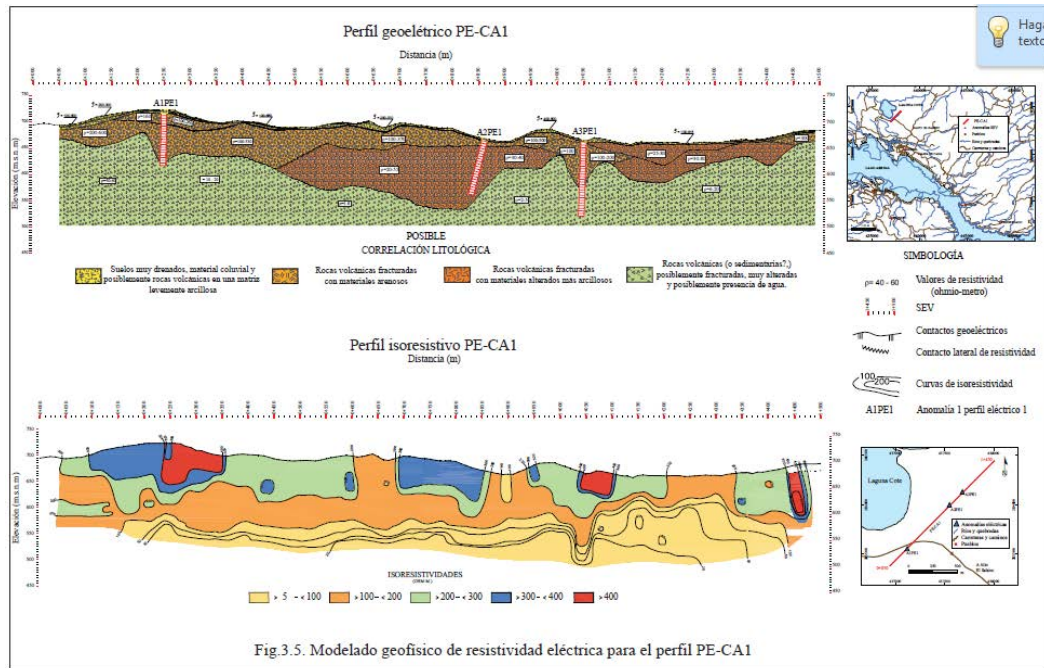


Fig. 3.4. Anomalías presentes en el PE-CA-1.

Fig.3.5. Modelado geofísico de resistividad eléctrica para el perfil PE-CA1



3.1.2. PERFIL PE-CA2

Inicia en el estacionamiento 0+200 con una altitud de 590 m s.n.m y finaliza en el estacionamiento 1+450 con una altitud de 716 m s.n.m, y rumbo NE-SW (Cuadro 3.3). Tiene una longitud de investigación de 1250 m y en él se realizaron 26 sondeos eléctricos verticales separados cada 50 m. Además, se investigó una profundidad mínima de 17 m y máxima de 170 m aproximadamente. Se presentan dos anomalías en el estacionamiento 0+300 y en el 0+650 (Fig. 3.6).

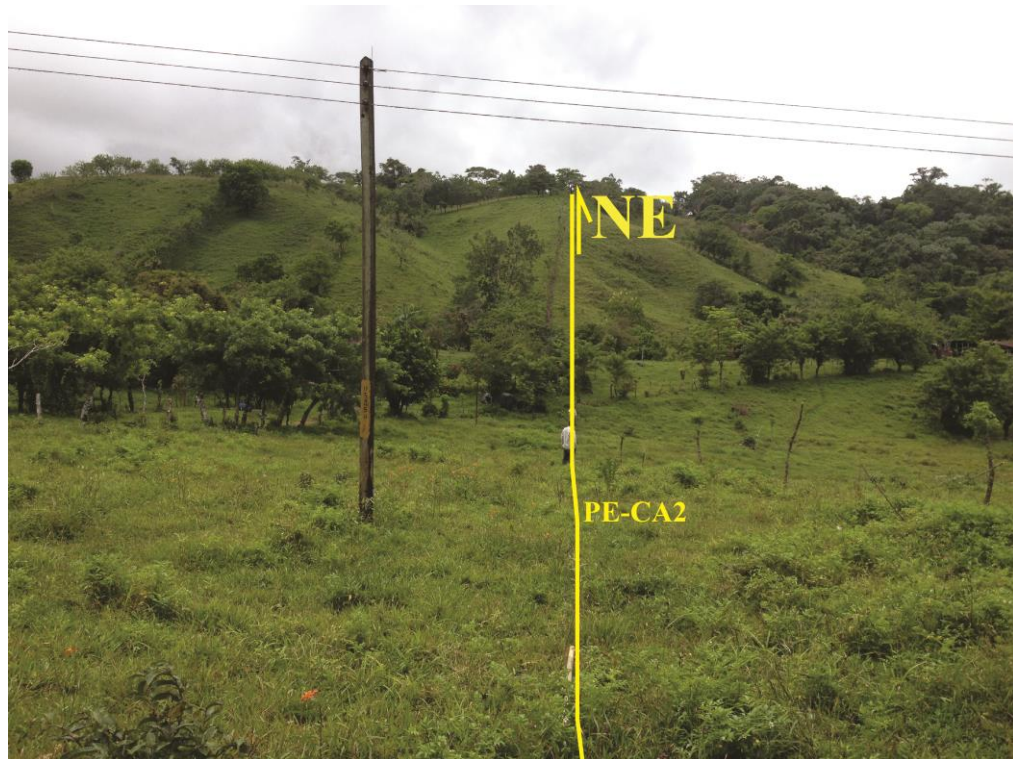


Fig. 3.6. Perfil Eléctrico Cote-Arenal 2.

A continuación se describen las iso-resistividades aparentes y las capas geoelectricas encontradas:

ISORESISTIVIDADES APARENTES

Se definieron 3 rangos iso-resistivos (Fig. 3.8) los cuales pueden asociarse a diferentes materiales del subsuelo que corresponden a:

- a) Valores menores a 100 Ωm , se asocia a suelo, materiales arcillosos, materiales piroclásticos sin consolidar y roca fracturada, muy meteorizada y posiblemente presencia de agua.
- b) Entre 100 y 400 Ωm se asocia a niveles correspondientes con rocas volcánicas fuertemente fracturadas y posiblemente meteorizada.
- c) Mayores de 400 Ωm se asocia a niveles correspondientes con rocas más sanas y con posible fracturamiento, no obstante, estos valores altos en superficie se asocian también a suelos muy drenados o a un conjunto de bloques dentro de una matriz levemente arcillosa y más arenosa.

CAPAS GEOELÉCTRICAS

Se determinaron 3 capas geoelectricas (Fig. 3.8), cuyas características son las siguientes:

- a) Capa 1: Se asocia a suelos muy drenados, material coluvial y posiblemente a fragmentos de rocas ígneas en una matriz levemente arcillosa y más arenosa. Su espesor a lo largo del perfil varía entre 2 y 10 m y presenta valores de resistividad que van de 200-650 Ωm ; además, una zona con resistividades más bajas (30-45 Ωm) entre el estacionamiento 0+200 y el estacionamiento 0+500, y entre el estacionamiento 0+600 y 0+750, que varían posiblemente por la presencia de materiales finos y alterados, presencia de agua o ambos.
- b) Capa 2: Se estiman rocas volcánicas fracturadas y meteorizadas con materiales arcillosos, presenta resistividades entre 30-85 Ωm y espesores entre 30-60 m.
- c) Capa 3: corresponde a materiales finos posiblemente piroclásticos, brechas o

presencia de materiales lávicos fracturados, muy meteorizados y por los valores de resistividades tan bajas, también podría estar asociado a presencia de agua y rocas sedimentarias. Se obtuvieron valores de resistividad de 10-36 Ω m.

Cuadro 3.3. Ubicación de anomalías presentes en el perfil PE-CA2.

PERFIL COTE 2 (PE-CA-2)				
ANOMALÍA	ESTACIONAMIENTO	LAMBERT ESTE	LAMBERT NORTE	ALT. m s.n.m
A1PE2	0+300	441284	278609	612
A2PE2	0+650	441587	278783	687

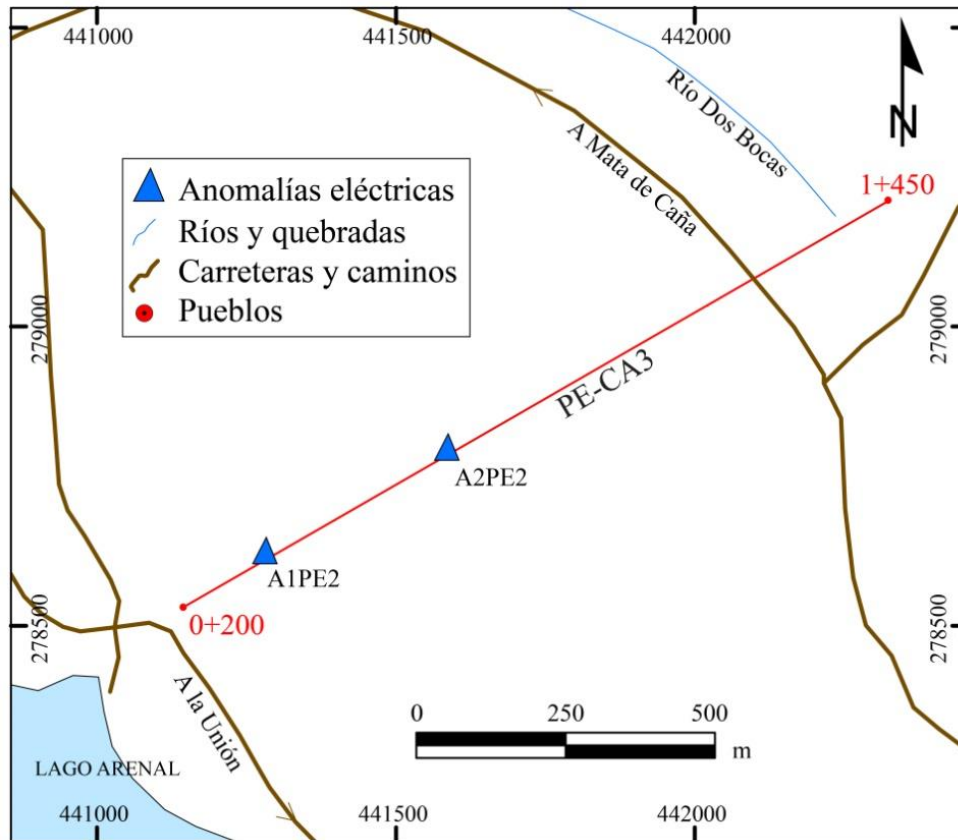
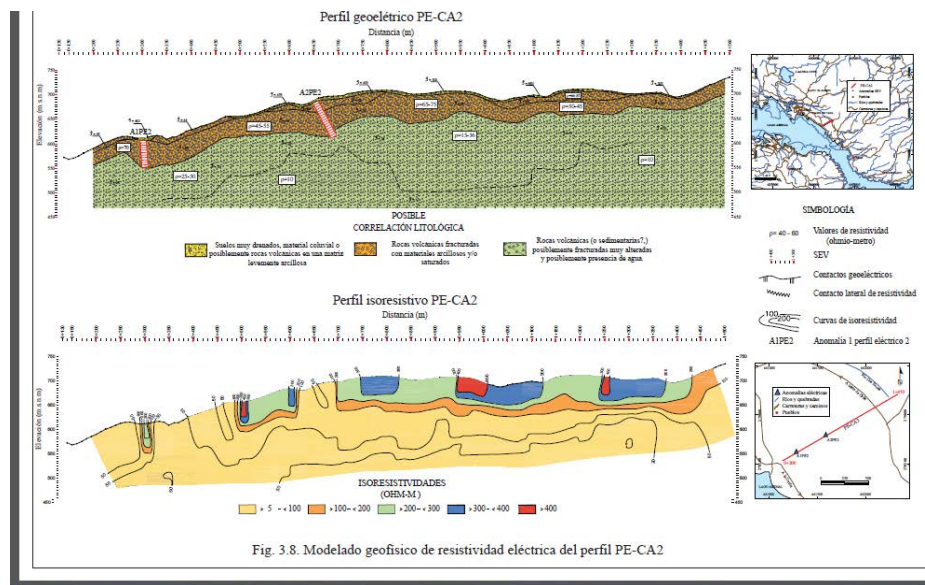


Fig.3.7. Anomalías presentes en el PE-CA-1.

Fig.3.8. Modelado geofísico de resistividad eléctrica del perfil PE-CA2.



3.1.3. PERFIL PE-CA3

Tiene una orientación NE-SW e inicia en el estacionamiento 0+050 con una altitud de 793 m s.n.m finalizando en el estacionamiento 1+450, con una altitud de 848 m s.n.m. Tiene una longitud de investigación de 1400 m y en él se realizaron 29 sondeos eléctricos verticales separados cada 50 m además, se investigó una profundidad mínima de 17 m y máxima de 170 m aproximadamente (Fig. 3.9).



Fig.3.9. Perfil Eléctrico Cote-Arenal 3.

Este perfil cambia con respecto a los otros dos, ya que muestra un espesor constante tanto en la primera capa como en la segunda y no hay cambios bruscos de espesores, sino que se mantienen entre 2 y 10 m para la primera capa y entre 10 y 20 m para la segunda capa.

Se observó además, una posible variación lateral en el estacionamiento 0+350,

debido al cambio de resistividades y al corte abrupto de la capa, ya que no se da una continuidad observable en los demás sondeos analizados.

A continuación se describen las iso-resistividades aparentes y las capas geoeléctricas encontradas.

ISORESISTIVIDADES APARENTES

Se definieron 3 rangos iso-resistivos (Fig. 3.11), los cuales pueden asociarse a diferentes materiales del subsuelo, que corresponden a:

- d) Valores menores a $100 \Omega\text{m}$, se asocia a suelo, materiales arcillosos, materiales piroclásticos sin consolidar y roca fracturada muy meteorizada y probable presencia de agua.
- a) Entre 100 y $400 \Omega\text{m}$ se asocia a niveles correspondientes con rocas volcánicas fuertemente fracturadas y posiblemente meteorizada.
- b) Mayores de $400 \Omega\text{m}$ se asocia a niveles correspondientes con rocas más sanas con posible fracturamiento. No obstante, estos valores altos en superficie se asocian también a suelos muy drenados o a un conjunto de bloques dentro de una matriz levemente arcillosa y más arenosa.

CAPAS GEOELÉCTRICAS

Se determinaron 3 capas geoeléctricas (Fig. 3.11), cuyas características son:

- a) Capa 1: Se asocia a suelos muy drenados, tobas, material coluvial y posiblemente a un conjunto de bloques dentro de una matriz arenosa. Su espesor a lo largo del perfil varía entre 2 y 10 m y presenta valores de resistividad que van de 500 - $1000 \Omega\text{m}$.
- b) Capa 2: Corresponde a rocas volcánicas, fracturadas, meteorizadas y con materiales

más arcillosos. Su espesor a lo largo del perfil varía entre 10 y 20 m y presenta valores de resistividad que van de 100-300 Ω m.

- c) Capa 3: Corresponde a materiales piroclásticos, brechas y presencia de materiales fracturados, muy meteorizados. Se obtuvieron valores de resistividad de 10-40 Ω m. Esta capa presenta, un nivel que se observa solo del estacionamiento 0+050 al 0+350 pudiendo ser una variación lateral de las capas encontradas. Además, se observó un nivel (a más de 120m) y con resistividades desde el 5 Ω m a 20 Ω m lo que podría corresponder a un nivel freático profundo, observado solo del estacionamiento 0+400 al 1+250 ó rocas sedimentarias.

Cuadro 3.4. Ubicación de anomalías presentes en el perfil PE-CA3.

PERFIL COTE 3 (PE-CA-3)				
ANOMALÍA	ESTACIONAMIENTO	LAMBERT ESTE	LAMBERT NORTE	ALT. m s.n.m
A1PE3	0+350	449875	274748	839

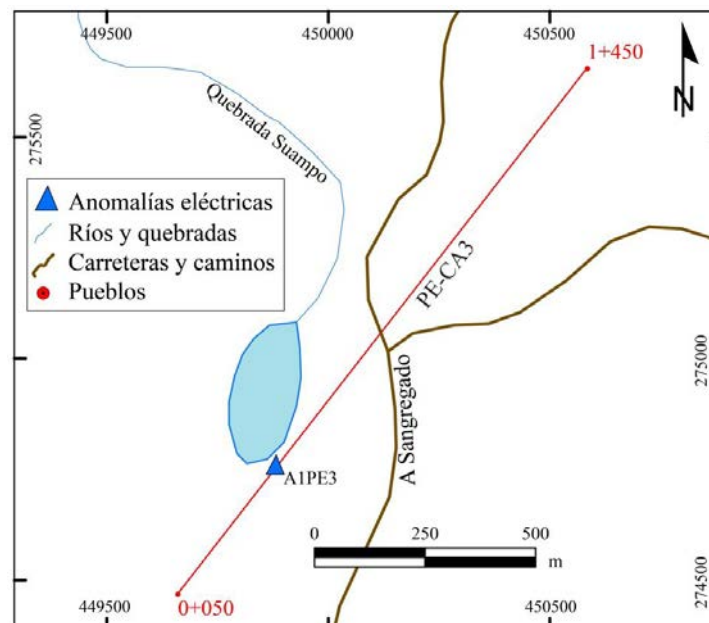
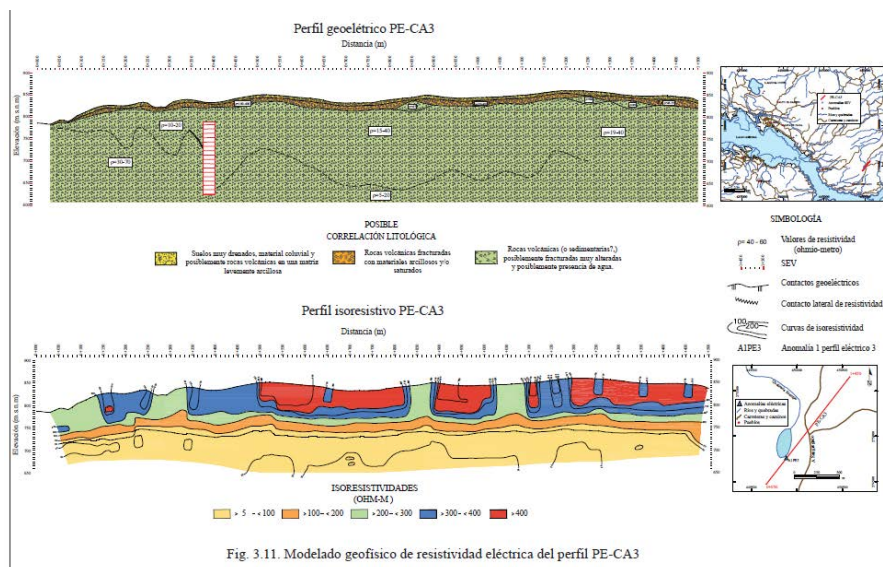


Fig.3.10. Anomalía presente en el PE-CA-3.

Fig.3.11. Modelado geofísico de resistividad eléctrica del perfil PE-CA3.



DISCUSIÓN

De acuerdo con los resultados obtenidos se identificaron tres capas geoelectricas. La primera se asocia a suelos muy drenados y arenosos, tobas y material coluvial. La segunda capa a brechas, rocas volcánicas fracturadas o meteorizadas, con materiales más arcillosos y lahares. La tercera capa y más profunda a materiales piroclásticos, también lahares y presencia de materiales fracturados, muy meteorizados (ver cuadro 3.5). Se identificaron además, posibles anomalías que se pueden asociar con fallas de la zona.

La inversión realizada para los perfiles fue la siguiente: para el perfil PE-CA-1 se obtuvo una inversión con un error promedio de 5,93%; para el PE-CA-2 4,15% y para el perfil PE-CA-3, una inversión con un error de 4,18% para un error promedio total de 4,75% en la raíz media cuadrática (RMS).

Cuadro 3.5. Capas geoelectricas asociadas a los perfiles geofísicos realizados.

No.	CAPAS	PE-CA-1		PE-CA-2		PE-CA-3	
		ESPESOR (m)	RESISTIVIDAD (Ω m)	ESPESOR (m)	RESISTIVIDAD (Ω m)	ESPESOR (m)	RESISTIVIDAD (Ω m)
1	Suelos muy drenados y arenosos, tobas, material coluvial.	2-10	100-915	2-10	200-650/30-45	2-10	500-1000
2	Rocas volcánicas fracturadas, meteorizadas, con materiales más arcillosos y lahares.	25-75	100-600/20-80	30-60	30-85	10-20	100-300
3	Materiales piroclásticos, brechas y posible presencia de agua, materiales fracturados, muy meteorizados, roca sedimentaria	>25-75	1-60	>30-60	10-36	>10-20	10-40

Como complemento, se realizó la búsqueda de perforaciones junto con la descripción geológica, para determinar alguna información de importancia con respecto al

fallamiento, pero de la base del SENARA solo había dos perforaciones con descripción de un total de 7 seleccionadas para el área. De esas dos perforaciones, la descripción es sin embargo, muy general. En la fig. 3.12, se observa la litología a profundidad asociada a arcillas y tobas, lahares con diferente contenido de fragmentos de rocas y materiales finos y brechas y lavas, estos primeros 50 m de perforación concuerdan con las dos primeras capas del método geofísico de resistividad eléctrica.

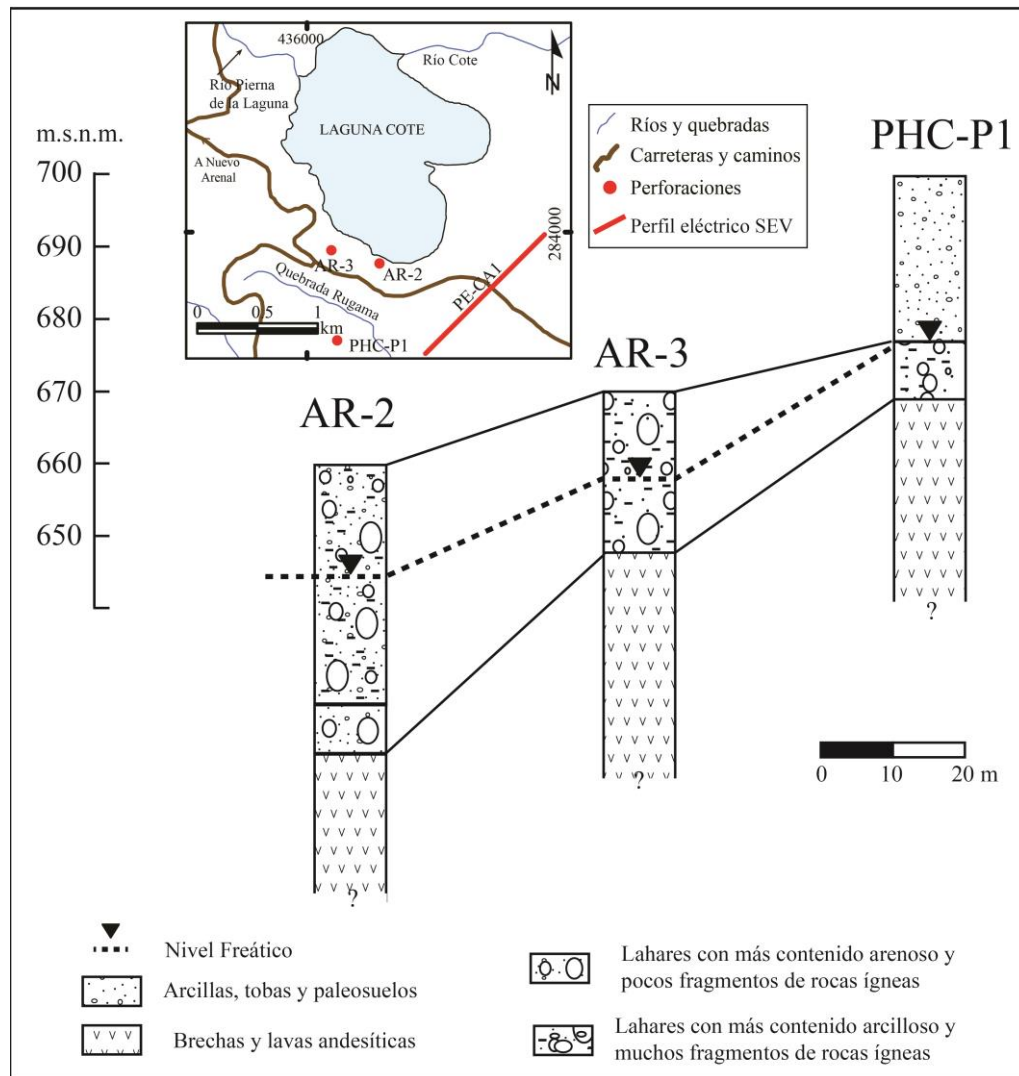


Fig.3.12. Correlación y ubicación de pozos disponibles en la zona.

3.2.MAGNETOMETRÍA

La magnetometría es una técnica que mide y estudia las variaciones del campo magnético terrestre, obteniendo medidas del valor total del campo magnético o del gradiente de dicho campo magnético. Estas variaciones son debidas a la presencia de cuerpos susceptibles de ser magnetizados y que contribuyen a modificar el campo magnético terrestre de los alrededores. Aunque el trabajo de campo sea sencillo en muchos aspectos, la interpretación es más complicada y tiene un alto grado de subjetividad y por lo tanto, su interpretación es fundamentalmente cualitativa o a lo más, una solución cuantitativa aproximada del problema.

El principio del método consta en que muchos de los minerales que forman las rocas son no magnéticos, pero hay ciertos tipos de rocas (cuadro 3.6) que sí contienen suficientes minerales magnéticos. La mayoría de las rocas contienen pequeñas, pero significativas cantidades de minerales ferromagnéticos, tales como: magnetita o hematita, y en proporciones muy variables, según los tipos de rocas pueden llegar a producir una anomalía magnética, la cual es medida mediante instrumentos especializados y sensibles proporcionándonos una interpretación del subsuelo.

Cuadro 3.6. Susceptibilidades típicas para rocas

Tipo de Roca	Susceptibilidad (cgs-emu)
Roca Sedimentaria	0,00005
Roca Metamórfica	0,0003
Granitos y Riolitas	0,0005
Gabros y Basaltos	0,006
Rocas Ultrabásicas	0,012

Fuente: Burger et al., 2006.

Muchas rocas tienen una apreciable imantación remanente que se suma a la inducida y el modo en que se ha originado depende del tipo de rocas, pero en muchos

casos, las rocas adquirieron la imanación durante su formación o en un periodo próximo de su historia, por lo que la dirección de imanación remanente depende de la dirección local del campo magnético terrestre en esa época y puede ser totalmente distinta a la componente inducida por el campo actual.

De esto se deduce que la imanación de una roca es la resultante de dos componentes y salvo que se conozcan ambas, su valor se desconoce en intensidad y dirección. Esto resulta una complicación a la hora de hacer la interpretación, aunque a veces en la práctica, debido a la edad de la roca o la inestabilidad magnética, la imanación remanente puede ser relativamente pequeña o aproximadamente paralela a la dirección actual del campo en la zona, pudiendo sumarse a la componente inducida; lo que podría representar una desventaja del método, el despreciar la imanación remanente, ya que a veces puede ser muy importante y esto da un cierto grado de incertidumbre a nuestra interpretación. (Griffiths & King, 1972)

Para obtener un mapa de anomalías a partir de los datos del campo geomagnético, es necesario aplicar ciertas correcciones, lo que generalmente requiere el conocimiento de su variación normal, temporal y espacial, en la zona investigada.

Los datos fueron tomados mediante un magnetómetro de vapor de cesio de alto rendimiento (Fig. 3.13) y fueron analizados mediante una primera corrección llamada la corrección por variación diurna del campo magnético terrestre respecto a la medida en la estación base local. La segunda es la corrección geomagnética, que es el equivalente con la corrección por latitud en la gravimetría; esta elimina el efecto del valor teórico obtenido del I.G.R.F (*International Geomagnetic Reference Field*) de los datos de campo. Por último, la corrección por elevación de terreno. No obstante, el gradiente vertical del campo geomagnético es de algunos $0,03\text{nT m}^{-1}$ en los polos y $-0,015\text{nT m}^{-1}$ en el Ecuador, por lo que una corrección de elevación no es usualmente aplicable. La influencia de la topografía puede ser significativa en grandes áreas de estudios magnéticos, pero no es completamente predecible, ya que depende de las propiedades magnéticas y de las características topográficas. Por lo tanto, en la prospección magnética las correcciones por elevación de terreno rara vez se aplican. (Keary et al., 2002)

La prospección se realiza sobre una zona pequeña, por ello la interpolación es bastante exacta. En este caso, las lecturas referidas a una estación base no son necesarios para la corrección por deriva instrumental, ya que por las características del instrumento utilizado, este no presenta deriva. Sin embargo, para el monitoreo de las variaciones diurnas el magnetómetro base si es necesario. Los datos usados fueron referidos de una base fija la cual se encuentra en el Observatorio Geomagnético Chiripa en Tilarán. La prospección magnética tiene un alto grado de subjetividad y, por lo tanto, su interpretación es fundamentalmente cualitativa.

Se realizaron 3 perfiles geofísicos denominados PM-CA1, PM-CA2, PM-CA3, ubicados según se observa en la fig. 3.20.



Fig. 3.13. Magnetómetro utilizado en el campo.

Cuadro 3.7. Ubicación de los perfiles de magnetometría realizados.

PERFIL	LAMBERT ESTE INICIO	LAMBERT NORTE INICIO	ALT. m s.n.m	LAMBERT ESTE FINAL	LAMBERT NORTE FINAL	ALT. m s.n.m
PM-CA1	436136	286307	750	434804	284919	770
PM-CA2	439809	279511	605	441153	280866	690
PM-CA3	443700	275870	550	445517	277309	780



Fig. 3.14. Ubicación de los perfiles de magnetometría.

Se construyó un mapa de curvas isoanómalas, interpolando los valores magnéticos. Luego se realizaron las otras correcciones, como técnicas de separación de tendencias regionales, primeras y segundas derivadas, el modelado de cuerpos y reducción al polo.

La reducción al polo es una transformación matemática del campo de anomalías magnéticas local, tal y como si el área de estudio estuviera ubicada en el polo magnético. Esta transformación elimina el desplazamiento de las anomalías debido a la inclinación y declinación del campo magnético terrestre. Por lo tanto, las anomalías reducidas se sitúan en la vertical del cuerpo magnetizado, fuente de la anomalía misma, facilitando la interpretación. Después de haber aplicado las correcciones diurnas y geomagnéticas, todas

las variaciones del campo magnético restantes deben ser causadas únicamente por las variaciones espaciales de las propiedades magnéticas del subsuelo. (Keary, et al. 2002)

Debido a que la carta magnética es afectada por la existencia de una componente horizontal del campo diferente de cero (desplazando la anomalía respecto a la fuente (Keary et al., 2002), se consideró pertinente que se realizaran otras correcciones como la reducción al polo y el modelado de cuerpos. Sin embargo, no mostró una anomalía tan marcada, por lo que se experimentó con otras correcciones, por ejemplo, la corrección de la vertical al campo total respecto a la reducción al polo y la primera derivada en la horizontal y en la vertical. No obstante, se determinó, mediante una comparación entre las curvas resultantes, que la corrección de la vertical al campo, total respecto a la reducción al polo, era la más óptima y porque coincidían bastante con las otras curvas de corrección obtenidas.

En este caso de estudio, las anomalías de fallas, como las originadas por desplazamiento vertical de las rocas del basamento, tienen la forma típica representada en la fig. 3.15, y se deben a la imantación de una losa horizontal semiinfinita de roca; estas se reflejarán por fajas lineales de gradiente algo intenso o por cambios bruscos en la dirección de las isolíneas. (Griffiths & King, 1972)

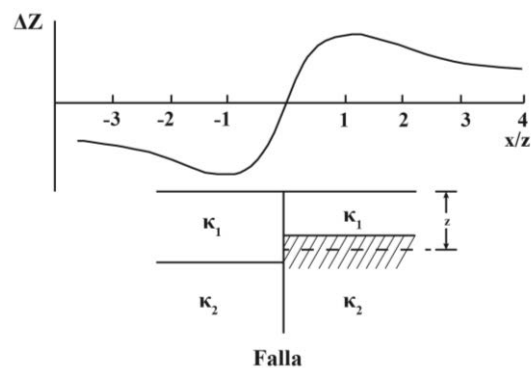


Fig. 3.15. Forma de la anomalía magnética vertical a través de una falla.

Fuente: Griffiths & King, 1972.

Con este método, al igual que en la magnetometría, no se tiene soluciones únicas y como se mencionó anteriormente, lo que podría representar una desventaja del método, es que se desprecie la imantación remanente, ya que a veces puede ser muy importante y esto da un cierto grado de incertidumbre a nuestra interpretación. (Griffiths & King, 1972)

A continuación se ejemplifican los resultados por perfil:

3.2.1. PERFIL PM-CA1

Está ubicado al norte del lago Arenal y al norte de la laguna Cote (Fig. 3.17). Sus coordenadas de inicio y final de perfil se encuentran en el cuadro 3.8 y tiene una longitud de investigación de 2000 m.

Para este perfil se obtuvieron valores de susceptibilidad de 0,013 a 0,060 emu equivalente a roca de tipo basáltica. La zona muestra varios cuerpos a unos 200 m de profundidad aproximadamente y de una manera desordenada. Sin embargo, donde se observa un cambio en la inflexión de la curva, se modeló una franja alargada como si se tratara de una anomalía por falla (Fig. 3.20).

En la fig. 3.16 se muestra el perfil de ubicación de las posibles zonas de anomalía (A1PM1: Anomalía 1 perfil magnético 1).



Fig. 3.16. Perfil magnetométrico, Cote-Arenal 1.

Cuadro 3.8. Ubicación de zona de anomalías (A1PM1) presentes en el perfil PM-CA1.

PERFIL COTE 1 (PM-CA1)			
ESTACIONAMIENTO	LAMBERT ESTE	LAMBERT NORTE	ALT. m s.n.m
58 (A1PM1)	285850	435660	663
59 (A1PM1)	285789	435613	662
60 (A1PM1)	285748	435579	661

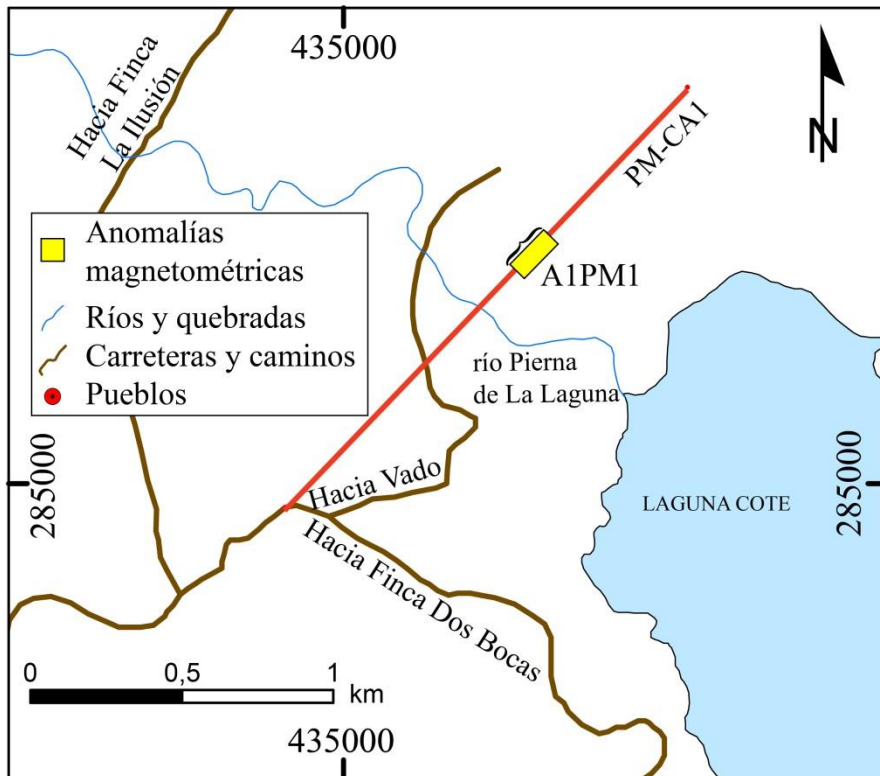


Fig. 3.17. Mapa de ubicación de las zonas de anomalía del perfil 1, PM-CA1.

3.2.2. PERFIL PM-CA2

Está ubicado al NE del lago Arenal en el pueblo de Mata de Caña (Fig. 3.18). Sus coordenadas de inicio y final de perfil se encuentran en el cuadro 3.9 y tiene una longitud de investigación de 2000 m.

Para este perfil se obtuvieron valores de susceptibilidad de 0,006 a 0,008 emu equivalente a roca de tipo basáltica. La zona muestra varios cuerpos a profundidades variables de 100 a 200 m y otro cuerpo más profundo a 600 m aproximadamente, donde se observa también un cambio en la inflexión de la curva, por lo que se modeló una franja alargada como si se tratara de una anomalía por falla (Fig. 3.20).

En la fig. 3.18, se muestra el perfil de ubicación de las posibles zonas de anomalía

(A1PM2 y A2PM2).

Cuadro 3.9. Ubicación de zonas de anomalías (A1PM2 Y A2PM2) presentes en el perfil PM-CA2.

PERFIL COTE 2 (PM-CA2)			
ESTACIONAMIENTO	LAMBERT ESTE	LAMBERT NORTE	ALT. m s.n.m
27 (A1PM2)	440167	279999	670
28 (A1PM2)	440225	280056	666
29 (A1PM2)	440263	280099	662
41(A2PM2)	440905	280598	660

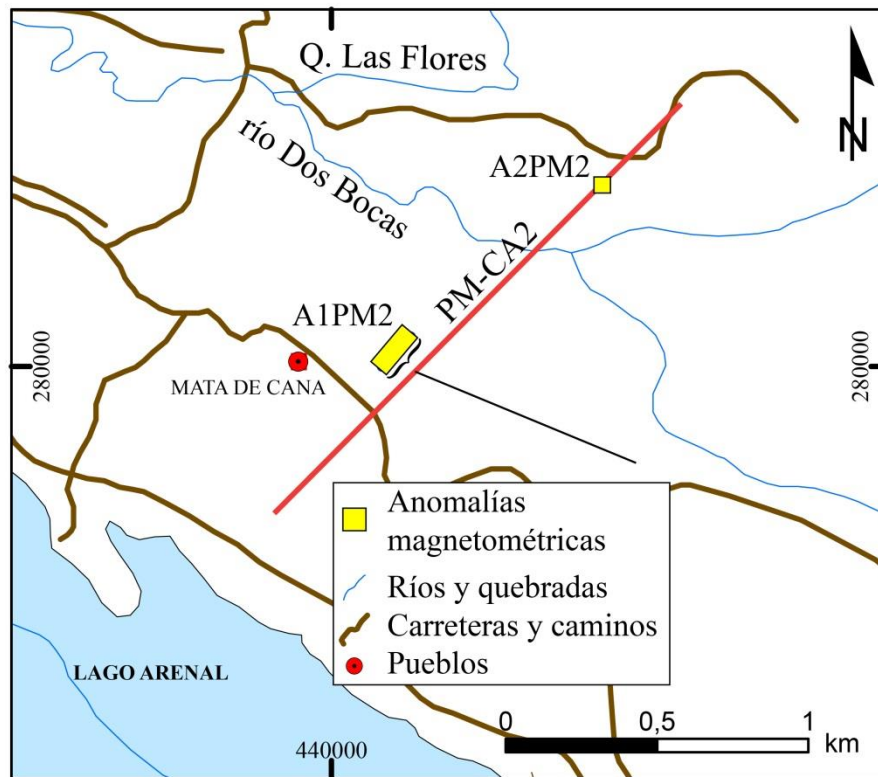


Fig. 3.18. Mapa de ubicación de las zonas de anomalía del perfil 2, PM-CA2.

3.2.3. PERFIL PM-CA3

Está ubicado al SE del lago Arenal en los alrededores del río Mata de Caña, cerca del pueblo de la Unión (Fig. 3.19). Sus coordenadas de inicio y final de perfil se encuentran en el cuadro 3.10 y tiene una longitud de investigación de 2000 m.

Se obtuvieron valores de susceptibilidad de 0,009 a 0,050 emu equivalente también a roca tipo basáltica. La zona muestra varios cuerpos a profundidades variables de 100 a 200 m y otro cuerpo más profundo a 800 m aproximadamente. Se modeló también un cuerpo alargado posible anomalía por falla (Fig. 3.20).

En la fig. 3.19, se muestra el perfil de ubicación de las posibles zonas de anomalía.

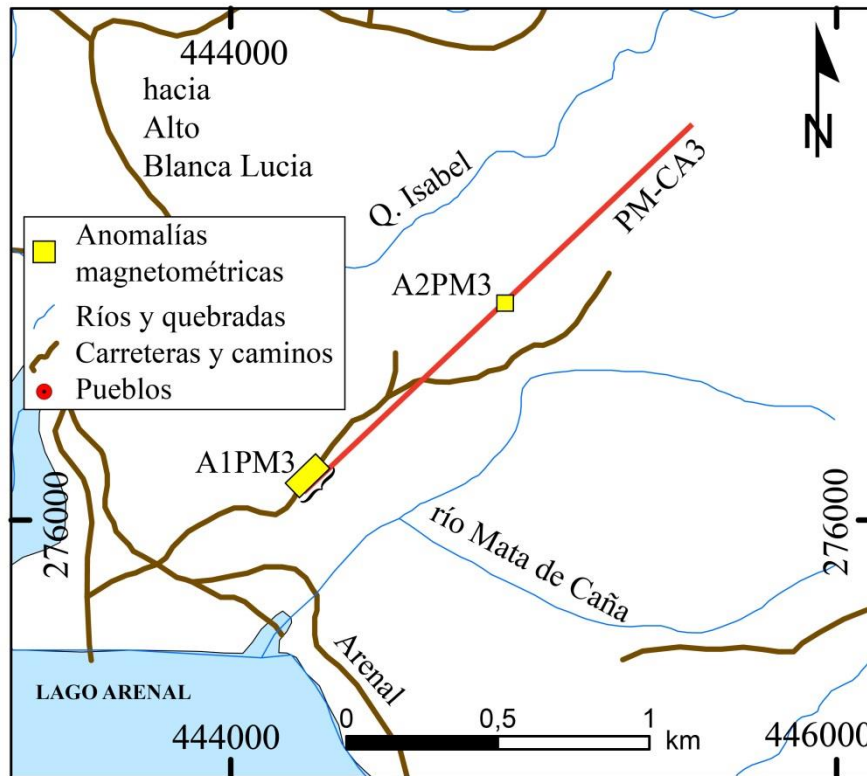


Fig. 3.19. Mapa de ubicación de la zona de anomalía del perfil 3, PM-CA3.

Cuadro 3.10. Ubicación de zonas de anomalía (A1PM3 Y A2PM3) presentes en el perfil PM-CA3

PERFIL COTE 3 (PM-CA3)			
ESTACIONAMIENTO	LAMBERT ESTE	LAMBERT NORTE	ALT. m s.n.m
3 (A1PM3)	444236	276108	604
4 (A1PM3)	444308	276170	623
18 (A2PM3)	444905	276715	700

DISCUSIÓN

Se obtuvieron valores de susceptibilidad que varían de 0,060 a 0,002 emu y de acuerdo con estos resultados obtenidos se identificaron litologías posiblemente asociadas a roca basáltica, lo que coincide con el tipo de roca que se ha encontrado en la zona, además de roca meteorizada y piroclastos. Se identificaron varias anomalías denominadas en las figuras para cada perfil como A1PM1, A1PM2, A1PM3, asociadas a posibles singularidades estructurales o fallamiento de la zona.

Debido a que en la zona el espesor de suelos y piroclastos es considerable de 2-10 m obtenidos en la eléctrica y de hasta 25 m en las perforaciones, no se obtuvieron contrastes suficientemente marcados entre litologías. Lo anterior se puede deber a que la roca podría estar meteorizada y fracturada, por lo que se modelaron estos tipos de cuerpos en una matriz de roca meteorizada y piroclastos. Los cuerpos modelados se muestran de forma irregular y alargada, interpretados como bloques de roca más sanos que la matriz donde están colocados.

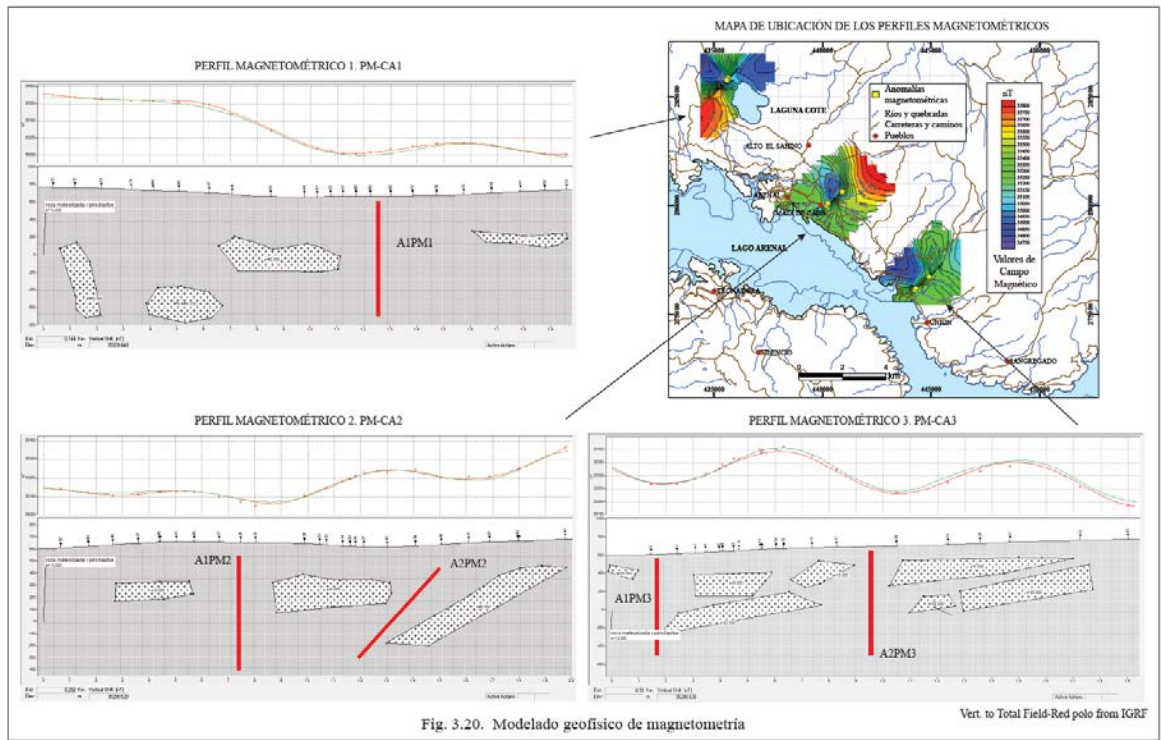


Fig. 3.20. Modelado geofísico de magnetometría.

3.3.MAGNETOTELÚRICA

Es un método electromagnético utilizado para mapear la variación espacial de la resistividad terrestre mediante la medición de los campos eléctrico y magnético naturales en la superficie terrestre. Estos campos electromagnéticos naturales son generados (con todas las frecuencias) en la atmósfera terrestre, principalmente por las caídas de rayos y las interacciones existentes entre el viento solar y la ionósfera.

En este método (MT), las componentes horizontales del campo eléctrico y las tres componentes del campo magnético se miden en la superficie. Las mediciones se utilizan para determinar las relaciones específicas entre las componentes del campo eléctrico y las componentes del campo magnético. (Cagniard, 1953; Simpson & Bahr, 2005; Burger et al., 2006)

Según Hersir & Björnsson (1991), este método posee la gran virtud de proporcionar datos entre un rango de cientos de metros hasta profundidades de varios kilómetros, lo cual abarca justamente el rango de estudio para la necesidad de exploración en las tres zonas a estudiar. Es por esto que se estima que la profundidad máxima de estudio mediante estos dos métodos fue de unos 10 km. Cuanto más baja es la frecuencia, mayor es la profundidad de investigación posible en una estación determinada (Phoenix geophysics, 2009).

Sin embargo, la física básica detrás de estos métodos es más complicada en comparación con otros métodos geofísicos. Estos son sensibles a las variaciones en las propiedades eléctricas de los materiales del subsuelo y pueden mapear regiones con una conductividad mejorada, debido a la presencia de fluidos, metales u otras variaciones (Burger, et al., 1992).

Las técnicas MT adquieren datos en frecuencias que se encuentran entre los 400 Hz y los 0,0000129 Hz (un período de aproximadamente 21,5 horas) y son adecuadas para investigaciones de mayor profundidad. Cuanto más baja es la frecuencia, mayor es la

profundidad de investigación posible en una estación determinada. (Phoenix geophysics, 2009)



Fig. 3.21. Mapa de ubicación de los perfiles de magnetotelúrica.

Se trazaron dos perfiles geofísicos de magnetotelúrica (MT), denominados PMT-CA1 Y PMT-CA2, los cuales son aproximadamente paralelos y perpendiculares al posible trazo de la falla Cote, para tratar de detectar la anomalía mediante la medición de resistividades aparentes del subsuelo. Fueron modelados según Badilla & Lezama, (2014),

reflejando anomalías geofísicas importantes en la zona de Cote, que se interpretaron en el presente trabajo.



Fig. 3.22. El equipo de magnetotelúrica utilizado en campo.

3.3.1. PERFIL PMT-CA1

En la Fig. 3.23, se presentan los resultados del modelo resistivo en dos dimensiones para el perfil PMT-CA1 y se marcan las diferentes anomalías propuestas (A1PMT1, A2PMT1 y A3PMT1). En la superficie y mediante triángulos negros se muestra la ubicación de los sondeos de MT realizados.

Para este perfil se determinó, según Badilla & Lezama, (2014), una primera capa superficial con resistividades entre los 25 Ωm y 175 Ωm , que posiblemente esté compuesta por bloques de lava dispersos.

Por debajo de esta capa aparece otra capa conductora (de color rojo a amarillo) con resistividades menores a 10 Ωm , que se podría correlacionar con la presencia de sedimentos (posibles secuencias finas de piroclastos, lahares o roca sedimentaria), ya que contienen gran cantidad de arcillas o materiales finos y por eso, reflejan esta baja resistividad.

Las resistividades entre las anomalías A1PMT1 y A2PMT1 varían entre 10 y 25 Ωm , se podrían correlacionar con roca volcánica fracturada o muy meteorizada o con rocas sedimentarias (valores muy bajos obtenidos de resistividades pueden estar asociados teóricamente a roca sedimentaria), también puede estar relacionado con mayor cantidad de arcillas o con presencia de fluidos que disminuye levemente la resistividad y que se transportan a través de zonas de fallamiento.

La anomalía resistiva denominado A3PMT1 se relaciona con un posible cuerpo intrusivo o cuerpo hipoabisal por sus altas resistividades (140-500 Ωm) y por la profundidad a la que aparece (a partir de los 2000 m hasta los 5000 m).

En este perfil (Fig. 3.23) las dos anomalías (líneas rojas) denominadas A1PMT1 y A2PMT1, son básicamente asociadas con discontinuidades por gradiente resistivo y por la similitud con posible fallamiento asociado tanto a la falla Cote como al fallamiento asociado de los alrededores.

3.3.2. PERFIL PMT-CA2

En la Fig. 3.23, se presentan los resultados del modelo resistivo en dos dimensiones para el perfil PMT-CA2.

Con una línea roja se marcan las anomalías propuestas con los resultados geofísicos.

En la superficie y mediante triángulos negros se muestra la ubicación de los sondeos de MT realizados y con cruces los sondeos eléctricos verticales (SEV) realizados. Según Badilla & Lezama (2014), en superficie se lograron identificar resistividades mayores a los 10 Ωm y que alcanzan los 150 Ωm , principalmente asociado a rocas con poca alteración, donde se podría encontrar bloques de lava sueltos al igual que en la primera capa del perfil PMT-CA1. Luego aparecen resistividades entre 1 y 10 Ωm que se relacionan con la presencia de sedimentos que contienen gran cantidad de arcillas y por eso reflejan esta baja resistividad (cuerpos de color rojo a amarillo, Fig. 23). A partir de los 1500 m de profundidad y en el centro del perfil aparece un cuerpo resistivo identificado como la anomalía A2PMT2 que posee resistividades que varían desde los 75 Ωm hasta más de 170 Ωm y el cual se podría asociar también con la aparición de un cuerpo intrusivo o cuerpo hipoabisal con presencia de fluidos.

DISCUSIÓN

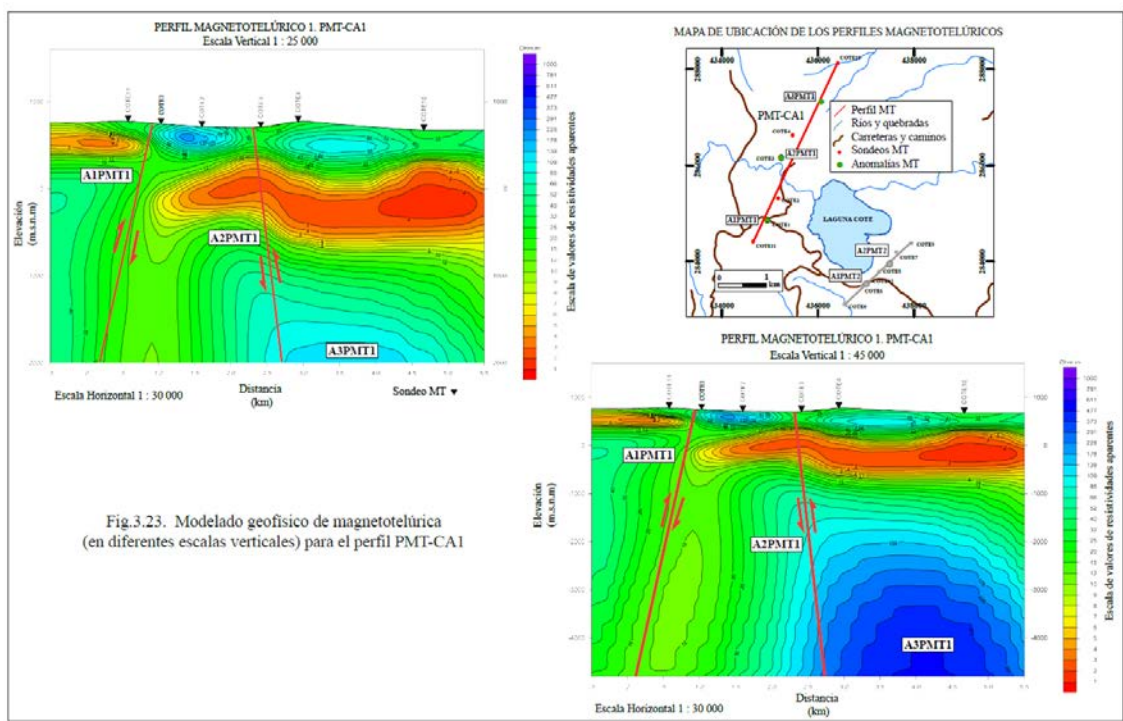
Según las estructuras observadas en las Fig. 3.23, las anomalías A3PMT1 y A2PMT2 podrían estar relacionadas con un cuerpo hipoabisal. Este aparece a partir de los 2000 m de profundidad en el perfil 1 y a 1500 m de profundidad en el perfil 2.

Para el perfil PMT-CA1, se presentan dos fallas asociadas a la falla Cote, aparentemente con un comportamiento normal, y una de ellas, la denominada A2PMT1, pareciera estar limitando ese cuerpo hipoabisal.

Con respecto al perfil PMT-CA2, éste se realizó en el mismo lugar que el perfil PE-CA1 (correspondiente al método eléctrico) y existe una correspondencia entre las anomalías (A1PMT1 y A1PE1) determinadas para los dos perfiles, asociadas a la falla Cote, sin embargo, en el perfil PMT-CA2, no se observan con claridad las otras fallas asociadas a la laguna.

En este perfil (PMT-CA2) el cuerpo hipoabisal determinado, podría estar relacionado con un posible volcán antiguo que fue abortado y que no llegó a desarrollarse. Alvarado (2015), comenta que el espacio donde se localiza la laguna Cote, se observa una interrupción de la alineación de los complejos volcánicos regularmente espaciados en la cordillera de Guanacaste y la cordillera Central, ya que si se conocen las distancias promedio entre los volcanes en la cordilleras volcánicas del país, se encuentra que hay una relación entre ellas, por lo que en ese lugar (en teoría), se tuvo que generar un cuerpo volcánico.

Fig. 3.23. Modelado geofísico de magnetotelúrica para el perfil PMT-CA1 y PMT-CA2.



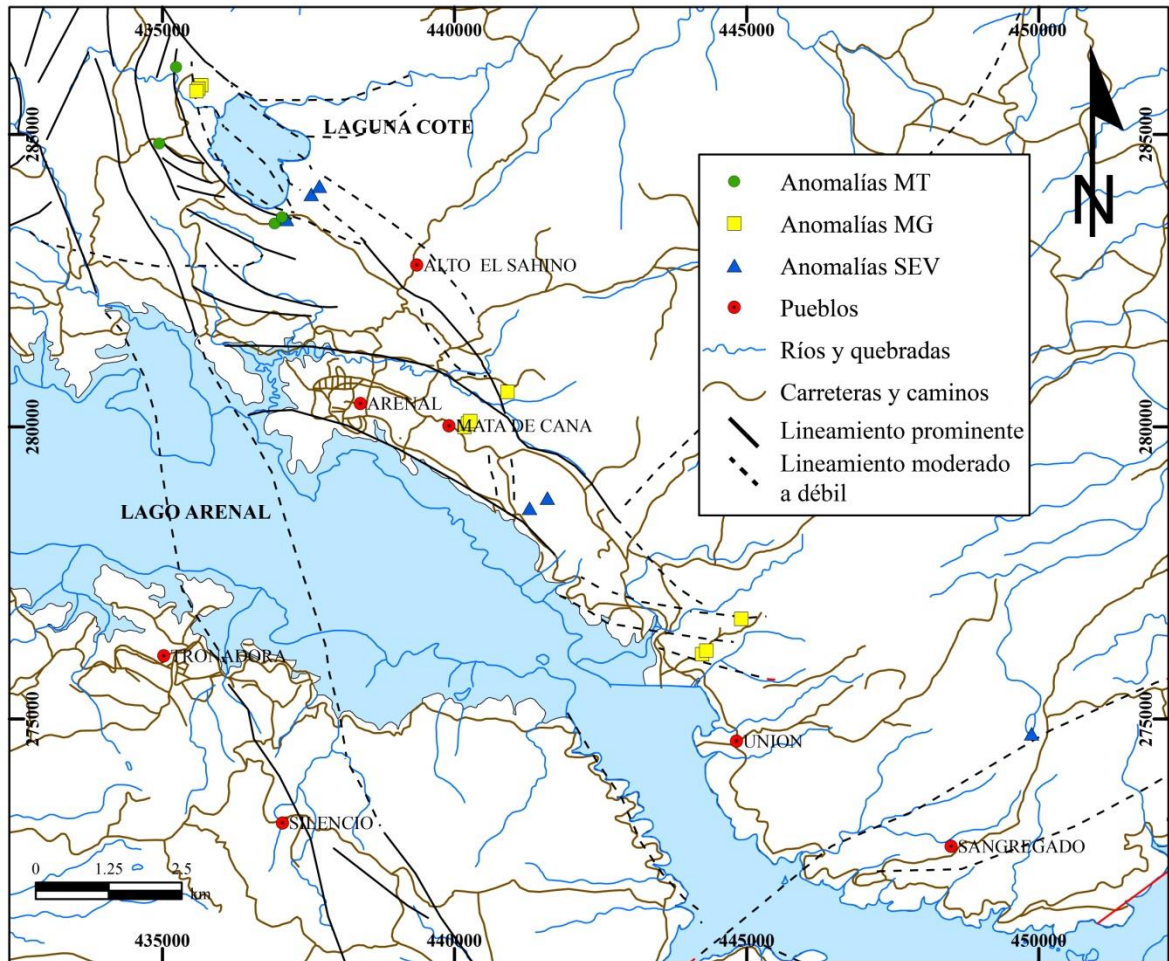


Fig. 3.24. Falla estudiada y las anomalías conjuntas para los tres métodos anteriores.

3.4. BATIMETRÍA

Este método estudia la profundidad de cuerpos de agua tanto en océanos, lagos y lagunas (como es este caso). Con este método se realiza una investigación del fondo de la laguna Cote, realizando un levantamiento de las profundidades de la laguna, con el fin de obtener irregularidades de su fondo que se relacionen con el trazo de la falla Cote.

La determinación de la profundidad recibe el nombre de sondeo y consiste en medir la distancia vertical entre el nivel del agua y la superficie del fondo, en otras palabras, la cantidad de tiempo que tarda el sonido en ir y venir a través del agua, informa al equipo de la profundidad real (Ballester & García, 2010).

Se realizaron tres perfiles transversales y uno longitudinal a la laguna, en los cuales se observaron algunos rasgos morfológicos anómalos en su fondo, generando una ubicación aproximada de escalones o irregularidades que se confrontan con el mapa de fallas propuesto. Se obtuvo una concordancia en anomalías batimétricas asociadas a diferentes rasgos tectónicos de la zona (Fig. 3.26, 3.27 y 3.28) relacionados a la falla Cote.

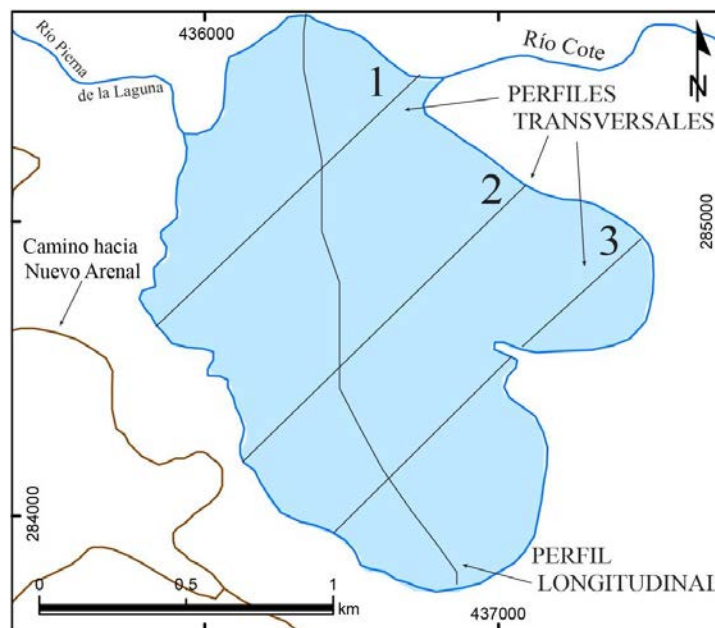


Fig. 3.25. Ubicación de perfiles batimétricos realizados.

3.4.1. PERFIL PBT-LC1

Este es un perfil transversal a la laguna indicado con el número 1 (Fig. 3.28). La profundidad máxima obtenida es de 12,90 m y tiene una longitud de 1195 m.

Se identificaron varias anomalías batimétricas (no muy marcadas) ubicadas entre los estacionamientos 0+050 y 0+100, 0+350 y 0+400, entre 0+600 y 0+650 y en los estacionamientos 1+100 y 1+150, según se muestra en la Fig. 3.28.

3.4.2. PERFIL PBT-LC2

Este perfil es también transversal a la laguna y está indicado con el número 2 (Fig. 3.28). La profundidad máxima obtenida es de 10,20 m y tiene una longitud de 1350 m.

Se identificaron varias anomalías batimétricas ubicadas en los estacionamientos 0+150, 0+200, 0+250, 0+400, y al final del perfil en el estacionamiento 1+200. En el punto 0+870 se observa en el perfil del fondo un pico asociado posiblemente a un error en el modelaje de datos del programa o bien, a una causa antrópica (objeto hundido).

Este presenta, además, un hundimiento o inclinación del perfil batimétrico hacia el SW (signos + y - en la fig. 3.28, indican un levantamiento o un hundimiento en el perfil batimétrico del lago).

3.4.3. PERFIL PBT-LC3

Este perfil también transversal a la laguna (Fig. 3.28), tiene una profundidad máxima de 11,40 m y está dividido en dos secciones A y B (debido a un montículo en la ruta del perfil). La sección A tiene una longitud de 850 m y la sección B, una longitud de 530 m. La sección A presenta cuatro anomalías batimétricas ubicadas en los estacionamientos 0+050, 0+300, 0+350 y 0+750. En la sección B se presentan cuatro anomalías batimétricas, tres entre los estacionamientos 0+050 y 0+100 y una en el

estacionamiento 0+450. Al igual que el perfil PBT-LC2, este presenta varios levantamientos y hundimientos en el perfil batimétrico representado por los signos + y - relacionados con escalones o gradas observadas en el perfil.

3.4.4. PERFIL PBL-LC4

Este es el perfil longitudinal a la laguna (Fig. 3.28). Tiene una profundidad máxima de 9,97 m y una longitud de 2040 m aproximadamente; presenta anomalías batimétricas que coinciden con el perfil transversal 3.

Las anomalías están ubicadas en los estacionamientos 0+200, 1+050, 1+325 y entre 1+500 y 1+600. Estas anomalías coinciden con el perfil transversal 3.

DISCUSIÓN

Las anomalías batimétricas mencionadas en los perfiles anteriores, parecen estar relacionadas con condiciones estructurales en el piso de la laguna (escarpes o gradas de falla), por lo que podrían corresponder con fallamiento ligado a la falla Cote.

En la fig. 3.28, perfil transversal 2 y 3 se observan mejor estas anomalías o irregularidades fuertes en el piso de la laguna; se presenta un tipo de hundimiento irregular en ambos perfiles, lo que no se observa en el perfil transversal 1. Estas anomalías observadas, podrían estar relacionadas al fallamiento de una cuenca de tracción como se ha propuesto para la laguna Cote y asociadas a la Falla Cote.

Fig. 3.26. Vista frontal e isométrica de la laguna Cote.

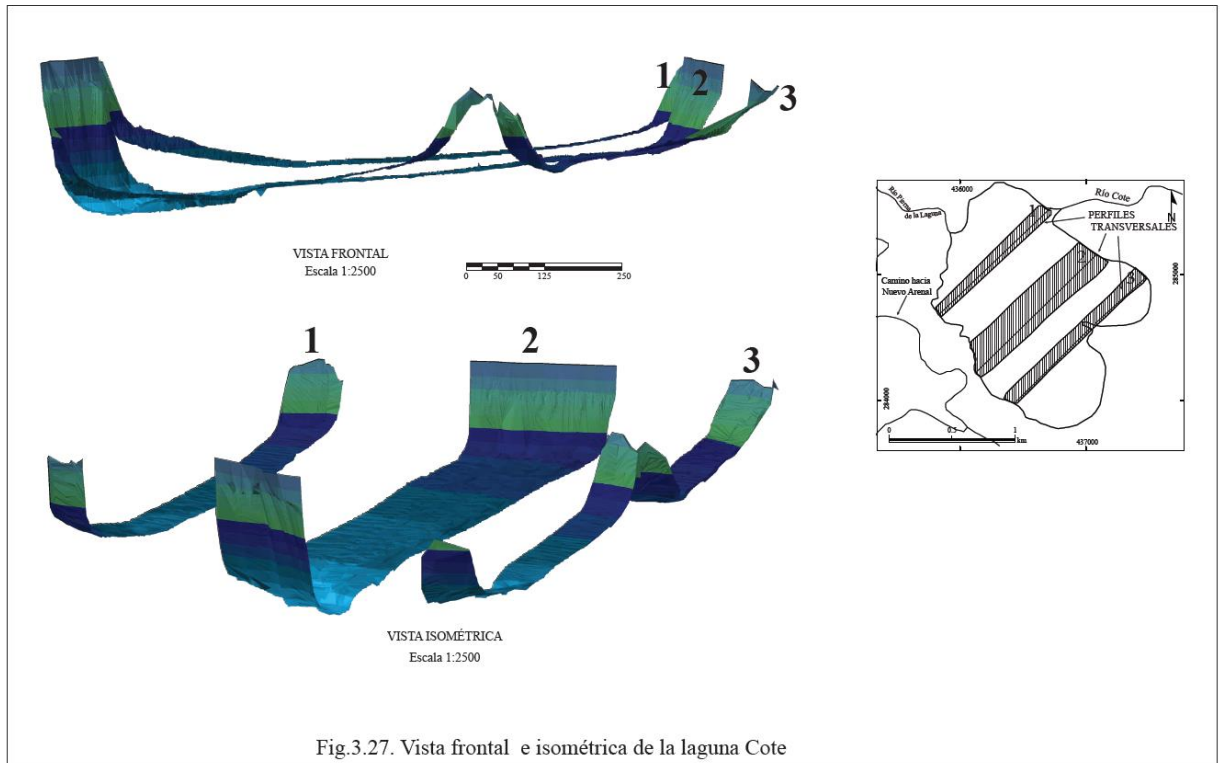


Fig.3.27. Vista frontal e isométrica de la laguna Cote

Fig. 3.27. Vista de planta de la laguna Cote.

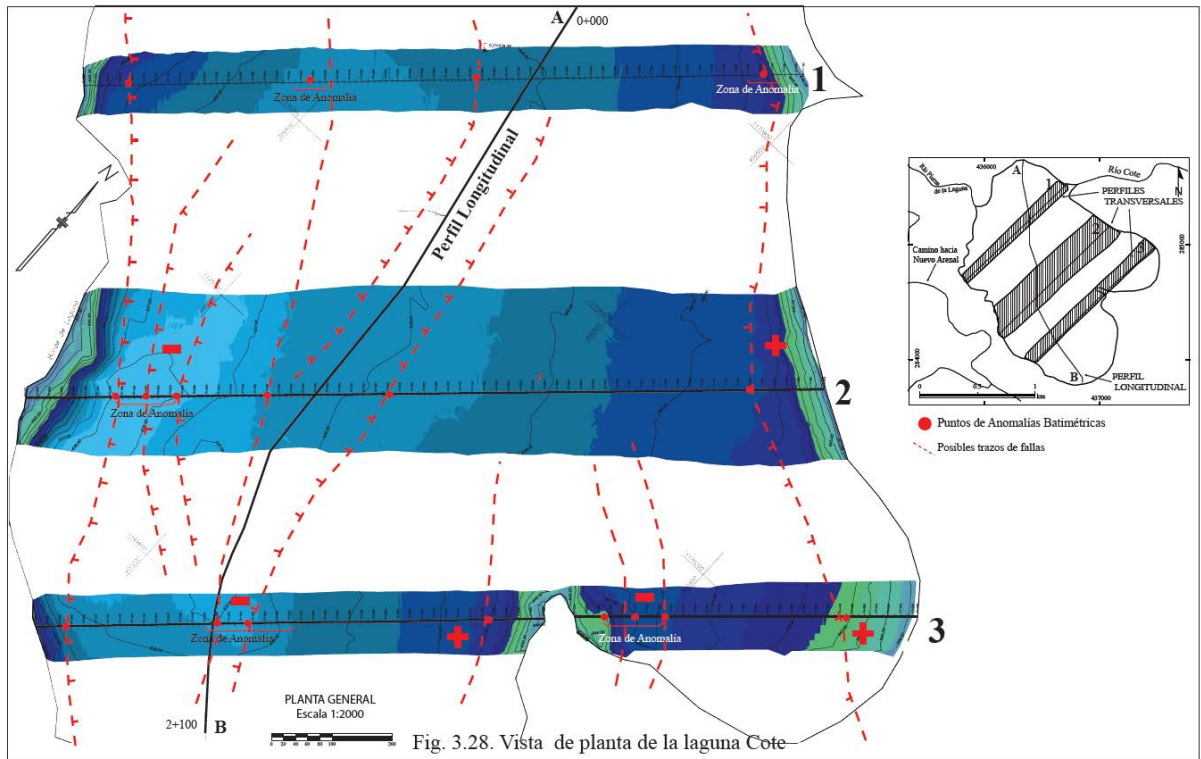


Fig. 3.28. Perfiles transversales y longitudinal de la laguna Cote.

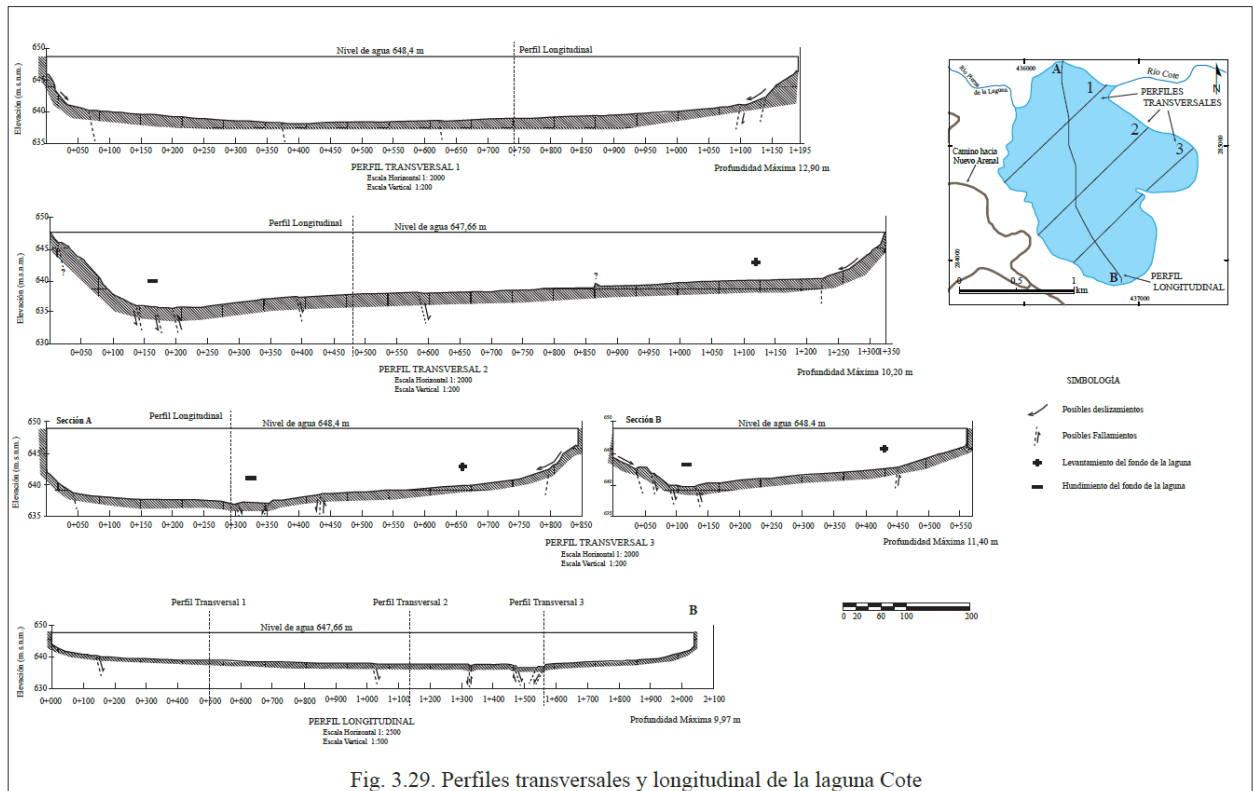


Fig. 3.29. Perfiles transversales y longitudinal de la laguna Cote

CAPÍTULO 4. ESTRUCTURA, GEOMETRÍA Y MORFOTECTÓNICA ASOCIADA A LA FALLA COTE

En esta zona de estudio, ubicada entre la cordillera de Guanacaste y la de Tilarán, se observan algunas evidencias geomorfológicas que indican una deformación superficial fuerte, mostrando además, lineamientos morfológicos prominentes como el escarpe al sur del volcán Tenorio (llamada Fila Vieja Dormida), la depresión del lago Arenal y la depresión de la laguna Cote, además de otros lineamientos moderados y débiles asociados a la existencia de muchas otras fallas importantes, probablemente activas y neotectónicas de la zona.

Para esta investigación, la descripción morfotectónica se realizó mediante fotografías aéreas y visitas al campo (según se describió en la metodología). Se utilizó además la clasificación de Linkimer (2003), para definir los diferentes rasgos geomorfológicos, como lineamientos prominentes, moderados y débiles, además del tipo de fallamiento activo, probablemente activo y neotectónico (ver terminología) asociados al trazo de la falla Cote.

Los lineamientos determinados y observados en la fig. 4.1, asociados a la falla Cote, sugieren que es una falla neotectónica, probablemente activa. Los demás lineamientos observados en la fig. 4. 1, no están estudiados en esta investigación, pero no se descarta su grado de actividad y futuras y nuevas evidencias sísmicas y neotectónicas.

A pesar de que en el campo no se observaron afloramientos claros donde se indicara el movimiento de la falla Cote cortando la litología. Se asume, por la parte regional, que corta la Fm. Monteverde. No obstante, lo observado en su traza morfológica-teórica coincide con las evidencias geomorfológicas asociadas al movimiento de la misma (lomas desplazadas, valles de falla entre otras).

4.1. FALLA COTE

Esta falla fue ejemplificada, por primera vez, en el mapa geológico de Costa Rica por Dóndoli et al. (1968) y mencionada por otros autores como Healy (1969); Ramírez (1973); Morales & Montero (1984); Morales (1985); Montero (1986); Alvarado (1989); ICE-ENEL (1989); Fernández et al. (1997); Villegas (1997); Montero (2000, 2001) y Van Wyk de Vries et al. (2007). Más recientemente, se ha mencionado en varias campañas geológicas. (Bonilla et al., 2008, Corrales et al., 2009, Cascante et al., 2010 y Siles, 2010)

El estudio de la falla abarcó un área de unos 317,5 km² y se detallaron unos 15 km, que se consideraron como la longitud total de la falla. La falla se dividió en dos segmentos separados por la laguna Cote. El primer segmento se ubica al NW de la laguna Cote y tiene una longitud de 8 km y el segundo segmento se encuentra al SE de la laguna Cote y tiene una longitud de 7 km. La Falla Cote recibe su nombre de la laguna Cote por su proximidad y porque atraviesa la cuenca en donde esta se localiza.

En las imágenes de satélite (*google Earth*), la falla se manifiesta como si fuera una sola traza. Sin embargo, en las fotografías aéreas y en el campo, la traza se hace más compleja, observándose discontinuidades que siempre son asociadas con rasgos morfotectónicos particulares.

Las estructuras tectónicas predominantes, en el área de estudio, presentan una macroalineación NW-SE (Fig. 4.1), concordante con el modelo tectónico regional y es una zona tectónicamente complicada que ha sido afectada por una serie de esfuerzos regionales desde el Mioceno hasta el presente, según Dengo (1962,1968); Ramírez (1973); Alvarado (1989,1994); Villegas (1997); López (1999) y Montero (2000).

El área también presenta sistemas de fallamiento y fracturación secundarios de rumbo NE-SW.

4.1.1. Descripción morfotectónica

Considerando la expresión en superficie, y el análisis detallado de la información geofísica, se puede dividir en dos segmentos separados por la laguna Cote. El primer segmento de la falla (Fig 4.1), está ubicado al NW de la laguna Cote, en la fila Vieja Dormida, un prominente escarpe (200 - 800 m de altura), de rumbo N40°W y de al menos 8 km de largo. El segundo segmento se ubica al SE del lago Cote, con un rumbo de N45°W y 7 km de longitud, con una expresión superficial moderada a débil.

Las evidencias geomorfológicas que se presentan son escasas o difíciles de distinguir debido posiblemente al gran espesor de suelo, al material piroclástico (10-15 m) y a la complejidad tectónica de la zona. Sin embargo, se observan a lo largo de su traza evidencias morfotectónicas, tales como: bermas, lagunas, drenajes desplazados, valles, trincheras, lomos de falla (*linear fault ridges*), lomos de presión (*pressure ridges*) y lomos de obturación (*shutter ridges*). Utilizando el criterio de lomas desplazadas y un tiempo aproximado de 1 millón de años (considerando que está cortando la formación Monteverde) según Alvarado & Gans (2012), se determinó una velocidad de desplazamiento mínima entre lomos de falla de 0,00002 y 0,00001 mm/año.

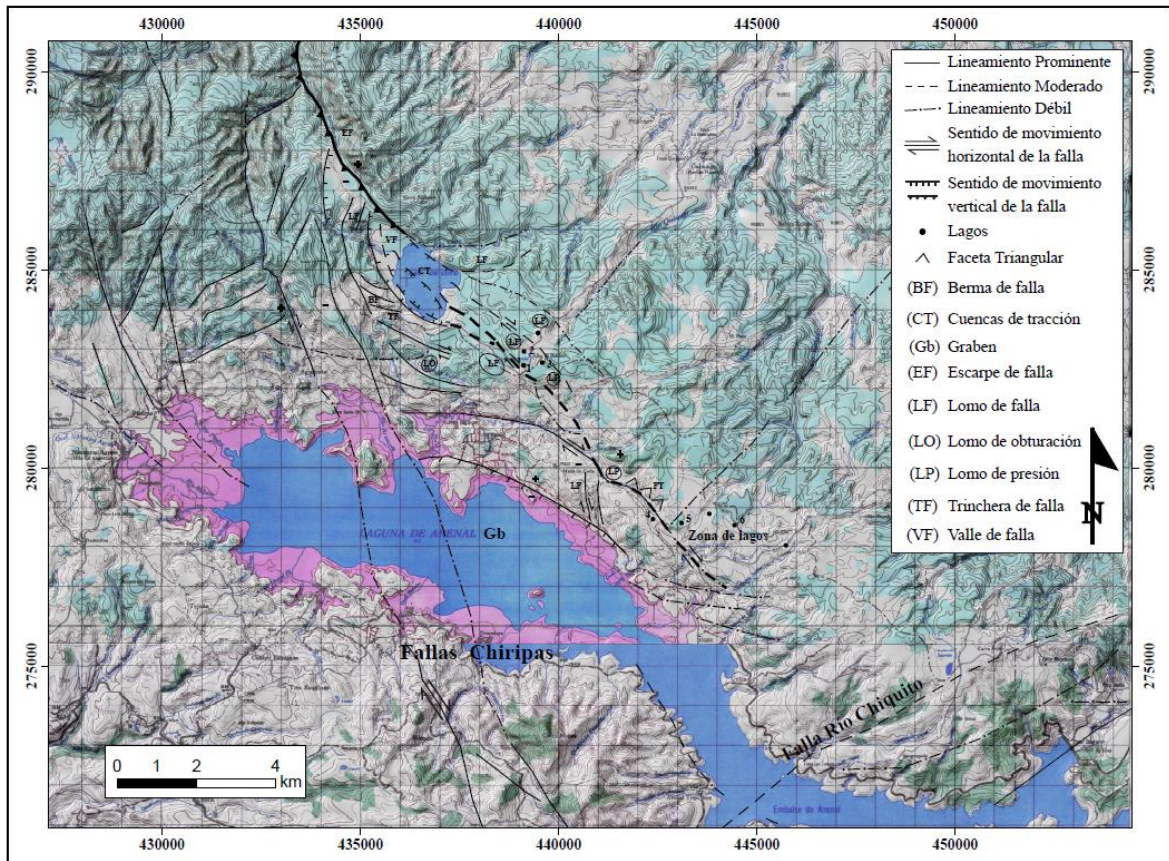
En la Fig. 4.1 aparecen otros lineamientos prominentes, moderados y débiles, pero en este trabajo solo se detallará lo concerniente con la falla Cote. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de futuros sismos u otras evidencias morfotectónicas asociadas a otras fallas activas o probablemente activas, como por ejemplo a la falla Chiripa, la falla Río Chiquito, entre otras.

Morfológicamente, el trazo de la falla está conformado por una serie de montículos o lomas redondeadas y otras elongadas con una dirección NW (Fig. 4.1). Aunado a esto, la zona presenta varios tipos de patrones de drenaje típicos de la presencia de este control estructural fuerte, el cual se observa tanto en el borde norte del lago Arenal como en la cuenca hidrográfica de laguna Cote (Fig. 4.2). Los patrones de drenaje observados son de

tipo paralelo, sub-paralelo, sub-dentrítico y drenajes con formas "retorcidas" resultado de un control estructural dominante. Se observa que algunos cauces, tanto de ríos como de quebradas, tienen la tendencia de aprovechar la presencia de escarpes de falla. En algunos casos, el drenaje presenta una fuerte angulosidad con respecto a la traza de falla, observando los movimientos dextrales en las quebradas menores. En otros casos, en el sector SE del pueblo de nuevo arenal, se observa que los ríos, en lugar de correr hacia el lago Arenal (una distancia de 2-3 km), más bien discurren hacia el Caribe. Esta divisoria de aguas se extiende desde el primer segmento de la falla Cote, hasta la zona de Sangregado por espacio de 22 km aproximadamente. Lo anterior sugiere, que puede existir un levantamiento o domificación, por lo que es posible la existencia de drenajes abandonados sobre las crestas de lomos de falla (se puede comprobar también mediante el elipsoide de esfuerzos en la fig. 4.10).

Hay asociados también a esta zona cuerpos de agua pequeños o lagunas de falla alargadas entre 3 y 8 m de diámetro (Fig. 4.3) y que pueden ser del tipo "*sag pond*", ubicado camino al pueblo de Alto El Sahino, y en la zona de Mata de Caña, debido eventualmente al comportamiento extensional de los alrededores.

Fig. 4.1. Interpretación morfotectónica de la falla Cote



MAPA 1: Interpretación morfotectónica de la falla Cote

Fig. 4.2. Patrones de drenaje asociados a la zona de estudio

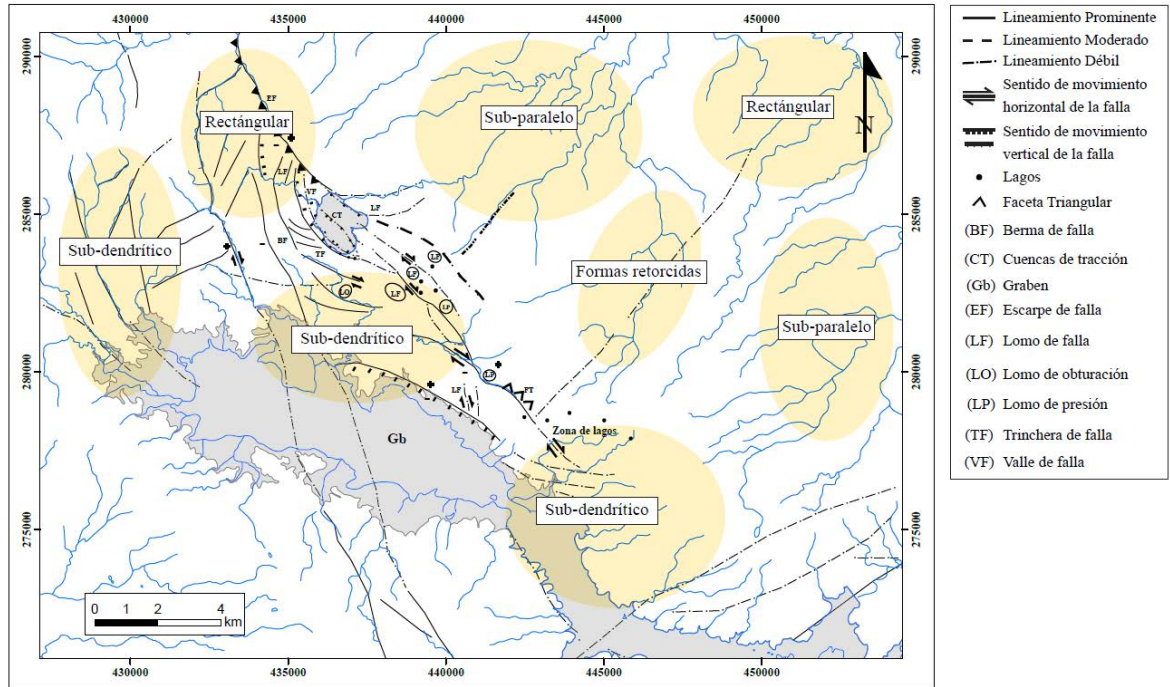


Fig. 4.1. Patrones de drenaje típicos de la presencia de control estructural fuerte.

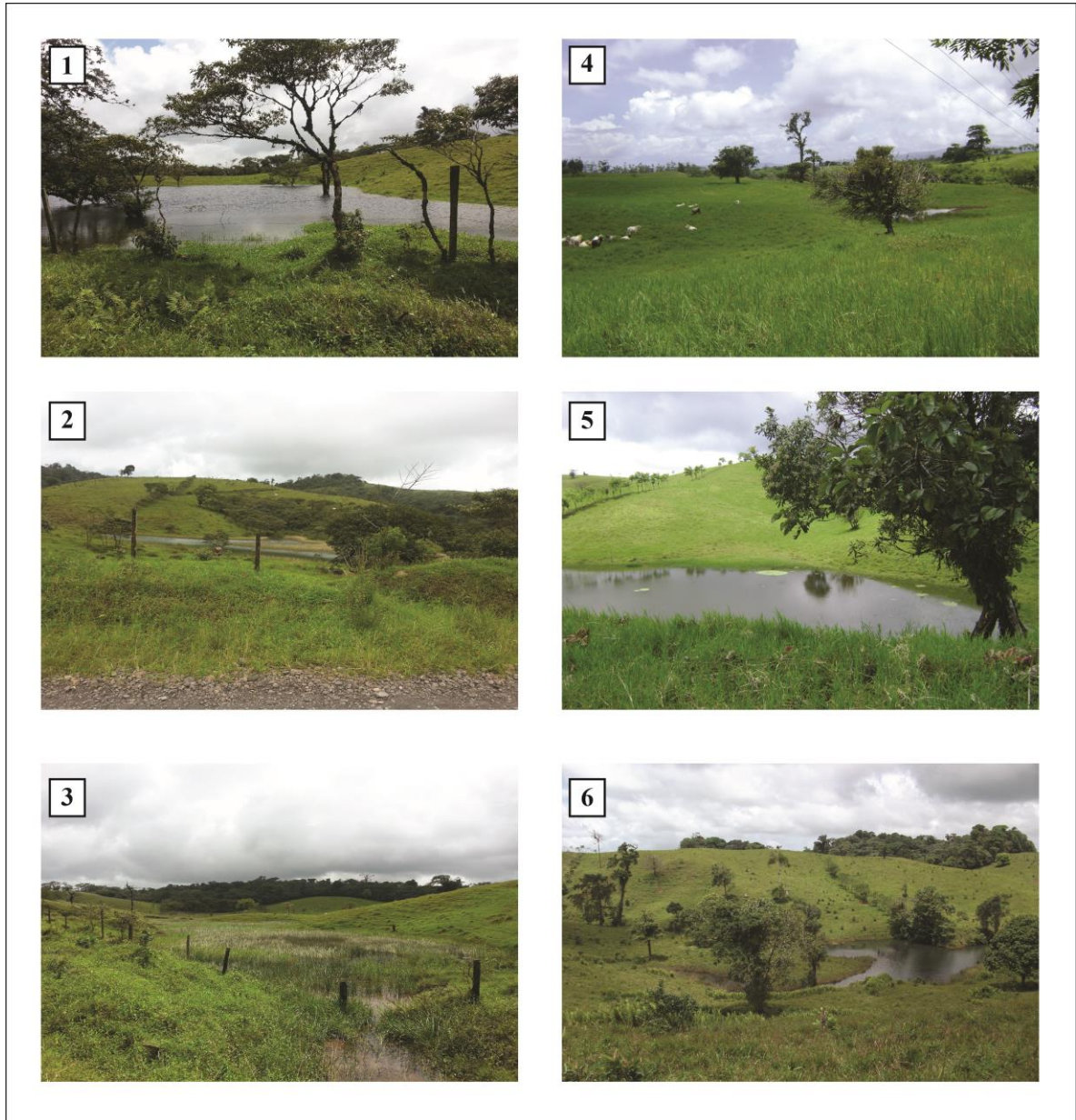


Fig. 4.3. Algunas lagunas asociadas posiblemente al comportamiento extensional de los alrededores (las lagunas están ubicadas según el número en la Fig. 4.1.).



Fig. 4.4. Algunas lomas de obturación (7) y de presión (8), asociadas a la falla Cote. (La ubicación de las lomas está indicada según los números correspondientes en la Fig. 4.1).

Uno de los rasgos, que se destacan en la zona, son los lomos o crestas anómalas. Estas aparecen, por lo general, en zonas de movimientos transcurrentes (Fig. 4.4). Se distinguieron, lomas de obturación (LO) (*shutter ridges*) a lo largo de la línea de falla, causando este un desvío del drenaje (quebrada Rugama) (Fig. 4.4-foto 7) y (lomos de presión (LP) asociados con el trazo de la falla Cote (Fig. 4.4-foto 8), creando un pequeño valle que corresponde posiblemente a la alineación de la falla. Se apreciaron además, las típicas facetas triangulares (ubicadas en la Fig. 4.1) al pie del trazo de la falla y se encontraron unos cerros o lomas de falla (LF) anómalas o lomos desplazados por falla (Fig. 4.1).

Según la clasificación utilizada, y las evidencias geomorfológicas, sugiere que la falla Cote es una falla neotectónica, probablemente activa (Cuadro 4.1) considerando que está cortando secuencia de rocas de la formación Monteverde, al vulcanismo del Pleistoceno y posiblemente deformando los depósitos cuaternarios. Esta tiene lineamientos prominentes (si se considera el segmento 1) y moderados y débiles (en el segmento 2) y no posee evidencias claras en superficie que indiquen desplazamientos de unidades cuaternarias, no obstante, no se descarta actividad durante el cuaternario y además, podría

tener asociada actividad sísmica histórica como el terremoto de 1911 (descrito en el capítulo 5 de Sismicidad Asociada).

Cuadro 4.1. Principales características de las fallas asociadas a la falla Cote.

Nombre	Longitud aproximada (km)	Rumbo promedio	Inclinación	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismicidad asociada	Sismo máximo probable ¹ (M _w)
Falla Cote segmento 1	8	N40°W	¿Casi Vertical?	Dextral-Inverso	Prominente	Probablemente activa	Sí?	6,1
Falla Cote segmento 2	7	N45°W	—	Dextral-Normal	Moderado a débil	Neotectónica	No	6,0
Falla Cote segmento total	15	N45°W	—	Dextral-Normal e inversa?	Prominente, Moderado y débil	Neotectónica Probablemente activa	Sí?	6,4

1. Valores estimados utilizando ecuaciones según Wells & Coopersmith (1994)

En resumen, el primer segmento se define con un grado de actividad probablemente activo, con expresión prominente y se asume de rumbo dextral con una componente inversa (quizás se trate de una inversión tectónica aprovechando una falla antigua).

El segundo segmento se caracterizó con un grado de actividad neotectónico, con una expresión superficial moderada a débil, y un sentido de movimiento de rumbo dextral con una componente normal y no tiene sismos históricos asociados.

Para el segmento total de la falla, esta tiene un grado de actividad neotectónica, probablemente activa y por lo tanto, con una expresión en superficie desde prominente a débil, y seguramente generadora de sismos de magnitud 6,4 M_w. con sentido de movimiento rumbo dextral con una componente inversa al NW de la laguna Cote y una componente normal al SE de la laguna Cote.

4.2. LAGUNA COTE (¿Cráter de explosión o laguna tectónica?)

La laguna Cote tiene un área de 2 km² y una profundidad máxima de 12,9 m (indicada en el perfil transversal 1, fig. 3.28). Está situada al norte del lago Arenal, y es abastecida por el río Pierna de la Laguna y por agua meteórica y desagua por el río Cote.

Consiste en una depresión en forma de corazón, con paredes moderadamente escarpadas y bordeadas por rocas volcánicas (Haberyan, et al., 1995). Su diámetro es de aproximadamente 2 Km² y su profundidad máxima es de 12,9 m según el perfil batimétrico realizado, sin embargo, las profundidades varían en el lago (Fig. 3.29, capítulo 3).

Esta laguna ha sido descrita por varios autores y tiene varias génesis como por ejemplo, Quirós (1954) opina que se trata de un antiguo cráter; Dengo (1962), basado en características morfológicas, cree que podría tratarse de una caldera volcánica, formada por hundimiento de un cono pre-existente; Umaña (1969) le da por lo menos dos posibles interpretaciones en cuanto a su origen geológico; puede deberse a tectonismo y subsecuentemente fallamiento con un movimiento diferencial de bloques, que originaron la cuenca, se observó que tanto en el terreno como en fotografía aérea se evidenciaba una falla con dirección general Oeste-Este (WNW-ESE), que pasa al sur del lago.

Otro posible origen geológico para el lago es que su cuenca haya sido formada por una caldera volcánica con posterior subsidencia.

Madrigal y Rojas (1980), similarmente consideran que, dadas las características del área, donde todo es volcánico, la presencia de una depresión casi circular hace pensar en un cráter. También, según el estudio realizado como convenio ICE-ENEL en 1989, se determinó que su origen puede haber sido por una depresión de colapso o explosión (Fig. 4.5).

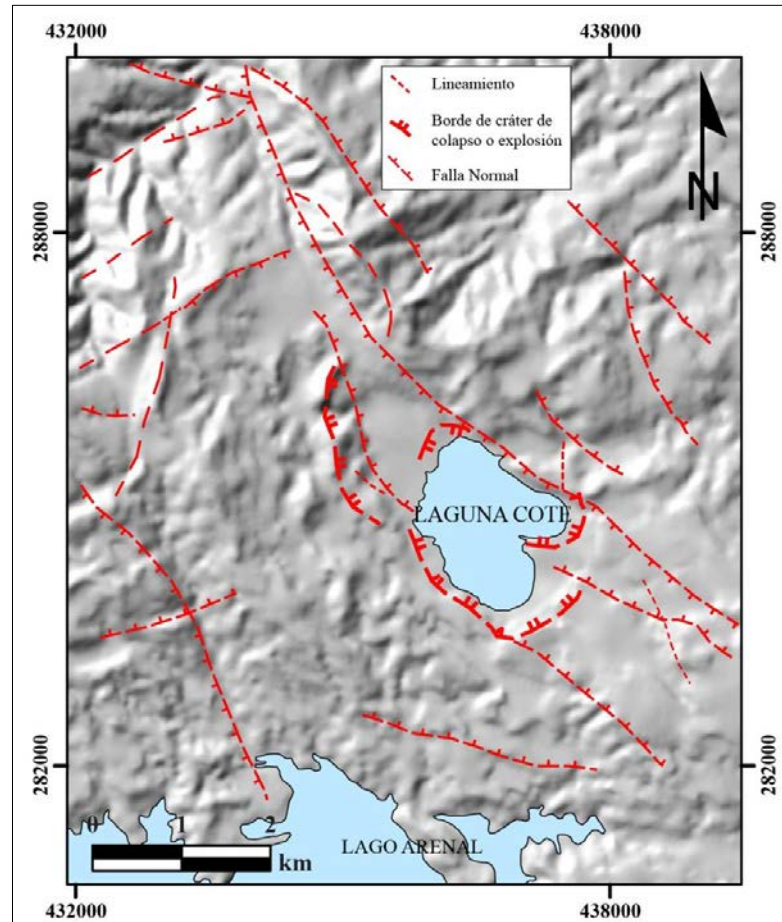


Fig. 4.5. Mapa de elementos estructurales en los alrededores de Tenorio. Fuente: Modificado de ICE-ENEL, 1989.

No obstante, más recientemente López (1999), se refiere a la laguna como una estructura de graben (al igual que el lago Arenal), mostrando una neotectónica con fallas tipo lateral derecha sub-paralelas y oblicuas al lago 30 km al noroeste. Afirma que estos cuerpos de agua corresponden a estructuras extensionales típicas de una topografía elevada cercana a los bordes de placa. (Zoback, 1994)

Finalmente Alvarado (2009), expone que esta depresión está situada sobre una falla con forma curvada, de las que bordean la depresión volcáno-tectónica de Arenal, a través de la cual pudo haberse desarrollado y favorecido un vulcanismo explosivo (tipo mar) o

bien, la formación de una depresión por mera actividad tectónica sin influencia volcánica. Sin embargo, debido a la ausencia de depósitos explosivos relacionados, se piensa más en un origen tectónico.

En este trabajo de tesis, se le considera como una cuenca de tracción (*pull-apart basin*). Lo anterior se basa en las evidencias geológicas (por ausencia de depósitos explosivos relacionados), geomorfológicas como posibles trincheras de falla (Fig. 4.6), bermas (BF) y valle de falla (VF) (Fig. 4.7) en el tipo de falla, en la morfología de la cuenca y la batimetría, la cual aportó información sobre la morfología del piso del lago, evidenciando unos escalones (pequeños escarpes de 1,2 m de altura como máximo), que parece estar relacionado con el trazo de la falla (Fig. 3.26, 3.27 y 3.28).

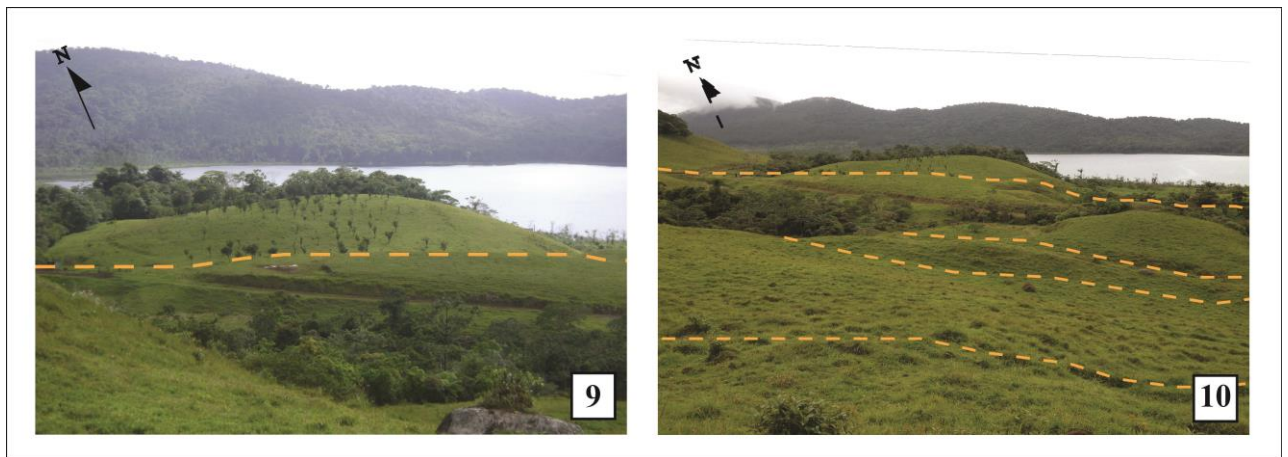


Fig. 4.6. Posibles trincheras de falla (ubicadas según los números en la Fig. 4.1)

Se realizó además, un muestreo de aguas para determinar el contenido de minerales para constatar o no su origen volcánico no obstante, los resultados revelaron que el agua es de tipo meteórica, con un pH de 6,13 (Cuadro 4.2).

Cuadro 4.2. Análisis de agua de laguna Cote

Fecha	pH	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Ca ⁺² (mg/L)	Mg ⁺² (mg/L)	Mn ⁺² (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	Boro (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ⁻² (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	Alcalinidad (mg/L)			
													OH ⁻	CO ₃ ⁼	CaCO ₃ ⁼	HCO ₃ ⁻
17 de setiembre 2012																
Muestreo																
23 de agosto de 2012	6.13	2.28	5.94	2.47	1.03	<0.05	6.61	0.05	2.2	0.07	0.7	0.03	0	0	15.5	18.9
Nota: La expresión de la alcalinidad			OH ⁻	Hidróxida	CO ₃ ⁼	Carbonato	CaCO ₃ ⁼	Carbonato de Calcio	HCO ₃ ⁻	Bicarbonato						



Fig. 4.7. Se observa un valle de falla (VF) y los números del 1 al 5 indican, bermas de falla (BF)

4.3.COMENTARIOS SOBRE EL ÁREA DEL GRABEN ARENAL

Como se dijo, el graben fue mencionado por Dengo (1962) en un estudio geológico de la región de Guanacaste, y luego en el año 1968 sobre el mapa de Dóndoli et al. (1968), donde aparece una estructura delimitando el lago Arenal. Montero, (2000), también menciona la estructura de graben definido tanto por la falla Chiripa como por la falla Cote (Fig.4.8). No obstante, el aspecto estructural dominante en el área lo constituye el lago Arenal, el cual se ha supuesto un origen tectónico.

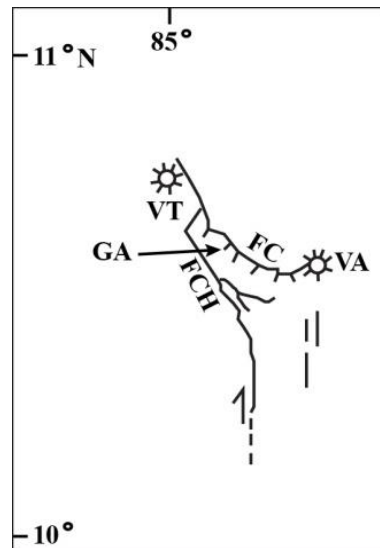


Fig. 4.8. Extracto del mapa neotectónico (Montero, 2000), que muestra diversas estructuras con nombres resumidos, entre ellas el Graben Arenal (GA), la falla Cote-Arenal (FC) , la falla Chiripa (FCH), el volcán Tenorio (VT), y el volcán Arenal (VA).

Recientemente, Van Wyk de Vries et al. (2007), afirma que el graben está localizado a lo largo de una sección del frente volcánico y sus orientaciones podrían estar relacionadas con una dirección de extensión nor-noreste con una posible cizalla dextral y

que la dirección de deformación es opuesta a la del sur de Nicaragua, pero que si es consistente con una cuenca de tracción o pull-apart.

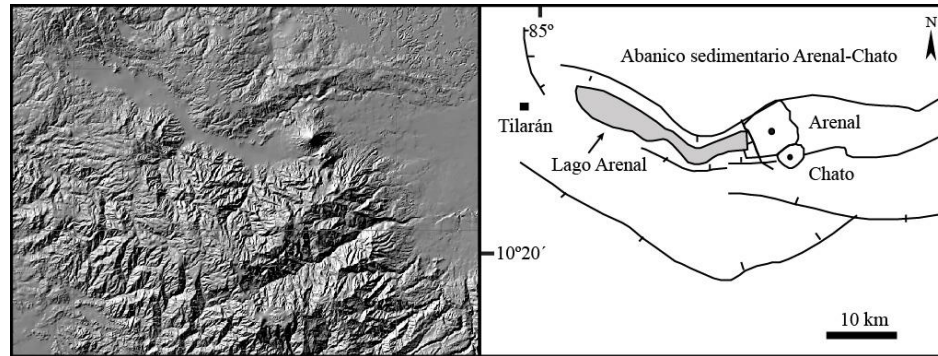


Fig. 4.9. DEM regional mostrando la posición de los volcanes Arenal y el Chato en un profundo valle (ahora parcialmente ocupado por el lago Arenal), este lago podría tratarse de una estructura de pull-apart. Fuente: Tomado de Van Wyk de Vries et al., 2007.

La falla Cote, junto con la falla Chiripa y otras más, podrían estar correlacionadas con la estructura de graben de Arenal donde se localiza el lago de Arenal y en los últimos años ha sido, motivo de un estudio detallado en los alrededores del lago Arenal, ya que es posiblemente generadora de eventos de magnitudes importantes, que históricamente han producidos daños significativos en el área (Denyer, et al., 2003).

En el capítulo 5 se discute el análisis sísmico con algunos mecanismos focales para concluir que principalmente el tensor de esfuerzos derivados de los datos analizados indica que actualmente podría haber un campo de esfuerzo que crea un ambiente de transtensión sobre una falla de rumbo dextral.

Discusión

Esta falla fue mencionada por Dondoli et. al., (1968) en sus respectivos mapas (Capítulo 1).

Umaña (1969) consideró que esta falla es parte de un sistema de fallamiento regional que corta el lago Arenal con dirección WNW-ESE, por lo que según Alvarado (1989), la denominó la falla Cote-Arenal. No obstante, después de la investigación realizada, se considera que la falla no se extiende hasta las cercanías del volcán Arenal, por lo que esta falla se denominaría simplemente la falla Cote.

Alvarado et al. (1994), mencionan que la mayoría de las tendencias tectónicas o lineamientos que se han observado (imágenes aéreas y geología de campo), poseen direcciones N-S, NNE-SSW, NE-SW y WNW-ESE. Evidenciado que la cuenca posee una complejidad de esfuerzos influenciando la génesis y evolución del comportamiento volcánico y tectónico de la zona.

Según López (1999), la neotectónica del lugar actualmente muestra fallas laterales derechas sub-paralelas y oblicuas tanto al lago Arenal como a la laguna Cote, y que corresponden con una topografía típica de estructuras extensionales. La dirección del S_{HMAX} (σ_1) es consistente con la dirección de compresión regional, lo que coincide con el eje regional de la Cordillera de Guanacaste que tiende al NW y la compresión es hacia el NE.

Tomando en cuenta lo anterior, las fallas dextrales transtensivas podrían ser fallas mayores reactivadas tipo normales ligadas al graben Arenal y el cuerpo de agua correspondiente a la laguna Cote podría ser una cuenca de tracción (*o pull-apart*), entre fallas de rumbo.

Villegas (1997), describe que en la Cordillera de Tilarán, ha habido una evolución geodinámica y estructural compleja desde el Mioceno. Detalla que su origen como sistema transcurrente ha sido asociado a un intenso fallamiento durante el Neógeno, tiempo en que hubo una serie de deformaciones compresionales (Cuadro 4.3), lo que también se podría

relacionar al complicado entorno tectónico existente en la zona. Ello generó una deformación en la región norte de Costa Rica causando una compresión NW-SE en la cordillera de Tilarán, concordante con el fallamiento del área.

Cuadro 4.3. Evolución geodinámica y estructural en la cordillera de Tilarán

Tiempo	Dirección de compresión
Pleistoceno Superior-Reciente	NE a NNE
Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior	E-W
Mioceno Superior-Plioceno Inferior	NW

Fuente: Villegas, 1997.

Utilizando el elipsoide de esfuerzos, se propone para la falla un modelo, que indica zonas de compresión y zonas de distensión junto con cizallamiento sintético y antitético tipo Riedel, así como el desarrollo teórico de pliegues paralelos al eje longitudinal del elipsoide (Fig. 4.10). Con este elipsoide, se recalca el desarrollo de un sistema de cizalla con movimiento dextral y fallamiento con una fuerte componente inversa mostrada en el escarpe (200 - 800 m de altura) de la Fila Vieja Dormida, coincidente con el segmento 1, ubicado al NW de la laguna Cote. Este escarpe disminuye su expresión hacia el SE, coincidiendo esta sección con el segundo segmento de la falla, el cual tiene un comportamiento de rumbo dextral y una componente normal. Es posible que la falla que logró ese prominente escarpe fuera originalmente una falla normal muy antigua y que por los movimientos de la cuenca desde el Plioceno-Inferior hasta la fase de deformación compresiva NE-SW a NNE-SSW en el Pleistoceno Superior-Reciente, esta falla adquiriera un movimiento nuevo, que sería un movimiento de rumbo con una componente inversa.

A escala regional, la falla Cote forma parte de una zona de cizalla más extensa que afecta el graben Arenal; que junto con otras fallas de los alrededores, podrían describir el complejo comportamiento tectónico del graben.

Fig. 4.10. A. Mapa de sombras. B. interpretación de la falla Cote utilizando el elipsoide de deformación.

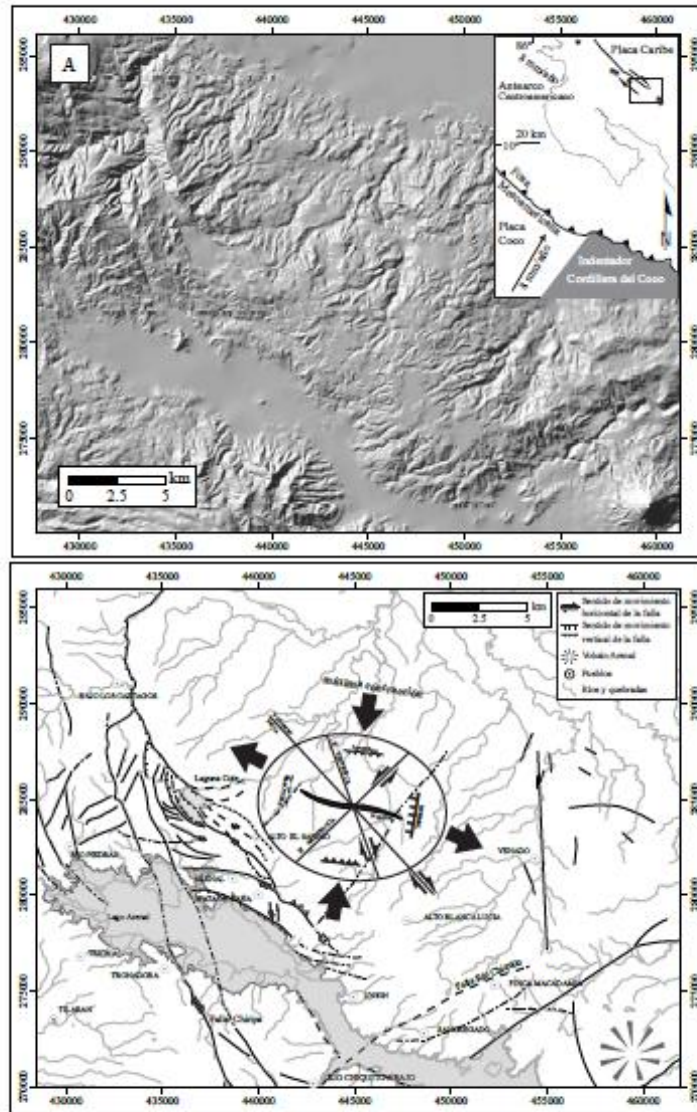


Fig. 4.7. A. Mapa de relieve sombreado. B. Interpretación de la falla Cote y la cuenca de tracción de laguna Cote utilizando el elipsoide de deformación.

CAPÍTULO 5. SISMICIDAD ASOCIADA

Según Denyer et al. (2003), una parte significativa de la sismicidad de Costa Rica se localiza dentro del sistema de montañas que conforman el arco interno y esta actividad sísmica tiene una amenaza sísmica importante por su profundidad relativamente baja (temblores normalmente menores a 20 km), por la frecuencia de los sismos de mayor magnitud (entre 5,0 y 6,5) y porque estas fallas se ubican en zonas donde existen importantes núcleos de población y laderas inestables.

La sismicidad y el fallamiento en la cordillera volcánica de Guanacaste han tenido, en tiempos recientes e históricos, una actividad relativamente baja, porque no existían redes sismológicas locales que permitieran detectar sismos locales. Sin embargo, es conocido que varios sismos históricos destructivos como el sismo del 24 de agosto de 1853 en los alrededores de Cañas y Tenorio (M_w 6,0), el sismo del 10 de octubre de 1911 alrededores de laguna Cote y Guatuso (M_w 6,5), y el sismo del 14 de abril de 1973 en Tilarán (M_w 6,5) han afectado la zona.

El volcán Tenorio ha estado inactivo en tiempos históricos. La sismicidad ocurrida dentro de su macizo ha sido de baja magnitud, aunque recientemente se han reportado la ocurrencia de varios enjambres, especialmente sobre su flanco SE que es donde se ubica la falla principal de esta zona la falla Cote. (Montero, 2000)


En este capítulo se analizarán algunas de las características consideradas para la falla, como lo son la longitud aproximada en superficie, el sismo máximo probable y el periodo de recurrencia; se expondrán los sismos históricos más importantes ocurridos en la zona.

5.1.SISMICIDAD HISTÓRICA

La zona de Arenal comprendida entre la Cordillera Volcánica de Guanacaste y los cerros de Abangares y Tilarán, ha sido afectada por tres temblores de magnitud moderada en el período de 1800 a 1985. (Montero, 1986)

Dichos temblores han afectado el área desde el siglo XIX con el sismo del 24 de agosto de 1853 en los alrededores de Cañas y Tenorio, en el siglo XX, con el sismo del 10 de octubre de 1911 en Guatuso y el sismo del 14 de abril de 1973 en Tilarán, como mencionan Morales & Montero (1984); Morales (1985); Montero (1986); Montero (1989); Peraldo (1994); Fernández et al., (1997) y Peraldo & Montero (1999) (Cuadro 5.1.) y por último, para el presente siglo con los sismos del 27 de enero del 2002 en la zona de Bijagua de Upala y el del 12 Julio de 2011, llamado sismo de Las Armenias, estos dos últimos no están dentro del área, por lo que no fueron considerados, sin embargo, fueron sismos importantes debido a su magnitud y a los daños ocasionados. (Taylor et al., 2002, 2012)

Cuadro 5.1. Características de los sismos destructivos que han ocurrido, dentro del área de estudio, durante el siglo XIX, XX.

Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	M _w	Fuente localización	Fuente magnitud	Nombre del terremoto	Lugares que reportan daños más severos	Fuente sísmica	Mecanismo focal
1853-08-24		10.420	-84.900	10	~6,0	P-M1999 ¹	P-M1999	Cañas	Cañas	Falla local	
1911-10-10	13:12:00	10.610	-84.890	12	~6,5	Am95 ²	Am95	Guatuso	Guatuso	Falla local	
1973-04-14	8:34:01	10.450	-84.900	10	6,5	G-M ³ , M ⁴	ISC ⁵	Tilarán	Río Chiquito, Arenal, Tronadora, Tilarán	Falla local	

1. Peraldo & Montero, 1999. 2. Ambraseys, 1995. 3. Güendel & McNally, 1986, 4. Matumoto, et al., 1978. 5. International Seismological Center.

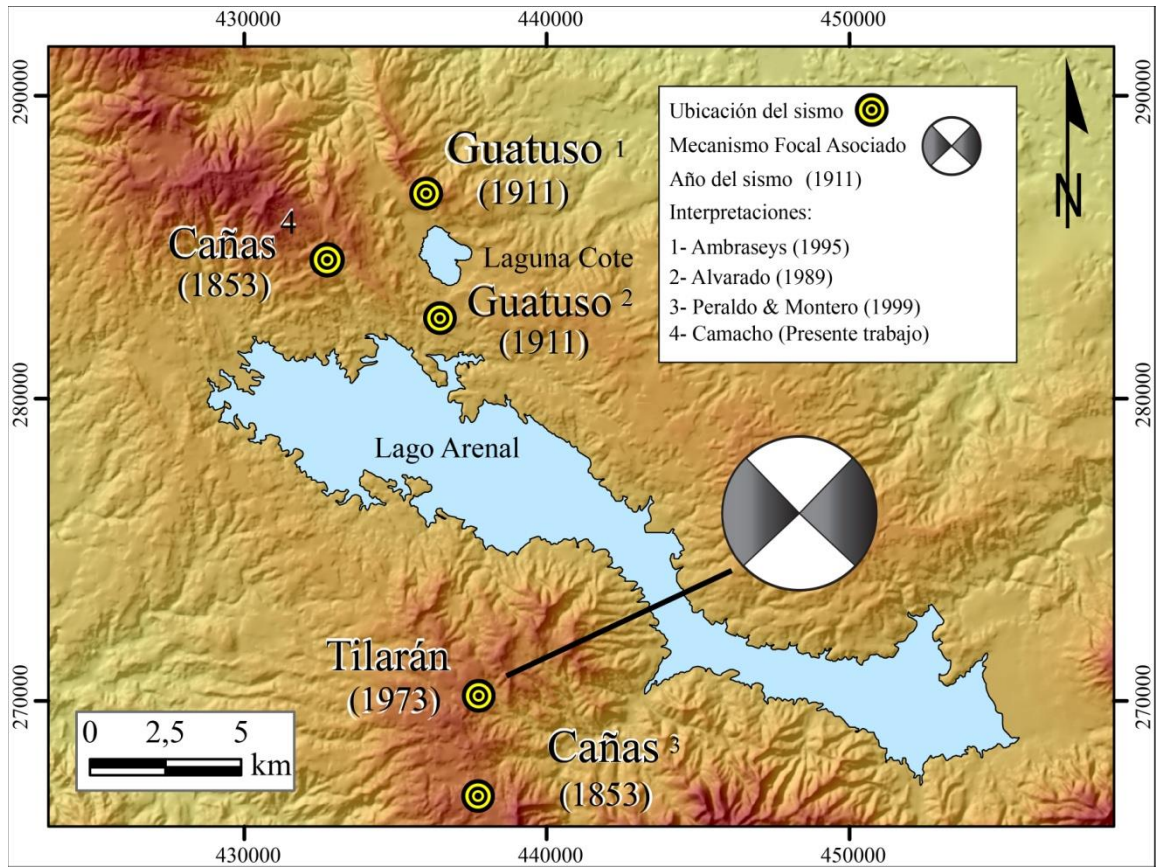


Fig. 5.1. Ubicación epicentral de los eventos históricos junto con el mecanismo focal asociado.

A continuación se realiza una breve descripción de los eventos sísmicos anteriormente mencionados.

5.1.1. Sismo del 24 de agosto de 1853

El 24 de agosto de 1853 se generó este sismo, el cual tuvo una magnitud de $\sim 6,0$ M_W , se ubicó a una profundidad de 10 km aproximadamente (Peraldo & Montero, 1999) y fue asociado a una falla local.

Montero (1986), indica que es un evento intraplaca y la intensidad MM en Cañas fue de VIII. Las características de los efectos en este pueblo sugieren que fue en esa localidad, según las declaraciones del Sr. Ministro de Gobernación en Guanacaste al periódico oficial la Gaceta del 17 de setiembre de 1853. En Setiembre 11 de 1853, se dice que:

Según datos que ha adquirido esta Gobernación y los detalles comunicados por el Jefe Político del Cantón de Bagaces, los estragos hechos por el temblor de 26 de Agosto último en la Villa de Cañas fueron de bastante consideración, pues no solamente se destecharon todas las casas enteramente, sino que también cayeron algunas y las demás quedaron desplomadas.

La comisión que fue a explorar el cerro llamado el “Pelado”, que se supone que era el que había hecho la explosión, regresó después de haber examinado aquel cerro, y según sus investigaciones, se observó que no era allí el origen de los temblores, porque no se encontró ningún vestigio de erupciones, y habiéndose internado los miembros de la Comisión sobre la cordillera advirtieron que hacia el Este se divisaba un pequeño cerro a poca distancia del volcán Tenorio, y que de este se elevaban grandes humaredas de diferentes colores: también observaron la destrucción de una parte de montaña y grandes quedades de la tierra que se había abierto en grietas.

Con este tipo de datos se podría discutir una nueva ubicación del sismo de Cañas debido a los daños ocurridos en la zona noroeste de la laguna Cote, e igualmente se podría asociar el sismo a la Falla Cote o a la Falla Chiripa.

Según Montero (1986), entre 1833 y 1887, la identificación de la naturaleza de las fuentes de los temblores es aún difícil en algunos casos específicos, porque las descripciones son ambiguas, los datos son escasos y especialmente, no existía un medio oficial de recopilación de información macrosísmica.

Montero (1986), afirma que en este caso, la información macrosísmica es escasa pero no queda duda acerca de la fuente superficial (réplicas) y de su carácter dañino especialmente en el poblado de Cañas. En la fig. 5.1., se observa una ubicación propuesta y

basados también en la información macrosísmica de evidencias de deslizamientos, podría decirse que el epicentro es más cerca de los cerros al este del volcán Tenorio. A este sismo no fue posible realizarle el mecanismo focal debido a no haber instrumentación que localizara el sismo y no hay mapa de intensidades. Para este sismo, según las declaraciones expuestas, parece ser más probable que la ubicación de este sismo se encuentre al sur del volcán Tenorio donde Camacho en el presente trabajo coloca la ubicación del sismo.

5.1.2. Sismo del 10 de octubre de 1911

Este sismo, según Tristán (1911), fue precedido por retumbos y se sintió fuertemente en toda la zona norte del país en donde los principales daños fueron deslizamientos, árboles arrancados de raíz, ranchos doblados y muchas grietas. De acuerdo con el área de los daños el epicentro se ubicó al centro de la zona comprendida entre el volcán Tenorio al norte y la laguna del Arenal al sur, la cordillera de Tilarán al oeste y la cabecera del río Frío al este

Morales (1985), afirma que la ubicación macrosísmica cerca de la Laguna Cote deja ver el problema de cuál falla responsabilizar por este evento.

En la Fig. 5.2 se observa la ubicación del sismo según Alvarado (1989), el cual muestra un desplazamiento considerable hacia el sur del lago Cote, y que podría ser esta ubicación, la de mayor probabilidad en correspondencia con el tipo de falla y el mapa de intensidades. Le llaman además, el terremoto de la Laguna Cote y por consiguiente, provocó daños en los alrededores de la laguna Cote (Rojas, 1993). Este sismo tuvo una magnitud de 6,5 M_w y se ubicó a una profundidad de 12 km. (Ambraseys, 1995)

Fernández et al., (1997), de acuerdo con la ubicación macrosísmica de este evento, afirma que se habría originado en una de las fallas de orientación noroeste, localizadas al norte del actual embalse de Arenal (por lo este podría estar relacionado con la falla Cote.

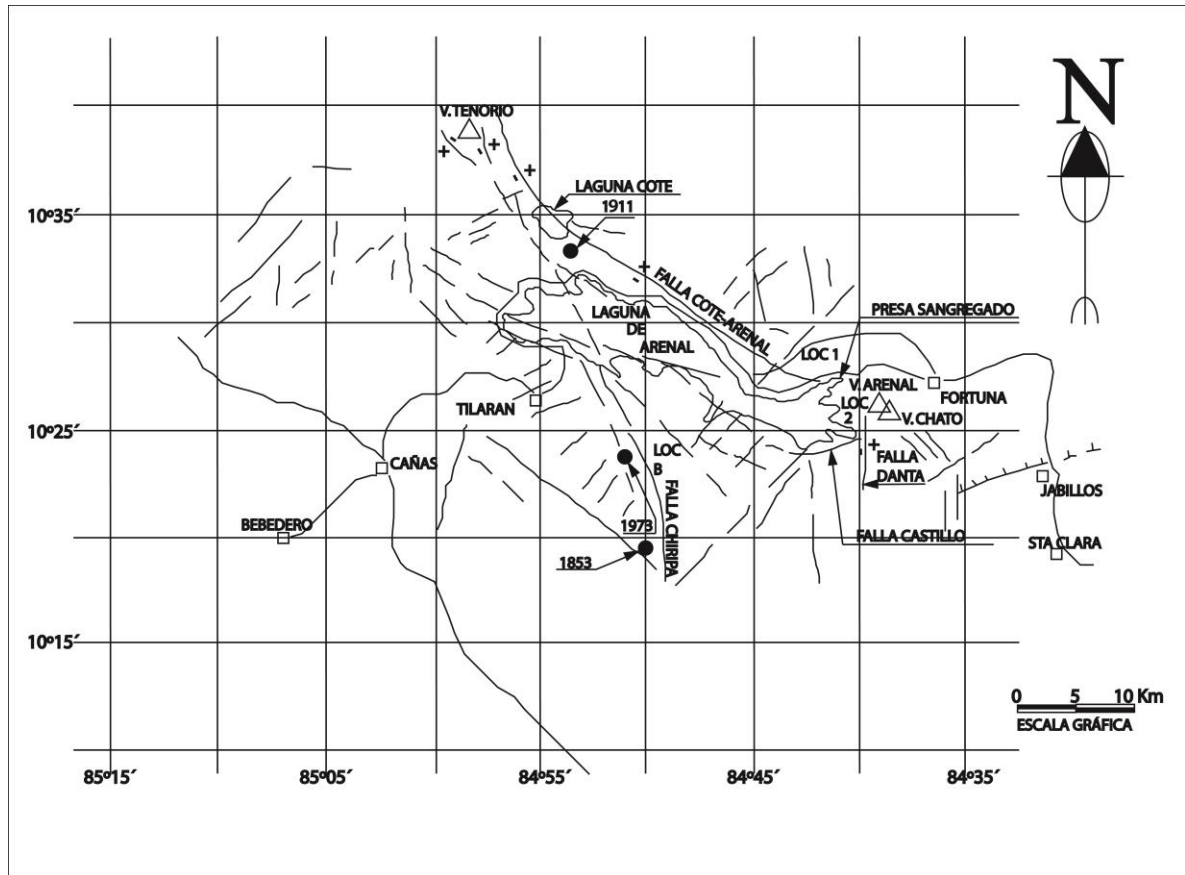


Fig. 5.2. Mapa morfoestructural simplificado de los alrededores del lago Arenal. Fuente: Modificado de Alvarado, 1989.

En el presente trabajo, se realizó el mapa de intensidades de la zona (Fig. 5.3), con los datos obtenidos de Tristán (1911) en sus notas sobre el terremoto de Guatuso, 10 de octubre de 1911, identificándose una intensidad de VIII en los alrededores de la laguna Cote y el lago Arenal. Los datos con los cuales se realizó el mapa de intensidades, originalmente se encuentran en la escala Rossi-Forel por lo que se realizó la debida conversión a la escala Mercalli Modificada. (Bolt, 1981)

Para este sismo, la ubicación que se propone sería la indicada por Alvarado (1989) en la Fig. 5.1, lo que coincide más con el trazo de la falla Cote definido en este trabajo, y si

se asume que este terremoto de 1911, corresponde a esta falla entonces la falla Cote sería una falla activa, sin embargo, faltan más evidencias que comprueben lo anterior. Por lo que la falla sería neotectónica y probablemente activa (Cuadro 5.2).

Cuadro 5.2. Evidencias de actividad de la falla Cote.

Evidencias falla Cote	Si	No	Posiblemente	Comentario
Corta litologías del Holoceno		x		No hay evidencias visibles, aunque el paisaje sísmico sugiere que sí
Corta litologías del Pleistoceno Inferior	x			No fue posible observar la falla Cote cortando litología más joven. Se asume por la parte regional que corta Fm. Monteverde.
Sismología histórica asociada			x	No hay evidencias contundentes de estar asociada a la falla Cote o a la Falla Chiripa
Sismología reciente asociada			x	Los sismos recientes no aportan información relevante
Lineamientos prominentes-moderados	x			Primer segmento ubicado al NW de laguna Cote
Lineamientos moderados-débiles	x			Segundo segmento ubicado al SE de laguna Cote
Geomorfología	x			Lo observado en su traza morfológica-teórica coincide con las evidencias geomorfológicas.
Geofísica	x			Se observaron anomalías geofísicas eléctricas, magnéticas, magnetotélúricas y batimétricas asociadas a fallamiento cortando el Pleistoceno

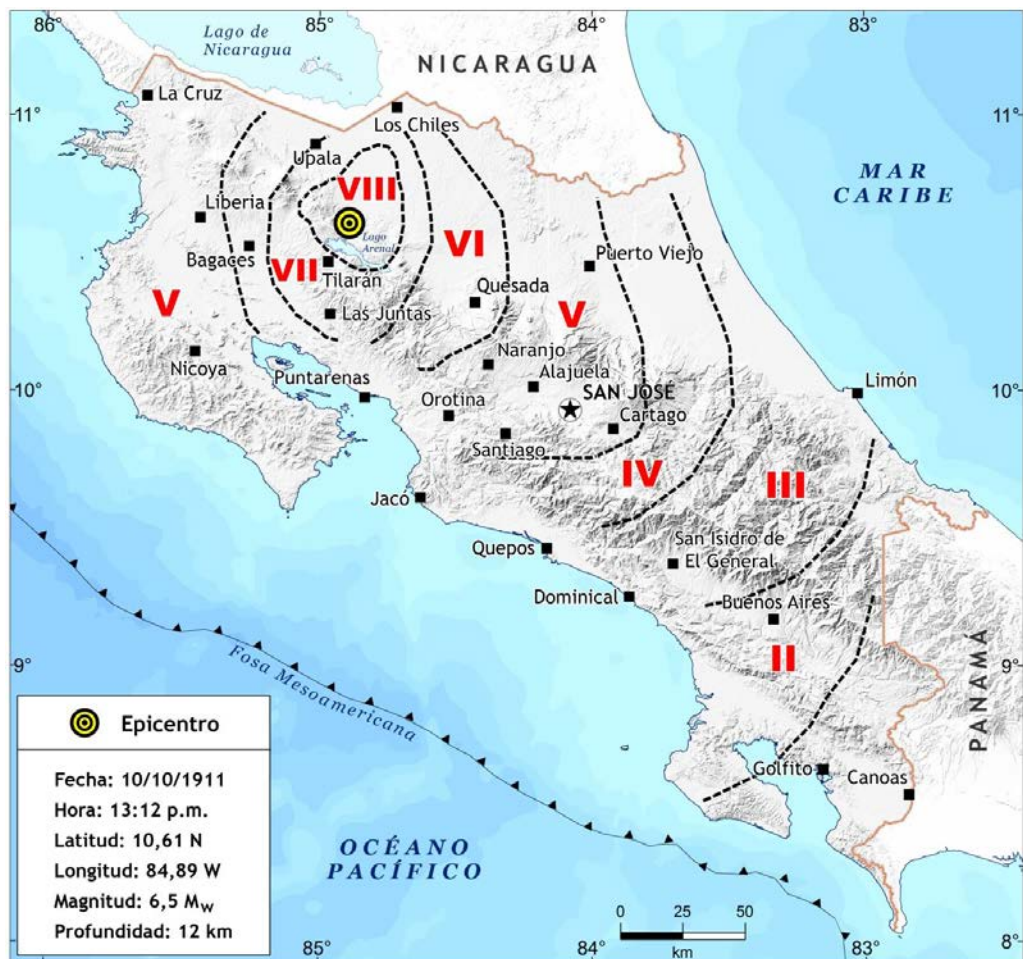


Fig. 5.3 .Mapa de intensidades para el terremoto del 10 de octubre de 1911.

5.1.3. Sismo del 14 de abril de 1973

Este terremoto fue estudiado por Plafker (1973) y Matumoto et al. (1976). Está localizado hacia el borde sur del lago en una falla local, cerca de río Chiquito, tuvo una intensidad máxima de VIII (MM) y causó daños en río Chiquito, Tronadora y en la ciudad de Tilarán. (Plafker, 1973)

Los daños debidos a este terremoto estuvieron concentrados dentro de un área de 150 km² entre Tilarán y el antiguo poblado de Arenal (este poblado ha quedado bajo las aguas del embalse de Arenal desde 1978 y fue trasladado a Nuevo Arenal), así como la original laguna de Arenal y Pueblo Nuevo.

Este evento ha sido asociado con la falla Chiripa con hipocentro localizado a una profundidad de 10 km y una magnitud de 6,5. A este evento se le ha asignado una intensidad (MM) de grado VIII en la zona epicentral (Plafker, 1973) (Fig. 5.5), aunque en algunos sitios muy puntuales esta pudo alcanzar el grado IX.

En la Figura 5.4 se muestra la distribución espacial de daños de este evento. La figura triangular (color verde claro), muestra la zona de mayores daños estructurales, deslizamientos destructores (los puntos marcados con X) y grandes fracturas abiertas, mientras que el área elíptica exterior muestra zonas con daños estructurales menos severos, deslizamientos medianos a pequeños y fracturas del terreno medianas a menores. Las fallas interpretadas en ese momento se muestran como líneas rectas. (Plafker, 1973)

Este evento concentró los daños en un área de 150 km² entre Tilarán, el antiguo poblado de Arenal y Quebrada Grande de Tilarán (Fig. 5.4). Los deslizamientos mayores generados por la sacudida sísmica se produjeron dentro de un área de 20 km², y fueron los responsables de la muerte de 23 personas y de daños a los caminos vecinales. (Umaña, & Mainieri, 1973 y Mora & Morales, 1986)

Los fracturamientos observados están relacionados con deslizamientos gravitacionales y ninguna de las fracturas tenía más de unas decenas de metros de longitud. Los daños observados no fueron intensos en las casas o edificaciones de madera, como la Escuela del Viejo Arenal, pero sí lo fueron en aquellas de concreto pobremente reforzado con varilla, como la iglesia. No hay evidencias de rupturas sísmicas superficiales, sino más bien relacionadas con deslizamientos y licuefacción de suelos.



Fig. 5.5 .Mapa de intensidades para el terremoto del 14 de abril de 1973. Fuente: Tomado de Climent et al., 2013.

5.2. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD 1853-2014

Utilizando la base de datos de sismos desde 1853 hasta 2014 (Fig. 5.7), que posee el OSIVAM (Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles del ICE), y en colaboración con el sismólogo Waldo Taylor (también del OSIVAM) se describe brevemente el comportamiento sísmico ocurrido en la zona. Esta base fue obtenida gracias a las estaciones sismológicas ubicadas según la Fig. 5.6.

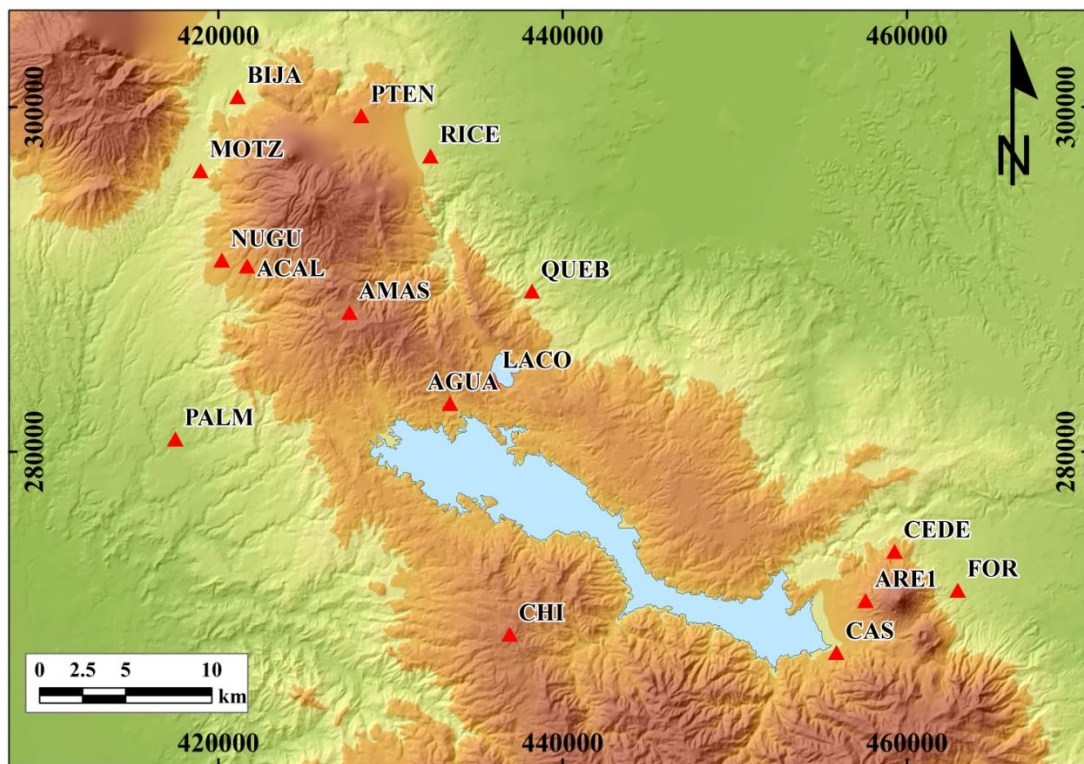


Fig. 5.6. Ubicación de las estaciones sismológicas OSIVAM.

Los datos fueron ubicados dentro del cuadrante latitud 10,630 y 10,300 y longitud -85,000 y -84,550 (la cantidad de estaciones del OSIVAM ha variado con el tiempo en un rango que oscila entre las 6 y las 18 estaciones en los últimos 10 años). Para este análisis se utilizaron solo sismos de Calidad A (sismos con magnitudes mayores a 1,5 con más de 5

estaciones que hayan localizado el sismo, con un RMS menor a 0,2, profundidades menores o iguales a 15 km, con una incertidumbre menor a 1 km en latitud, longitud y profundidad y un GAP <100°). De un total de 3522 sismos, se obtuvieron 645 sismos después del filtrado (Fig.5.7).

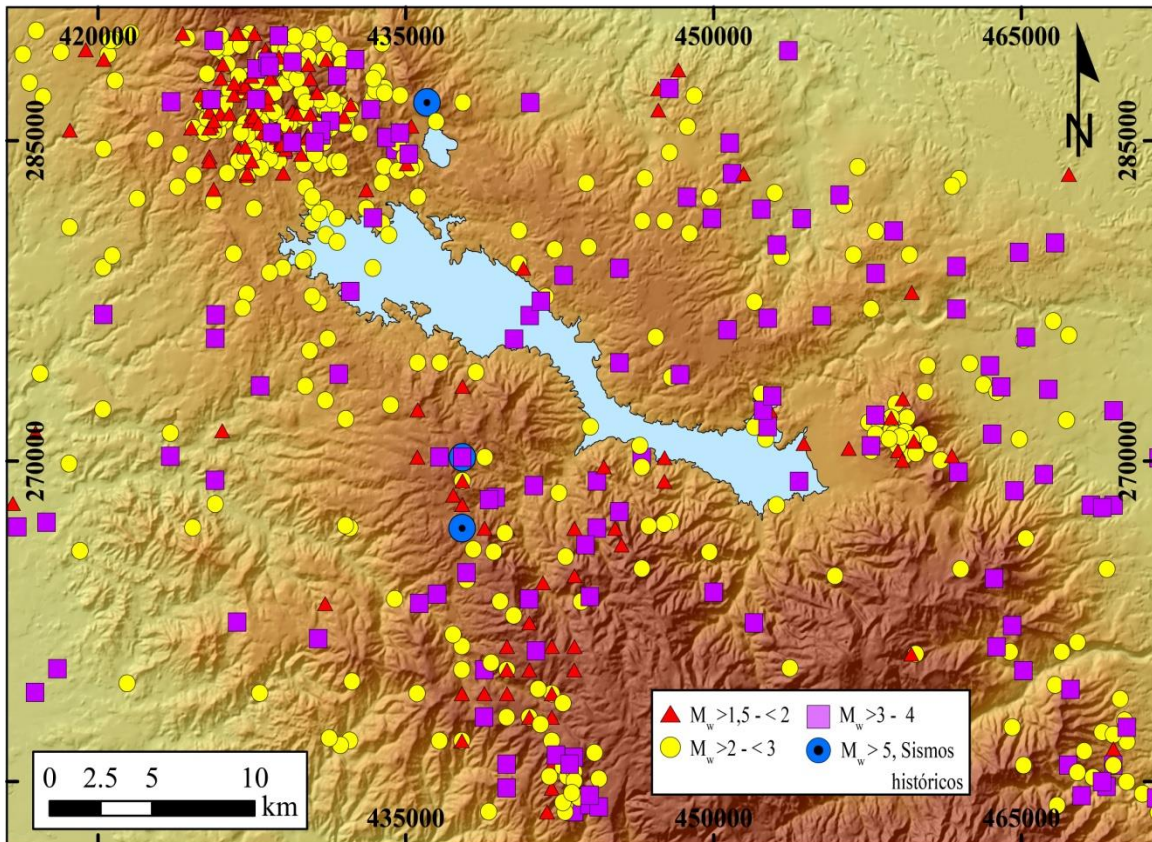


Fig. 5.7. Mapa de sismos filtrados desde 1853 hasta 2014.

En la Fig. 5.7 se observan los sismos de magnitudes mayores a 5,0 (en azul). Hacia el lado sur del lago se observan otros eventos mayores que ocurrieron en 1853 y 1973, con magnitudes superiores o iguales a 6,0 (ver cuadro 5.1) y otros pequeños sismos asociados posiblemente a la falla Chiripa.

De forma similar, en la falla Cote se observa el sismo de 1911 de magnitud 6,5 y se observan además, eventos de magnitud $\leq 4,0$ hacia el noroeste probablemente asociados a la falla. Este comportamiento podría indicar que la zona tiene fallas tectónicamente activas y posiblemente, generadoras de eventos de magnitudes importantes, que históricamente han producidos daños significativos en el área.

En esta figura, la mayor densidad de sismos registrados en la zona, se agrupan hacia el extremo noroeste del área, en las cercanías de Tierras Morenas y el lago Cote, zona en donde se localiza la mayoría de eventos.

En la figura 5.8, se observa número de eventos por año desde 1853 hasta 2014. Después del año 1973 (año en que ocurrió el terremoto de Tilarán), el ICE colocó estaciones sismológicas cerca de sus proyectos, en este caso el proyecto Arenal. Después del año 1977, se observa que hay una disminución de la sismicidad. En el año de 1984 inicia sus labores la RSN (pero sin estaciones suficientes en el área) y a partir de 1994 entra la red del ICE-OSIVAM con estaciones en el área de estudio por lo que la sismicidad tuvo un aumento considerable. Del año 2004 en adelante, se comenzó con un registro continuo para una mejor detección y control de la sismicidad en el área.

Se observa que en los años anteriores al 2009, la sismicidad se mantuvo por debajo de los 175 sismos anuales, pero a partir ese año, la sismicidad se incrementó de forma importante. (Taylor, 2009, 2011, 2014)

Durante el 2009, se localizaron 440 eventos sísmicos someros o locales (profundidad ≤ 15 km), bajo a 340 en el 2010 y aumentó a 496 en el 2011 y a 550 sismos en el 2012, convirtiéndose este último en el año de mayor actividad sísmica, en parte ayudado por la ocurrencia del terremoto en Sámara en setiembre de ese mismo año (M_w 7,6), que provocó sismicidad inducida en el área. Los sismos fueron producidos por fallamiento local en el noroeste del lago de Arenal (cerca de Tierras Morenas), por sismicidad volcano-tectónica del volcán Arenal y por la actividad tectónica de las fallas Chiripa y Peñas Blancas (Taylor, 2014).

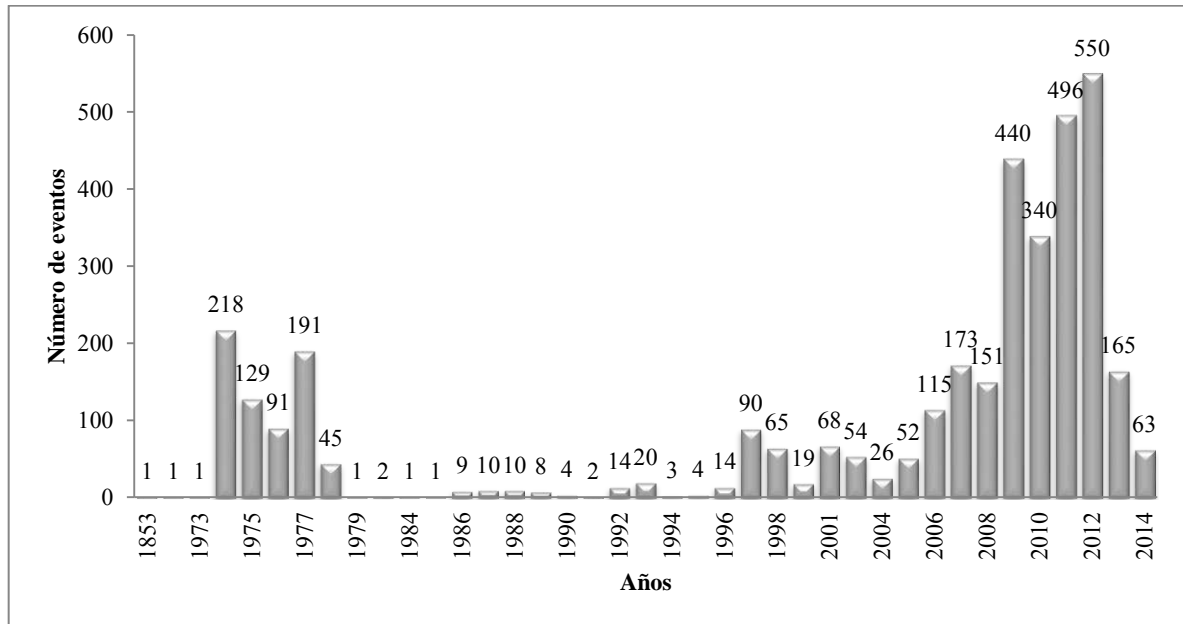


Fig. 5.8. Gráfica de número de eventos por año desde 1853 hasta 2014.

Otro punto a considerar es que desde octubre de 2010, el volcán Arenal cesó por completo las explosiones y sólo ha presentado sismicidad volcano-tectónica con un alineamiento NW indicando una posible relación con las algunas fallas.

Después del terremoto del 2012 en Sámara, se dio en la región un descenso importante en la actividad sísmica hasta el presente, lo que según Taylor (2014), hace suponer que el sistema de esfuerzos del área pudo haber sufrido una relajación, por lo tanto, una descompresión del sistema, pasando de un ambiente compresivo a un ambiente extensivo, tal y como lo sugieren los mecanismos focales de la zona.

La alta densidad de sismos al noroeste de la zona de estudio, (Fig. 5.9), evidencia tanto trazas importantes de estas dos fallas, como de otras fallas fotogeológicas asociadas e inferidas y algunas otras fallas mapeadas en las campañas geológicas de la zona como por ejemplo, la Falla Río Piedras, Río Sábalo y traza de la Falla Quebrada Azul.

En las Figs. 5.9 y 5.10, se observa que la ubicación de estos sismos presenta una correlación con lineamientos muy marcados sobre fallas potencialmente activas y

posiblemente neotectónicas. En términos generales, se observa que las concentraciones de epicentros se correlacionan con los sistemas de falla del área, lo que es un potencial indicador de fallas potencialmente activas.

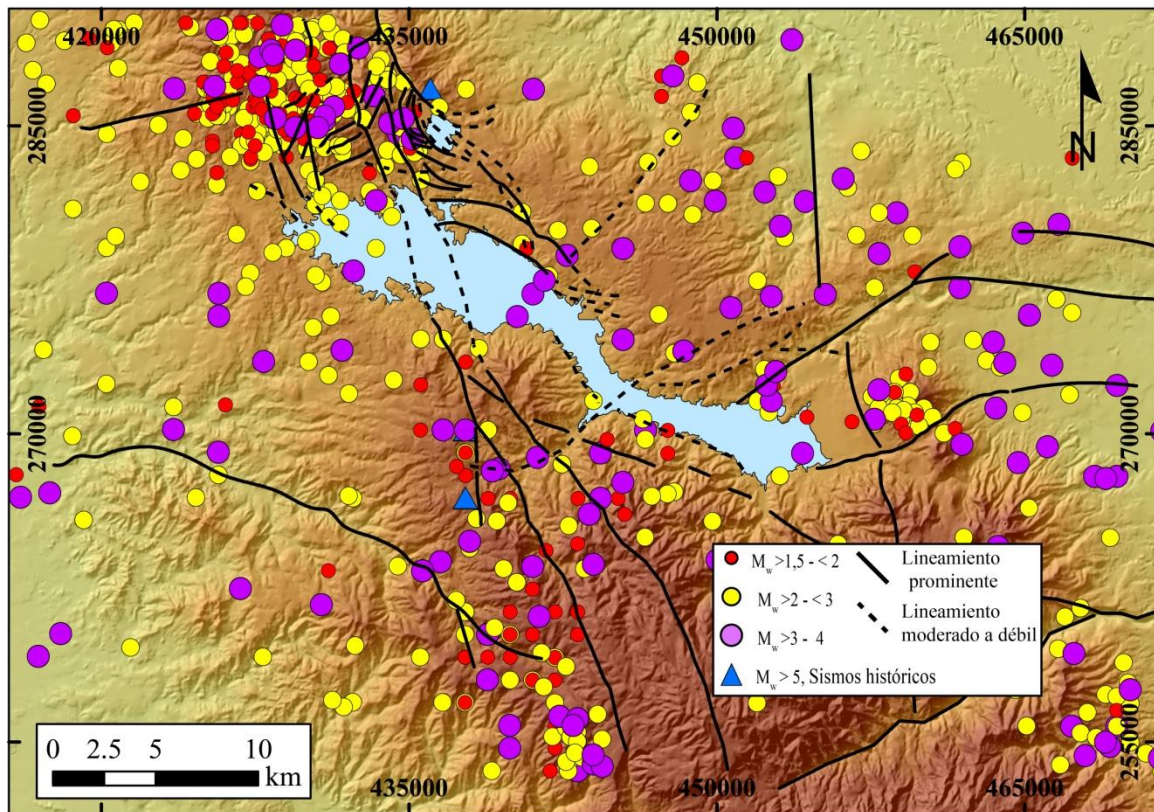


Fig. 5.9. Mapas de sismos desde 1853 hasta 2014 filtrados (Calidad A), mostrando los sismos por magnitudes y las fallas fotogeológicas e inferidas.

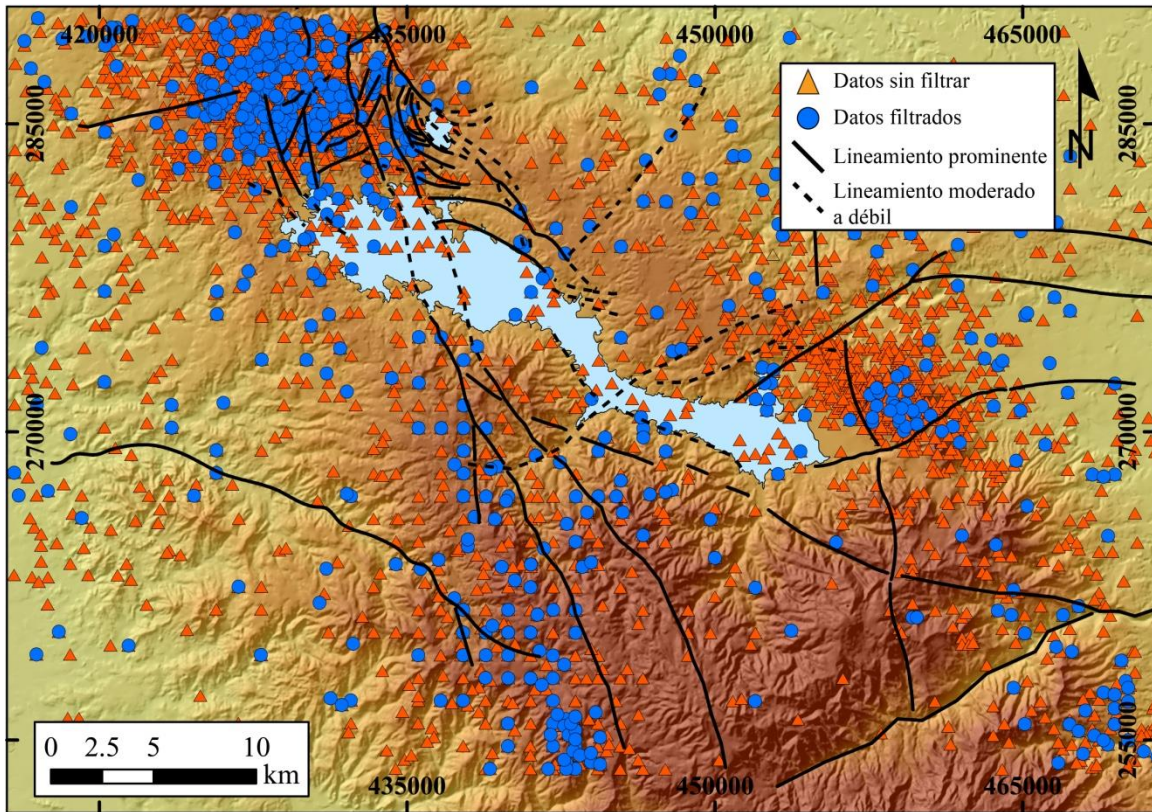


Fig. 5.10. Mapas de sismos desde 1853 hasta 2014, mostrando una comparación de los datos filtrados (Calidad A) y sin filtrar.

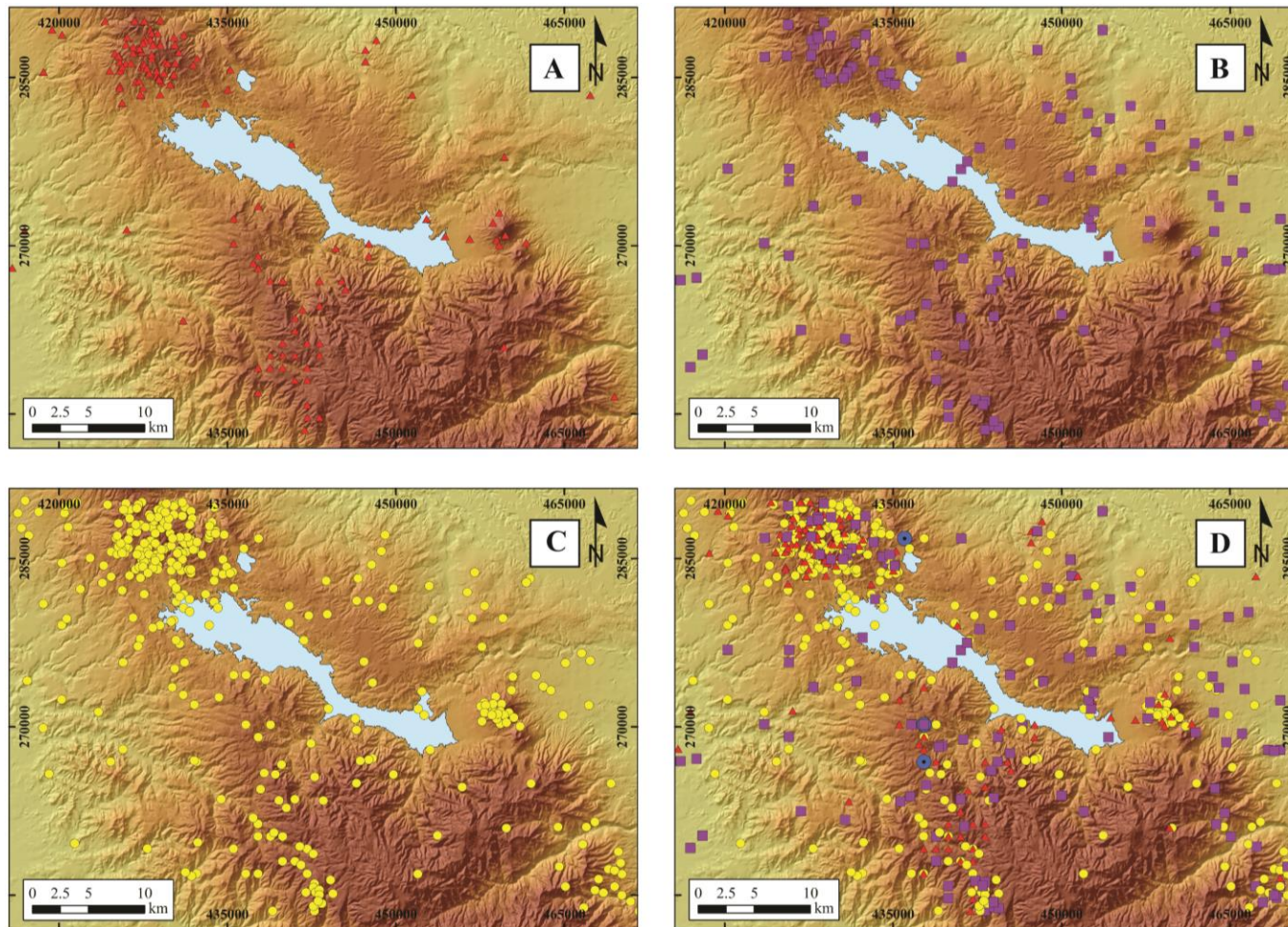


Fig. 5.11. Mapa de magnitudes asociadas a la zona. En A muestra en rojo $M_w > 1,5-2$, en B en morado $M_w > 2- < 3$, en C en amarillo $M_w > 3-4$ y en azul los sismos históricos $M_w > 5$. Datos filtrados para $h \leq 15$.

5.2.1. ALGUNOS MECANISMOS FOCALES DE LA ZONA

En esta sección se da a conocer un análisis de los mecanismos focales más recientes (2012, 2013 y 2014), para saber de forma indirecta el estado de los esfuerzos locales y tipo de falla responsable del sismo (estos mecanismos fueron analizados por el OSIVAM, en colaboración con el sismólogo Waldo Taylor y por el programa Win-Tensor en colaboración con Allan López).

Los datos de rumbo (strike), buzamiento y ángulo de Rake de los mecanismos focales obtenidos con SEISAN fueron introducidos en la hoja de cálculo del programa Win-Tensor desarrollado por Delvaux (2012), para verificar la congruencia entre tipos de movimientos y esfuerzos principales. En caso de que hubiera una incongruencia con algún dato, el programa los ajusta si no, el programa desecha el dato poniéndolo como UF o indefinido.

En las figuras 5.12 y 5.13, se observan los mecanismos focales para los años 2012-2013, calculados para algunos sismos, los cuales fueron filtrados de manera que representaran calidad A (Cuadro 5.2).

Taylor (2014), analiza varios sismos ocurridos después del terremoto del 2012 en Nicoya. Dos de ellos (GA-2 y GA-4) se localizaron en el sector al noreste de Tierras Morenas de Tilarán evidenciando un sistema de fallas tipo normal y con un esfuerzo horizontal máximo (EHMax) de N53°E y N20°E (Fig. 5.12), en esta misma figura se incluye un sismo del 2009 (GA-1), al que se le calculó la inversión del tensor momento (este define la fuente sísmica de una forma completa y es usado en áreas volcánicas con intervención de fluidos). Este evento es un dato confiable, consistente y de buena calidad, por lo que se tomó en cuenta para observar el comportamiento de la zona.

Para el tercer mecanismo (GA-3), (evento 3 del cuadro 5.2), se localiza sobre el sistema de fallas de Las Chiripas (N24°W) y corresponde a un sistema de desplazamiento de rumbo lateral derecho con componente normal y su esfuerzo máximo horizontal es de S60°E.

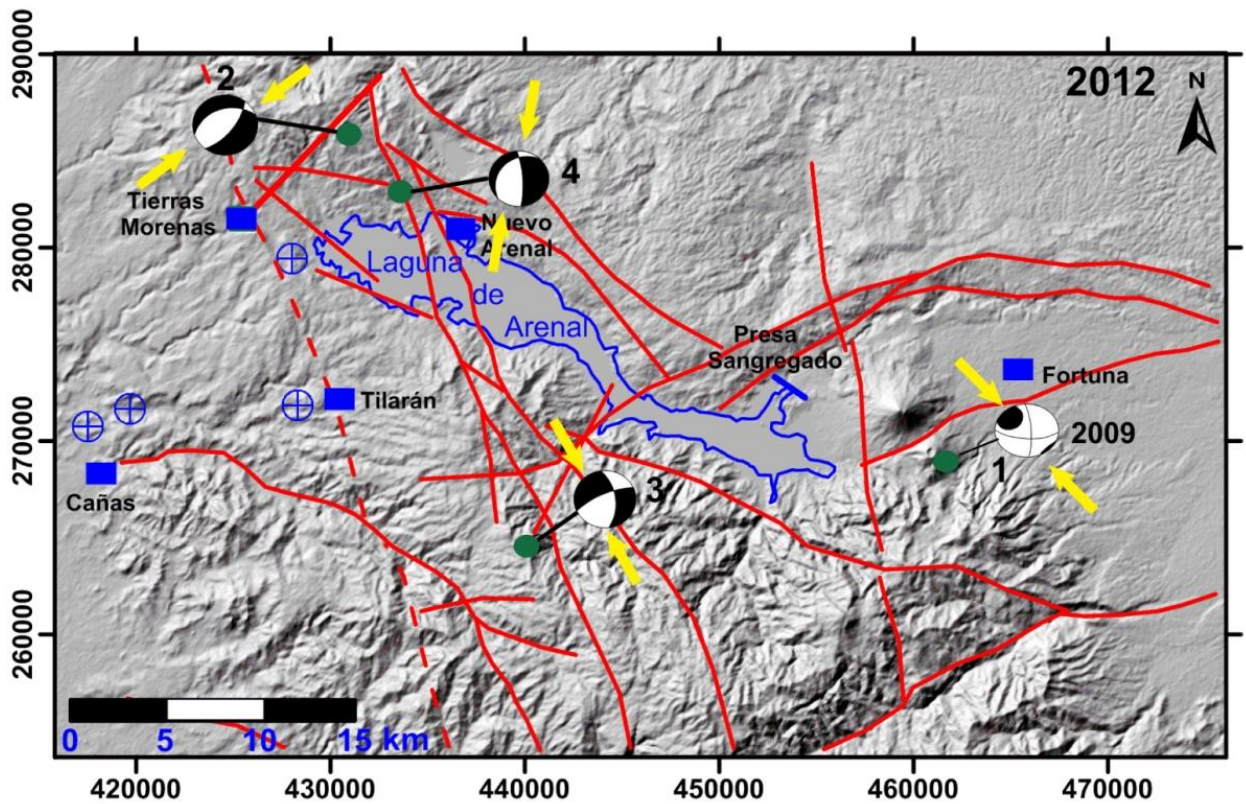


Fig. 5.12. Mecanismos focales de los sismos de mejor calidad para el periodo 2012. Los números de cada sismo, corresponden con la información en el cuadro xx. Las flechas indican la dirección del EHMax. Fuente: Tomado de Taylor, 2014.

Para los mecanismos focales del 2013 (Fig. 5.13.), Taylor (2013, 2014), recalca que hay una rotación del esfuerzo máximo horizontal en el sector de Tierras Morenas con respecto a lo observado en el 2012 y pasó de ser un sistema dominado por fallamiento normal, a un sistema con fallamiento inverso o desplazamiento de rumbo (mecanismos GA-5, GA-6 y GA-7, el mecanismo GA-8 del cuadro 5.2 no se pudo verificar con el programa Win Tensor (Delvaux, 2012) y se obtuvo falla indefinida, sin embargo, Taylor (2014), lo define como un mecanismo de falla inversa), sugiriendo que la compresión paso de NE-SW a una compresión en la dirección casi N-S.

Según Taylor (2014), las observaciones de la dirección del esfuerzo regional en este sector son muy similares a lo reportado por López (1999), quien indica que el esfuerzo máximo compresivo regional tiene un rumbo promedio de N22°E. Agrega que este sector en los alrededores del Graben Arenal es tectónicamente muy complicado, ya que en las cercanías del volcán Tenorio se unen al menos dos o tres fallas; entre las que destacan las fallas Chiripa y Cote, porque la dirección de los esfuerzos tectónicos se alinean y rotan según la cercanía de fallas y por cambios en la presión hidrostática en áreas volcánicas.

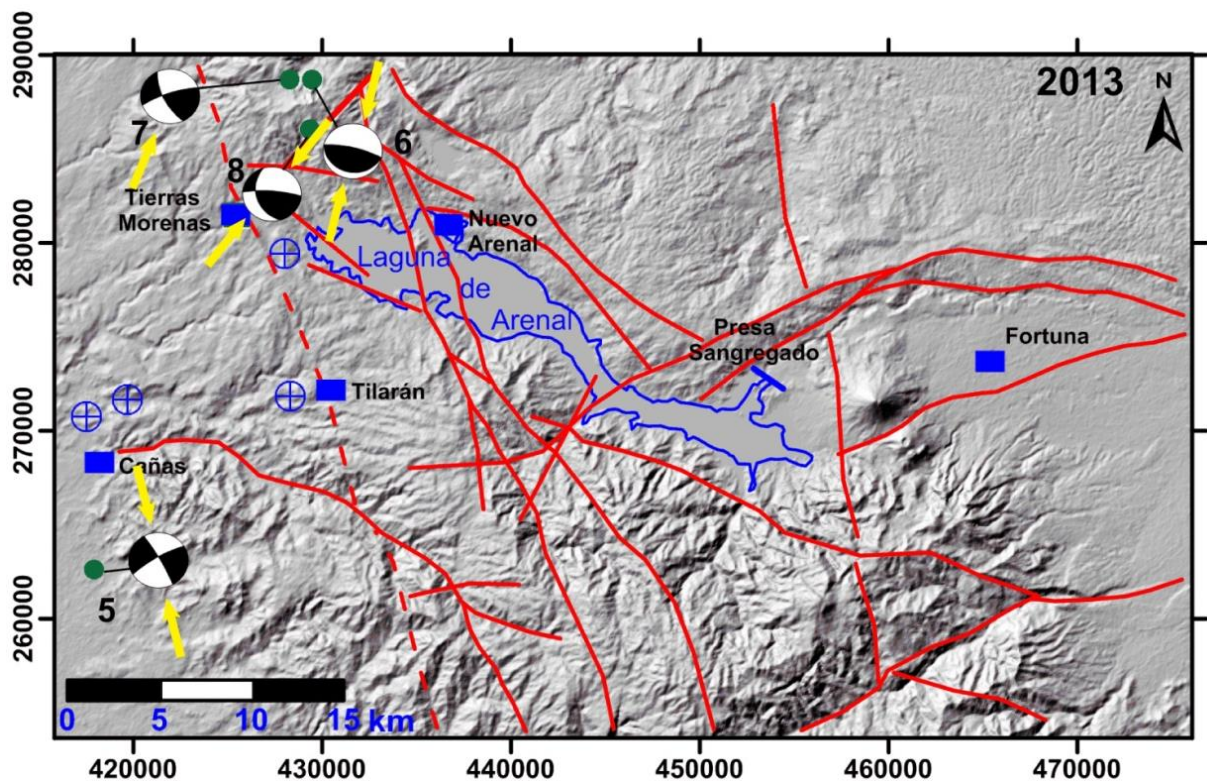


Fig. 5.13. Mecanismos focales de los sismos de mejor calidad para el periodo 2013. Los números de cada sismo, corresponden con la información en el cuadro 5.2. Las flechas en amarillo indican la dirección del esfuerzo máximo horizontal. Fuente: Tomado de Taylor, 2014.

Para los mecanismos focales del 2014 (Fig. 5.14) (GA-9, GA-10 y GA-11), se observan algunos cambios con respecto a los mecanismos del 2013, ya que pasa de un sistema NE-SW a uno NW-SE. El mecanismo GA-9 según el programa *Win-Tensor* lo especifica como falla indefinida (UF), sin embargo, el mecanismo podría ser de rumbo con componente normal. En general, se observa un sistema de fallamiento inverso con componente de rumbo para el GA-10 y un fallamiento normal para el GA-11. Las observaciones de la dirección del esfuerzo en este sector siguen indicando un rumbo NW de esfuerzo horizontal máximo.

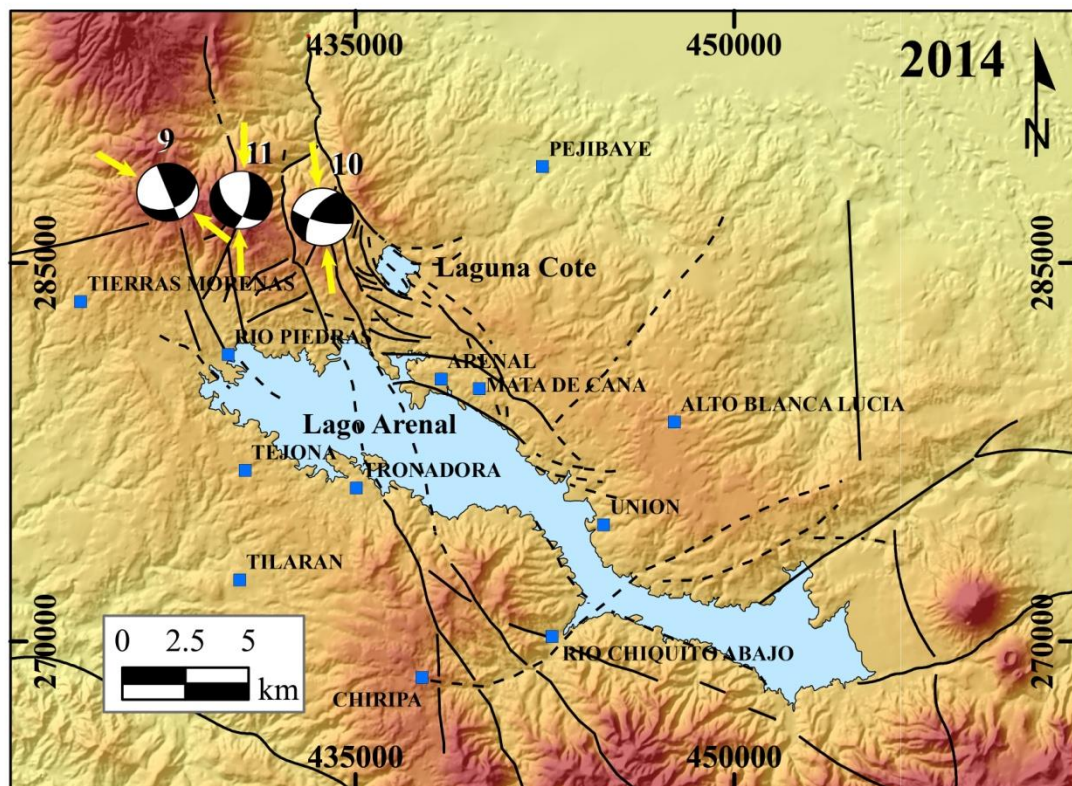


Fig. 5.14. Mecanismos focales de los sismos de mejor calidad para el periodo 2014. Los números de cada sismo, corresponden con la información en el cuadro 6.2. Las flechas amarillas indican la dirección del esfuerzo máximo horizontal.

Cuadro 5.3. Datos estructurales de los mecanismos focales utilizados

Mecanismo	Rumbo	Buz	EJES		P		B		T		EH Max	Eh min	Tipo de Mecanismo
			rake		Azimut	Inclin	Azimut	Inclin	Azimut	Inclin			
GA-1	360	90	1		135	1	1	89	225	1	135	45	FR
GA-2	250	33	-61		272	68	45	15	139	15	53	143	FN
GA-3	336	69	-40		294	43	133	45	33	10	120	30	NR
GA-4	224	21	-43		245	56	359	15	98	29	20	110	FN
GA-5	329	77	-6		285	13	84	76	194	5	104	14	FR
GA-6	104	15	90		14	30	284	0	194	60	14	104	FI
GA-7	251	76	27		21	8	277	60	115	29	23	113	FR
GA-8	274	77	59		28	26	282	30	151	49	39	129	IN
GA-9	159	90	60		276	38	159	30	42	38	114	24	IN
GA-10	210	52	27		160	10	261	45	60	43	157	67	IR
GA-11	12	64	-55		329	56	175	31	77	12	163	73	FN

Buz: Buzamiento. Inclín: Inclinación. EHMáx: Esfuerzo horizontal máximo. Ehmin: Esfuerzo horizontal mínimo. FR: Falla rumbo. FN: Falla normal. NR: Normal con componente rumbo. FI: Falla Inversa. IR: Inversa con componente de rumbo. IN: Indefinida. Los ejes T, P y B describen los esfuerzos tectónicos del área. T en el cuadrante de las compresiones y el P en el de las dilataciones. El eje B (N) representa el eje nulo.

5.2.2. POTENCIAL SÍSMICO Y FRECUENCIA DE OCURRENCIA SÍSMICA DE LA FALLA COTE

El grado de actividad de las diversas fuentes sísmicas de una región y la ubicación de las obras humanas en relación a estas, es lo que define la amenaza sísmica de una determinada área. Al estudiar los catálogos históricos de terremotos de un país, se observa que la actividad puede ser estimada únicamente en los rangos de mayor magnitud y la confianza de las estimaciones, depende de factores diversos como son entre otros la distribución geográfica de las poblaciones a través del tiempo y el periodo de tiempo cubierto por los archivos históricos (Montero, 1986).

Los métodos deterministas requieren tan sólo el conocimiento del máximo sismo potencial o del terremoto característico, mientras que los probabilistas necesitan la estimación previa de leyes de recurrencia de los sismos en cada falla o zona sismogénica. El sismo máximo probable es el mayor que puede esperarse en una estructura o zona y para determinarlo debe conocerse el máximo sismo ocurrido en el pasado. (Krinitzsky, 1995, Benito & Jiménez, 1999, Bendito & Rivero, 2002 y Alvarado & Climent, 2008)

Para este trabajo, los resultados validados se hicieron para una longitud de falla total estimada entre 10 y 15 km, y para los segmentos descritos en el capítulo 3, utilizando las ecuaciones de Wells & Coppersmith (1994).

Por lo tanto, se determinó que el sismo máximo probable considerando una longitud de 15 km es de 6,4 M_w utilizando la ecuación para todo tipo de fallas y 6,4 M_w utilizando la ecuación para falla normal descritas en el capítulo 1. Sin embargo, si se consideran los tramos propuestos por separado, para el primer segmento de 8 km al NW de la laguna Cote, utilizando la ecuación para todo tipo de fallas, se obtuvo una magnitud de sismo máximo probable de 6,1 M_w y para el segundo segmento al SE de la laguna Cote con una longitud de 7 km y utilizando la misma ecuación para todo tipo de fallas, se obtuvo una magnitud

de sismo máximo probable de $6,0 M_w$. Se determinó además, la frecuencia de ocurrencia sísmica mediante la relación de Gutenberg y Richter (1944) (Fig. 5.15, Cuadro 5.3).

Además, según estudios realizados en campo no se puede determinar con certeza la edad de la falla Cote, debido a que no se observó a la falla cortando la litología.

Según Montero (1986), el periodo de recurrencia de los eventos mayores de esta zona sísmogénica es de $60 \pm 2,8$ años, el valor de dispersión demuestra una ciclicidad bastante regular en la ocurrencia de los principales eventos de esta región para los últimos 185 años.

Según Fernández et al. (1997), en relación con los temblores de magnitudes M_s superiores a 5,7 que están relacionados con el fallamiento superficial, y recientes, muestran que estos ocurren en ciclos sísmicos que tienden a ser contemporáneos con los temblores mayores interplaca del Pacífico Central del país, los que ocurren cada 25-40 años.

Realizando un estudio actualizado para la zona según Taylor (2014), uno de los aspectos más importantes que se evalúan con el monitoreo de la sismicidad es cómo evoluciona esta con el tiempo y que se puede esperar en el mediano y corto plazo. Para ello, utilizando a Gutenberg y Richter, se determinó el periodo de recurrencia para la falla.

Para este tipo de análisis es necesario analizar la máxima cantidad de sismos disponibles y, por esa razón, se usó la sismicidad dentro del área mostrada en las figuras anteriores, para el periodo 1853-2014, con lo cual se obtuvo un total 2569 sismos para realizar el análisis sísmico.

Al realizar los cálculos se obtiene el valor "b" que es de 0,78 y el valor anual de "a" de 2,9 y un $M_C \geq 2,2 \pm 0,18$ (magnitud de completitud) (Fig. 5.15). Aplicando esos valores en la fórmula comentada anteriormente, se obtienen los resultados del cuadro 5.3. Es necesario dejar claro que las constantes "a" y "b" son dinámicas y por lo tanto varían en el tiempo. Por lo que es importante mantener el monitoreo de la sismicidad, ya que los cambios que se presenten en el valor "b" hace que el periodo de recurrencia de un sismo se

alargue o se acorte según Utsu, 1965, Shi & Bolt, 1982, Aki, 1984, Bender, et al., 1993 y Utkucu, et al., 2007.

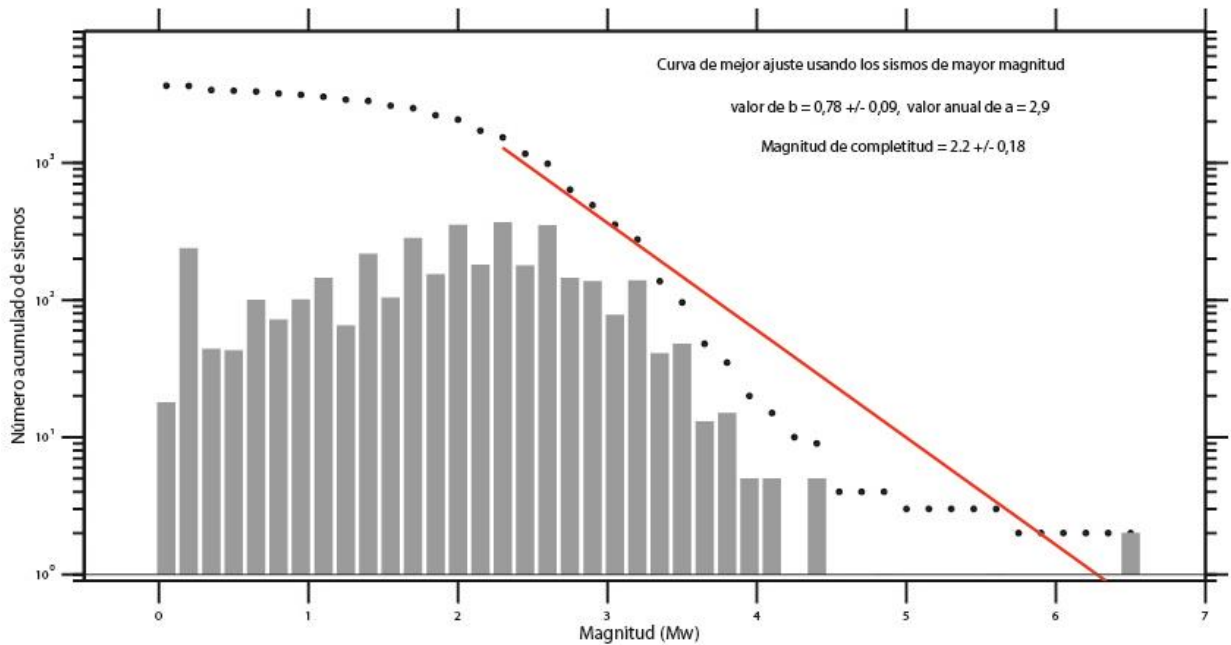


Fig. 5.15. Número acumulado de sismos en relación a la magnitud para los alrededores del lago Arenal periodo 1853-2014. Relación de Gutenberg y Richter.

Cuadro 5.4. Número de sismos esperados anualmente para diferentes magnitudes en los alrededores del Lago Arenal.

Magnitud (M_w)	Cantidad de sismos anuales	Tiempo
2	21,9	Cada 16 días
3	3,63	Cada 3 meses
4	0,60	Cada 2 años
5	0,10	Cada 10 años
6	0,02	Cada 60 años

La relación de Gutenberg y Richter permite tener una idea de cuantos sismos y de que magnitudes se van a producir anualmente en el área. En el cuadro 5.3. se determinó que se pueden esperar unos 22 sismos con M_w 2,0; 4 sismos con M_w 3,0 y un sismo de M_w 4,0 al año, también permite proyectar que se necesita un periodo de recurrencia de 60 años (según estadísticas) para que ocurra un sismo de $M_w \geq 6,0$.

Si se retoman los sismos históricos del área (1853, 1911 y 1973), hace más de 41 años fue el último terremoto, por lo que, en teoría faltarían unos 19 años aproximadamente para un posible sismo de tal magnitud.

Hay que tomar en cuenta que este estudio es simplemente una probabilidad de ocurrencia que puede cambiar día a día debido a la actividad sísmica y vulcano-tectónica del lugar, según Wiemer & Wyss (1997).

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

El estudio abarcó un área de unos 317,5 km² y detalló unos 15 km que fue lo que se consideró como la longitud de la falla. Se caracterizó la estructura y la expresión morfológica de la falla Cote mediante técnicas geofísicas y neotectónica, y se catalogó como una falla neotectónica y muy probablemente activa. Esta falla se llamará ahora solo falla Cote, ya que no se observa claramente que pueda extenderse hasta la parte sur del volcán Arenal, definiéndose una nueva traza, según datos morfotectónicos, métodos geofísicos (resistividad eléctrica, magnetometría magnetotelúrica y batimétricos), así como de sismicidad, que fueron integrados para definir y caracterizar su traza.

Según su expresión en superficie, la falla se dividió en dos segmentos separados por la laguna Cote. El primer segmento, se define con un grado de actividad potencialmente activo, con expresión prominente y se asume de rumbo dextral con una componente inversa, quizás se trate de una inversión tectónica aprovechando una falla antigua. El segundo segmento se ubica al SE del lago Cote, con un rumbo de N40°W y 7 km de longitud, se observan a lo largo de su traza evidencias morfoneotectónicas típicas de fallas de rumbo con movimiento dextral, tales como: escarpes, bermas, lagunas, drenajes desplazados, valles, trincheras, lomos de falla (*linear fault ridges*), lomos de presión (*pressure ridges*) y lomos de obturación (*shutter ridges*). Este segmento se caracterizó con un grado de actividad posiblemente neotectónica, con una expresión superficial moderada a débil, y un sentido de movimiento de rumbo dextral con una componente normal y no tiene sismos históricos asociados.

La laguna Cote, con un área de 2,5 km² y una profundidad máxima de 12,9 m, es considerada en varios trabajos como de origen volcano-tectónico (¿caldera?). Sin embargo, se le considera una cuenca de tracción (*pull-apart basin*). Lo anterior se basa en las evidencias geomorfológicas (bermas de falla, trincheras de falla), geológicas (ausencia de depósitos explosivos relacionados).

La batimetría aportó información sobre la morfología en el piso del lago, evidenciando unos escalones (pequeños escarpes de 1,2 m de altura como máximo), que

parece estar relacionado con el trazo de varias fallas. La laguna Cote es un tipo de cuenca cerrada que presenta las condiciones para albergar y preservar acumulaciones continuas de sedimentos finos con material orgánico datable, por lo que se podría realizar una recolección de muestras del fondo para conocer más detalles acerca de su geología.

Con respecto a la resistividad eléctrica, esta identificó varias anomalías, (discontinuidades litológicas y estructurales), asociadas a la falla Cote. De acuerdo con los resultados obtenidos, se identificaron tres capas geoelectricas. Para las primeras capas se asocian a suelos muy drenados y arenosos, tobas y material coluvial; para la segunda capa, brechas, rocas volcánicas fracturadas o meteorizadas, con materiales más arcillosos y lahares y para las capas más profundas materiales piroclásticos, también lahares y presencia de materiales fracturados, muy meteorizados. Se identificaron además, posibles anomalías estructurales de la zona. Se obtuvo un error promedio de 4,75% en la raíz media cuadrática (RMS) para los perfiles de resistividad eléctrica.

La magnetometría no mostró suficiente contraste de susceptibilidades entre las litologías, por lo que las anomalías no son tan marcadas, debido a que en la zona el espesor de suelos y piroclastos es considerable de 2-10 m obtenidos en la eléctrica y de hasta 25 m en las perforaciones). Se obtuvieron valores de susceptibilidad que varían de 0,060 a 0,002 emu. De acuerdo con estos resultados se identificaron litologías posiblemente asociadas a rocas basálticas lo que coincide con el tipo de litología que se ha encontrado en la zona, además de roca meteorizada y de piroclastos. Se identificaron además, varias anomalías denominadas en las figuras para cada perfil como A1PM1, A1PM2, A1PM3, asociadas a posibles singularidades estructurales de la zona. Los cuerpos modelados se muestran de forma irregular y alargada, interpretados como bloques de roca más sanos que la matriz donde están colocados.

Con la magnetotelúrica, según las estructuras observadas, las anomalías A3PMT1 y A2PMT2 podrían estar relacionadas con un cuerpo hipoabisal. En el perfil PMT-CA1, se presentan dos fallas asociadas a la falla Cote, aparentemente con un comportamiento normal y una de ellas, la denominada A2PMT1, pareciera estar limitando ese cuerpo hipoabisal. Con respecto al perfil PMT-CA2, este se realizó en el mismo lugar que el perfil

PE-CA1 (correspondiente al método eléctrico) y existe una correspondencia entre las anomalías (A1PMT1 y A1PE1) determinadas para los dos perfiles, asociadas a la falla Cote. Sin embargo, en el perfil PMT-CA2, no se observan con claridad las otras fallas asociadas a la laguna. En este perfil PMT-CA2, el cuerpo hipoabisal determinado, podría estar relacionado con un posible volcán abortado.

Alvarado (2015); comenta que el espacio donde se localiza la laguna Cote, se observa una interrupción de la alineación de los complejos volcánicos regularmente espaciados en la cordillera de Guanacaste y el volcán Arenal.

Referente a la sismicidad, es posible que la falla Cote sea una falla neotectónica, probablemente activa y responsable del terremoto de magnitud intermedia ($6,5 M_w$), de 1911, (Cuadro 4.2), para este sismo, la ubicación que se propone es la indicada por Alvarado (1989), lo que coincide más con el trazo de la falla Cote definido en este trabajo. Si se asume que este sismo histórico corresponde a esta falla entonces, esta sería una falla activa.

Para los segmentos de la falla, en el primer segmento se determinó un sismo máximo probable de $6,1 M_w$ y para el segundo segmento, un sismo máximo probable de $6,0 M_w$. Con la longitud total de la falla, se determinó un sismo máximo probable de $6,4 M_w$.

Para el sismo del 24 de agosto de 1853, según las declaraciones expuestas, parece ser más probable que la ubicación de este sismo se encuentre al sur del volcán Tenorio donde en el presente trabajo se coloca la ubicación del sismo.

Con la base de datos desde 1853 hasta el 2014, se obtuvieron parámetros sísmicos dinámicos para calcular el número de sismos esperados anualmente para diferentes magnitudes en los alrededores del Lago Arenal con lo que se obtuvo un tiempo de recurrencia posible entre 60 y 70 años para eventos de $M_w=6$.

La falla Cote posee una amenaza sísmica importante, ya que en sus alrededores existen núcleos de población importantes, desarrollo turístico y energético. La sismicidad asociada me indica fallas con sentido NE y otras fallas con sentido NW una de ellas sería la falla Cote.

La falla Cote, junto con otras fallas como la falla Chiripa y la Rio Chiquito, estarían formando parte del graben Arenal y de los alrededores, y podrían describir en conjunto el comportamiento tectónico complejo en los alrededores del lago Arenal.

Por primera vez, se utilizó el método de magnetotelúrica y batimetría, para el trazado de fallas, los cuales no se habían realizado antes para este tipo de estudio neotectónico. Esta es posiblemente la falla más estudiada con métodos geofísicos y geológicos.

Cuadro 6.1. Resumen de las evidencias ligadas al trazo de la falla Cote

Método	Evidencias	Asociado a	Comentario
Geología de campo	Geomorfológicas. Sin embargo, no se observaron evidencias mesoscópicas de la falla.	Bermas, lomos (falla, presión, obturación), lagunas de falla, valles, trincheras	No fue posible observar la falla Cote cortando la litología. Se asume por la parte regional que corta Fm. Monteverde. No obstante, lo observado en su traza morfológica-teórica coincide con las evidencias geomorfológicas.
Fotogeología	Lineamientos prominentes, moderados y débiles	Fallamiento activo, potencialmente activo y posiblemente neotectónico	Tanto la fotografía aérea IGN, como las imágenes por google Earth más recientes, tuvieron problemas porque siempre hay nubes en la zona o la resolución es muy baja. Sin embargo, lo observado en las fotos, coincide con algunas características en su traza morfológica-teórica.
Modelo de sombras, mapas topográficos, curvas de nivel y drenaje	Lineamientos prominentes moderados y débiles, patrones de drenaje	Fallamiento activo, potencialmente activo y posiblemente neotectónico, patrones paralelo, sub-paralelo, sub-dentritico y drenajes con formas "retorcidas"	Importante porque se observaron estructuras que no son tan visibles tanto con la fotogeología como la geología de campo, lo que ayudó a definir mejor la traza de la falla Cote, coincidiendo con algunas características en su traza morfológica-teórica.
Eléctrica	Cambios notorios en valores isoresistivos observado en mapa de isoresistividades	Posibles anomalías por falla	Las anomalías de los perfiles PE-CA1 y PE-CA2 coinciden con el trazo de la falla Cote, las anomalías en PE-CA3 coinciden pero con otro sistema de fallas. Lo observado ayudó a definir su traza morfológica-teórica.
Magnetometría	Pocas debido al poco contraste de susceptibilidades magnéticas	Roca muy meteorizada, espesores de suelo altos	No obstante, los pocos contrastes determinados (perfiles PM-CA1, PM-CA2, PM-CA3) podrían coincidir con su traza morfológica-teórica.
Magnetotelúrica	Cambios notorios en valores isoresistivos observado en mapa de isoresistividades	Posibles anomalías por falla o influencia de cuerpo hipoabisal (plegamiento)	Los dos perfiles (PMT-CA1 y PMT-CA2) pueden no estar relacionados entre sí. Pero se observaron similitudes con la falla Cote en los dos perfiles, coincidiendo con su traza morfológica-teórica
Batimetría	Irregularidades o cambios fuertes en el perfil batimétrico	Posibles anomalías por fallas y basculamiento del piso lacustrino	En los perfiles batimétricos transversales y en el longitudinal PBL-CA1, se observaron algunas características que coinciden con su traza morfológica-teórica. Técnica útil cuando se presume la existencia de fallas en un ambiente similar, dado que la erosión es menor pero la sedimentación variable.
Sismología	Sismicidad dispersa	No hay sismos contundentes asociados	Los sismos recientes no aportan información relevante para la falla Cote. Hay terremotos históricos que podrían estar relacionados, pero su localización no es muy precisa.

CAPÍTULO 7. REFERENCIAS

- AKI, K. (1984). *Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction*. J. Geoph. Res. 89, 5867-5872.
- AMBRASEYS N. (1995) *Magnitudes of Central American earthquakes 1898 - 1930*. Geophys. Journ. Int. 121:545-556.
- ALVARADO, G., E. & BARQUERO, R. (1987). *Consideraciones sobre la sismicidad y la neotectónica en la cordillera de Tilarán y llanos aluviales adyacentes*. 2 págs. Sección de Sismología e Ing. Sísmica. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. interno].
- ALVARADO, G., E., MATUMOTO, T., BORGIA, A. & BARQUERO, R. (1988). *Síntesis geovulcanológica del Arenal, Costa Rica: 20 años de continua actividad eruptiva (1968-1988)*. Bol. OSIVAM, 1: 1-55.
- ALVARADO, G. (1989). *Consideraciones neotectónicas recientes en los alrededores de la Laguna de Arenal, Costa Rica*. Bol. OSIVAM, 3: 6-14.
- ALVARADO, G. (1991). *Nuevas evidencias de neotectonismo en los alrededores del graben de Arenal*. Bol. OSIVAM, 8:7-10.
- ALVARADO, G. E., KUSSMAUL, S., CHIESA, S., GILLOT, P. Y., APPEL, H., WÖRNER G. & RUNDLE C. (1992). *Resumen cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones radiométricas*. Journal of South American Earth Sciences. 6 (3): 151-168.
- ALVARADO, G., BENEDETTI, G. & BERMAN, E. (1994). *Neotectonic and morphostructural studies in the Arenal graben and Tilarán horst, Costa Rica: assessment of its seismic potential*. Colección de publicaciones y resúmenes. 4: 167-168 págs. San José, CR.

- ALVARADO, G., E., & CLIMENT A. (2008). *Análisis del potencial sísmico de fallas utilizando, formas empíricas con base en casos centroamericanos: Su aplicación para los estudios de amenaza sísmica del ICE*. -36 págs. Área de amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica. C.S. Exploración Subterránea. UEN Proyectos y Servicios Asociados. Instituto Costarricense de Electricidad. [Inf. interno].
- ALVARADO G., E. & GANS, P. (2012). *Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central*. - Rev. Geól. América Central, 33: 99-108.
- ATTWOOD, G. (1882). *On the geology of part of CR*. - Quart. Jour. Geol.. Soc. London 38 : 328-340.
- BADILLA, D. & LEZAMA, G. (2014). *Estudio geofísico mediante métodos electromagnéticos en la zona del Graben Arenal*. -74 págs. C.S. Exploración Subterránea. UEN Proyectos y Servicios Asociados. Instituto Costarricense de Electricidad [Inf. interno].
- BALLESTERO, L. & GARCIA, D. (2010). *Estudio Batimétrico con Ecosonda Multihaz y Clasificación de fondos*. -93 págs. Univ. Politécnica de Cataluña, España [Inf. interno].
- BENDER, B. (1983). *Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data*. -Bull. Seismol. Soc. Am., 73, 831-851.
- BENITO, B. & JIMÉNEZ, E. (1999). *Peligrosidad Sísmica*. -Rev. Física de la Tierra 11: 13-47.
- BENDITO, A., RIVERO, P., LOBO, W. (2002). *Variación espacio-temporal de los parámetros de recurrencia sísmica en el occidente de Venezuela*. - Rev. Scielo. 40. n1 [Bol. Técnico].

- BERRANGÉ, J. P. (1977). *Reconnaissance geology of the Tapantí Quadrangle, Talamanca Cordillera, CR.* 72 págs. - Report 37 Inst. of Geol. Sciences, Overseas Division Londres.
- BILLINGS, M. P., 1950: *Structural Geology.*-473 págs.7a edición. New York. Prentice-Hall.
- BONILLA, M., CALDERÓN, M., CAMACHO, J. y otros (2008). *Diagnóstico geológico del sector NW del Lago Arenal; Módulo 1 Geología.* -62 págs. Universidad de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geól.].
- BOHNENBERGER, O. (1968): “*Reconocimiento fotogeológico del área de Guanacaste entre la Cordillera Volcánica y el Río Tempisque*”. - 26 págs. -SENAS, Inf. Téc. 16. 10 planos; San José, Costa Rica.
- BOLAÑOS, K. (1984). *Formación Liberia.* En Sprechman, P., (ed), Manual de Geología de Costa Rica. I Estratigrafía: 74-77. Ed. Univ. de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- BOLT, B. (1981). *Terremotos.* - 230 págs. Ed. Reverté. España.
- BURGER, R., SHEEHAN, A & JONES, C. (2006). *Introduction of applied geophysics.* - 600 págs. W. W. Norton & Company, Inc. New York.
- CAGNIARD, L. (1953). *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting.* Geophysics, 18, 605-635.
- CASTILLO, M. R. (1969). *Geología de los mapas básicos Abra y partes de río Grande, CR.*-Inf. MEIC, 40 p.+ mapa 1:50000.
- CASTILLO M. R. (1970). *Geología del mapa básico Río Grande CR.*- Inf. Téc. Notas Geol. MEIC 9 (39), 27 p.
- CASTRO, S. (1993). *Petrografía y mineralogía de alteración de los pozos de gradiente del campo geotérmico Tenorio, Guanacaste, Costa Rica.* -85 págs. Univ. de Costa Rica. [Tesis Lic.]

- CANTOS, J. (1987). *Tratado de Geofísica Aplicada*. -520 págs. Edición promocionada por Promotora de minas de carbón S.A. Madrid, España.
- CASCANTE, M., PORRAS, H., BORBÓN, J., LÓPEZ., J. y otros. (2010). *Diagnóstico Geológico del Sector SW del Lago Arenal*. - 177 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geól.].
- CHAVES, R. & SÁENZ, R. (1974). *Geología de la Cordillera de Tilarán* (proyecto Aguacate 2da fase).- Plan Nacional Minero, Informes técnicos y notas geológicas. - Dirección de geología, minas y petróleo. San José, Costa Rica. 53 (46):1-21.
- CHIESA, S. (1987). *La mayor erupción pliniana del volcán Arenal, Costa Rica*. - Rev. Geol. Amér. Central, 6: 14-25.
- CHIESA, S., ALVARADO, G.E., PECCHIO, M., CORELLA, M & ZANCHI, A. (1994). *Contribution to petrological and stratigraphical understanding of the Cordillera de Guanacaste lava flows, Costa Rica*. -Rev. Geol. América Central, 17: 19-43.
- CIGOLINI, C & CHAVES, R. (1986). *Geological, petrochemical and metallogenic characteristics of the Costa Rican gold belt: contribution to new explorations*.- Geologische Rundschau. 75: 737-754.
- CIVELLI, G., LACATI, U., BIGIOGGERO, B., CHIESA, S., ALVARADO, G.E. & MORA O. (2005). *Geología de la hoja Tierras Morenas*. –En Rev. Geól. América Central, 33: 99-108.
- CLIMENT, A., TAYLOR, W., SOTO, G. & VARGAS, A. (2013). *Informe sobre el Proyecto de Repotenciación P.E. Tejona: estudio de amenaza sísmica y volcánica*. C.S. *Exploración Subterránea*. UEN Proyectos y Servicios Asociados. Instituto Costarricense de Electricidad [Inf. interno].

- CORRALES, C., THIELE, K & VARGAS, A., E. (2009). *Campaña geológica del sector Oriental Septentrional de la cuenca del lago Arenal*. - 105 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geól.].
- DELVAUX, D. (2012). Win- Tensor software.
<http://www.damiendelvaux.be/Tensor/tensor-index.html> [Consulta: 1 de setiembre 2014].
- DENGO, G. & CHAVERRI, R., G. (1951). *Reseña geológica de la región Suroeste de la Meseta Central de CR*. Rev. Univ. Costa Rica (5): 313-326.
- DENGO, G. (1962). *Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica*. - 112 págs. IGN, San José.
- DENYER, P. & ARIAS, O. (1991). *Estratigrafía de la Región Central de Costa Rica*. - Rev. Geol. Amér. Central, 12: 1-59.
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G. (2003). *Atlas tectónico de Costa Rica*. -55 págs. Editorial Universidad de Costa Rica.
- DENYER, P & ALVARADO, G. (2007). *Mapa geológico de Costa Rica*. Escala 1:700,000. Ed. Librería Francesa. San José, Costa Rica.
- DÓNDOLI, C. (1950). *Liberia y sus alrededores*. -8 págs., Boletín Técnico N°. 3, Ministerio Agricultura e Industrias.
- DÓNDOLI, C., DENGO, G., MALAVASSI, E. (1968). *Mapa geológico de Costa Rica*. Escala 1:700,000. Edición preliminar. Ministerio de Industria y Comercio. Dirección de Geología, Minas y Petróleo. San José.
- FERNÁNDEZ, M., ROJAS, W., TAYLOR, W. & ARROYO, I. (1997). *Sismicidad y fallamiento en la zona de Arenal-Miramar*. - Ciencia y Tecnología, 21:63-72.
- GAMBOA, E. (1993). *Geología y yacimientos minerales Área de Conservación Arenal*. - 55 págs. Dirección de Geología y Minas.

- GHIGLIOTTI, M., FRULLANI, A., ALVARADO, G. & SOTO, G. J. (1991). *Distribución areal y características de los depósitos de tefra más recientes (1080-1968 d.C.) del Volcán Arenal*. -Bol. OSIVAM. 8:11-33.
- GHIGLIOTTI, M., FRULLANI, A., SOTO, G. J., & ALVARADO, G. (1992). *Tefroestratigrafía, historia y ciclos eruptivos del Volcán Arenal*. -Boletín del Observatorio Sismológico y Vulcanológico (OSIVAM). 5 (9-10):52-96.
- GILLOT, P., CHIESA, S & ALVARADO, G. (1994). *Chronostratigraphy of upper Miocene-Quaternary volcanism in northern Costa Rica*. -Rev. Geol. Amér. Central, 17: 45-53.
- GÓMEZ, D., MARTÍN, T., MARTÍN, S., LILLO, J., LÓPEZ, I. & CARREÑO, F. (2005). *Caracterización de materiales volcánicos mediante técnicas geofísicas someras: I. Tomografía eléctrica*. Geogaceta, 38, 55-58.
- GÜENDEL, F. (1986). *Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle America trench*. - 104 págs. University of California at Santa Cruz [Tesis Ph. D.].
- GÜENDEL, F. & MCNALLY, C. (1986). *Costa Rica earthquake master catalog*. Charles F. Richter Laboratory, Univ. St. Cruz, CA., USA.
- GUTENBERG, R & RICHTER, C. F. (1944). *Frequency of earthquakes in California*, Bull. Seismol. Soc. Am., 34, 185-188.
- GRIFFITHS, D., & KING., R. (1972). *Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos*. -230 págs. Paraninfo. Madrid, España.
- HABERYAN, K., UMAÑA, G., COLLADO, C. & HORN, S. (1995). *Observation on the plankton of some Costa Rican lakes*. -Hydrobiology, 312: 75-85.
- HEALY, J. (1969). *Notas sobre los volcanes de la sierra volcánica de Guanacaste, Costa Rica*. Inst. Geog. Nac. Informe Semestral 15, San José, Costa Rica, 37-47.

- HERSIR, G.P., & BJÖRNSSON, A. (1991). *Geophysical exploration for geothermal resources*. Principles and applications. UNU-GTP, Iceland, report 15, 94 pp.
- HILLS, E.S. (1983). *Elements of structural geology*- 483 págs. John Wiley & Sons, New York.
- ICE (2011). *Informe de embalses y características de Plantas Hidroeléctricas del ICE, Costa Rica*. - 22 págs. Área de Ingeniería Hidráulica, Centro de Servicio de Diseño. San José [Inf. interno].
- ICE-ENEL. (1989^a). *Estudios de Reconocimiento y Prefactibilidad Geotérmica en la República de Costa Rica*. Fase II. Estudio de Prefactibilidad del Área de Tenorio. Informe Geovulcanológico. Proyecto cos/83/t01/a/71/99, ENEL. [Inf. interno].
- ICE-ENEL. (1989^b). *Estudios de Reconocimiento y Prefactibilidad Geotérmica en la República de Costa Rica*. Fase II. Estudio de Prefactibilidad del Área de Tenorio. Informe Geofísico. Proyecto cos/83/t01/a/71/99, ENEL. [Inf. interno].
- KEARY, P., BROOKS, M., & HILL, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. - 257 págs. Blackwell Science Ltd. Oxford, England.
- KELLER, G.V., & FRISCHKNECHT, F.C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. - 527 págs. -Pergamon Press Ltd., Oxford,.
- KRINITZSKY, E. (1995). *Deterministic versus probabilistic seismic hazard analysis for critical structures*. Engineering Geology 40, 1-7.
- KUSSMAUL, S. & SPRECHMANN, P. (1982). *Estratigrafía de Costa Rica* (América Central), II Congreso Latinoamericano de Geología, 5th Argentina, Actas, v. 1, p. 73-79.
- KUSSMAUL, S. (2000) *Estratigrafía de las rocas ígneas*. En: DENYER, P. & KUSSMAUL, S.: Geología de Costa Rica. 63-86 págs.-Ed. Tecnol. de Costa Rica.
- LA GACETA (1853). *Comunicación en la que se da cuenta del temblor del 24 de agosto*. Año VII, 253: 1-4.

- LINKIMER, L. (2003). *Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica*. - 114 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- LÓPEZ, A. (1999). *Neo and paleostresses partitioning in the SW corner of the Caribbean Plate and its fault reactivation potential*. -294 págs. Tubinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA) [Tesis Ph. D].
- MADRIGAL G. R. (1970). *Geología del mapa básico "Barranca"*. - 59 págs. -Notas Geól. MEIC IX (37), CR. [Inf. Téc].
- MALAVASSI, V. E. (1967). *Informe geológico de la hoja Candelaria*.- 16 págs. -Inf. MEIC (agosto). San José.
- MALAVASSI, E. & MADRIGAL, R. (1970). *Reconocimiento Geológico de la Zona Norte de Costa Rica*. Informe técnico y notas geológicas N°38. Escuela Centroamericana de Geología. San José. Págs: 1-18.
- MATUMOTO, T., LATHAM, G. (1976). *Results from the Arenal Seismic Network*. - 33 págs. ICE, San José [Inf. interno].
- MATUMOTO, T., LIAW, H.B., GUENDEL F., AVILA, G., & OLIVARES, E. (1978). *Análisis de datos pasivos, Red Sismográfica de Guanacaste*. ICE, San José [Inf. interno].
- MADRIGAL, R., & ROJAS, E. (1980). *Manual Descriptivo del Mapa Geomorfológico de Costa Rica*. -79 págs. -Escala 1:200 000, SEPSA, Imprenta Nacional, San José.
- MELLIS, E. (1890). Las minas del Monte del Aguacate y de los Castros: San José, Costa Rica, Instituto Física-Geográfico, Anales, v. 2, p. 203-220.
- MELSON, W.G. (1982). *Alternation between acidic and basic magma in major explosive eruptions of Arenal volcano, Costa Rica*. *Boletín Vulca*. Univ. Nacional. 14: 65-74.
- MONTERO, W. (1986). *Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica*. -Rev. Geol. Amér. Central. 5:35-72.

- MONTERO, W. (1989). *Sismicidad histórica de Costa Rica 1638-1910*. -Centro de Investigaciones Geofísicas. 3(28): 531-559.
- MONTERO, W. (2000). *Sismología y Neotectónica*. -219-239 págs. En: DENYER, P. & KUSSMAUL, S.: Geología de Costa Rica. Ed. Tecnol. de Costa Rica.
- MONTERO, W. (2000). *Geotectónica*. -115-132 págs. En: DENYER, P. & KUSSMAUL, S.: Geología de Costa Rica. Ed. Tecnol. de Costa Rica.
- MONTERO, W. (2001). *Neotectónica de la región central de Costa Rica*. - Rev. Geol. Amér. Central, 24: 29-56.
- MORA, S. & MORALES, L.D. (1986). *Los sismos como fuente generadora de deslizamientos y su influencia sobre la infraestructura y líneas vitales de Costa Rica*. 4º Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-resistente. Seminario de Ingeniería Estructural. Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos, 3-8 noviembre de 1986, San José, 201-214.
- MORALES, L. D. & MONTERO, W. (1984). *Los temblores sentidos en Costa Rica durante: 1973-1983 y su relación con la sismicidad del país*. - Rev. Geól. Amér. Central. 1:29-56.
- MORALES, L. D. (1985). *Las zonas sísmicas en Costa Rica y alrededores*. - Rev. Geol. Amér. Central. 3:69-101.
- NEUENDORF, K., MEHL J., & JACKSON, J. (2011). *Glossary of Geology*. -795 págs. The American Geosciences Institute. Alexandria, Virginia.
- OBANDO, L. G. (1986). *Estratigrafía de la Formación Venado y Rocas sobreyacientes (Mioceno – Reciente) Provincia de Alajuela, Costa Rica*. - Rev. Geol. América Central, 5:73-104.
- ORELLANA, E. (1982). *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Paraninfo, Madrid.

- PERALDO, G. (1994). *Los temblores del período colonial de Costa Rica*. Ed. Tecnológica de Costa Rica.
- PERALDO, G. & MONTERO, W. (1999). *Sismología histórica de América Central*. - 342 págs. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México.
- PHOENIX GEOPHYSICS. (2009). *V5 System 2000 MTU/MTU-A*. Manual del usuario. y procesamiento de datos. -190 págs. Phoenix Geophysics, Ltd., Toronto.
- PLAFKER, G. (1973). *Field reconnaissance of the effects of the earthquake of April 13, 1973, near Lago de Arenal, Costa Rica*. - Bull. Seismo. Soc. Amer. 63:1847-1856.
- PROYECTO ACUASUB (1975). “*Investigación de aguas subterráneas en zonas seleccionadas*”. - 261 págs., 50 mapas; Naciones Unidas, New York [Inf. técnico]
- QUIRÓS, T. (1954). *Geografía de Costa Rica, VIII*. - 190 págs. Ministerio de Obras Públicas e IGN. San José.
- RAMÍREZ, O. (1973). *Estudio geológico y geotectónico de una faja de terreno atravesada por el posible trazado de la carretera entre Tilarán y Fortuna*. - 71 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- REYNOLDS, J, M. (1997). *An introduction to Applied and Environmental Geophysics*. - 796 págs. Ed. Wiley.
- ROJAS, W. (1993). *Catálogo de sismicidad histórica y reciente en América Central: Desarrollo y Análisis*. - 91 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- ROMANES, J. (1912). *Geology of part of CR*.- Quart. Jour. Geol. Soc. London 68: 103-139.
- SILES, W. (2010). *Geología de la Parte Norte de la Represa Sangregado, Lago Arenal, Cantón de Tilarán, Provincia de Guanacaste. San José. CR*. - 76 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geol.].

- SIMPSON, F. & BAHR, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. - 270 págs. Cambridge University Press, Cambridge, UK,
- SHI, Y. & B. A. BOLT. (1982). *The standard error of the magnitude frequency b-value*, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1677-1687.
- SOTO, G. J., ALVARADO, G. E. & GHIGLIOTTI, M. (1996). *El registro eruptivo del Arenal en el lapso 3000-7000 años antes del presente y nuevas deducciones sobre la edad del volcán*. - *Bol. OSIVAM*, 17-18: 19-49.
- SOTO, G. J. & ALVARADO, G.E. (2006). *Eruptive history Arenal volcano, Costa Rica, 7 ka to present*. - *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 157: 254-269.
- TAYLOR, W., BARQUERO, R., ROJAS, W., MONTERO, W. & LINKIMER, L. (2002). *La crisis sísmica de Bijagua de Upala (enero a marzo del 2002)*. San José. Costa Rica. - *Boletín OSIVAM*, 12 (55): 48-66.
- TAYLOR, W. (2008). *Mapa de sismicidad en los alrededores del lago Arenal*. - OSIVAM, Tilarán.
- TAYLOR, W. (2009). *La actividad sismotectónica durante el 2008 en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica ARCOSA y Tejona (Guanacaste)*. -5 págs. [Inf. interno].
- TAYLOR, W. (2011). *La actividad sismotectónica durante el 2011 en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica ARCOSA y Tejona (Guanacaste)*. -3 págs. [Inf. interno].
- TAYLOR, W., CHAVES, E., SOTO, G. (2012). *El sismo de las Armenias de Upala (5,5 Mw), costa rica: Una respuesta a la compresión y el movimiento de fluidos en la Cordillera Volcánica de Guanacaste*. - 34 págs. Centro de servicio exploración subterránea. Área de amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica y Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), Instituto Costarricense de Electricidad. San José. [Inf. interno].

- TAYLOR, W., MULLER, C., BADILLA, D. & SOTO, G. J. (2013). *La tectónica en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica ARCOSA y TEJONA (Guanacaste)*. - 20 págs. Centro de servicio exploración subterránea. Área de amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica y Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), Instituto Costarricense de Electricidad. San José [Inf. interno].
- TAYLOR, W. (2014). *La sismicidad del 2013 en los alrededores de los proyectos de generación eléctrica ARCOSA y TEJONA (Guanacaste)*. - 15 págs. Centro de servicio exploración subterránea. Área de amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica y Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), Instituto Costarricense de Electricidad. San José. [Inf. interno].
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P. & SHERIFF, R.E. (1990). *Applied Geophysics*. - 770 págs. Cambridge University Press.
- TRISTÁN, J.F. (1911). *Notas sobre el terremoto de Guatuso, 10 de octubre de 1911*. - 66 págs. Anales del Centro de Estudios Sismológicos de Costa Rica.
- UMAÑA, J.E. (1969). *Informe de visita al lago Cote, algunos datos geológicos y fisiográficos observados. Estudio del proyecto Arenal, oficina de proyectos, sección de geología*. - 12 págs. Instituto Costarricense de Electricidad. San José. -[Inf. interno].
- UMAÑA, J. E. & MAINIERI, A. (1973). *Informe sobre las visitas efectuadas a las zonas del proyecto Arenal afectadas por el sismo del día 14 de abril de 1973*. - 38 págs. ICE. Dirección de Ingeniería, Oficina de Geología. [Inf. interno].
- UTKUCU, M., KANBUR, Z., ALPTEKIN, Ö. & SÜNBÜL, F. (2007). *Mapping b value in the Marmara Region (NW Turkey): Implications for local recurrence times and seismic hazard*.

- UTSU, T. (1965). *A method for determining the value of b in a formula $\log N = a - b \cdot M$ showing the magnitude frequency for earthquakes*, *Geophys. Bull.*, 13: 99-103, Hokkaido Univ., Hokkaido, Japan.
- VAN WYK DE VRIES, B., GROSSE, P. & ALVARADO, G., E. (2007). *Volcanism and volcanic landforms*. En BUNDSCHUH, J. & ALVARADO, G.E: *CENTRAL AMERICA: geology, resources, hazards*. Taylor & Francis Group. London. -123-154 págs.
- VILLEGAS, A. (1997). *Geodinámica de la Cordillera de Tilarán, relación entre la volcanología y la tectónica*. - 188 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- VON HUENE, R., BIALAS, J., EMEIS, K., FLUH, E. et al. (1995). *Morphotectonic features of the Costa Rican Pacific margin surveyed during the Sonne 76 cruise*. - En: MANN, P. (ed.): *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 295: 291-307.
- WELLS, D. & COPPERSMITH K. (1994). *New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement*. - *Bull. of the Seismol. Soc. of America*. (84) 4: 974-1002.
- WIEMER, S. & WYSS, M. (1997). *Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?* - *J. Geophys. Res.* 102: 15115-15128
- ZOBACK, M. L. (1994). *First and second order patterns of stress in the lithosphere*. The World Stress Map Project. - *J. Geophys. Res.* 97:11703-11728.

CAPÍTULO 8. ANEXOS

ANEXO 1. Información de campo

DATOS DE CAMPO				
PUNTO	DESCRIPCIONES	UBICACIÓN		
		W	N	
1	Quebrada Maravilla, en la calle, fracturas en echelon			
	Buz. Plano aparente	S60°W		
	Plano aparente	Nf, 60°W		
	Siniestral	Nf		
	Secundaria, Siniestral	N35°E		
	Secundaria, Siniestral	N40°E	449525	271794
	Primaria	N15°E		
	Secundaria, Siniestral	N65°E		
	Secundaria, Siniestral	N30°E		
	Secundaria, Siniestral	N45°E		
2	Secundaria, Siniestral	N30°E		
	Falla en paredón en un flujo	N35°E/75°	449561	272268
3	Otra falla en paredón en un flujo al frente del anterior	N70°E/85°		
	Depresión en finca la Joya, quebrada Pirata y alineamiento en quebrada Pérez		447808	272594
4	Rumbo de la depresión	E-W		
5	Loma anómala cerca de la quebrada Pérez		448725	272894
6	Quebrada Mata de Caña, por el camino cerca de la quebrada se observó, como un escarpe y un alineamiento con un lago pequeño		442888	277764
7	El Cairo, parece ser una quebrada desplazada		442283	278688
8	Laguna Cairo1		443419	278844
9	Laguna Cairo2		443954	278820
10	Laguna Cairo3		447485	276038
11	Laguna Cairo4		442578	278671
12	Laguna Cairo5		443082	278794
13	Laguna Cairo6, con posible trinchera		443369	278831
	Laguna Cairo7		443544	278876
	Laguna Cairo8		443894	278873

14	Laguna Cairo9		443937	278836
15	Laguna Cairo10		444125	278734
16	Laguna Cairo11		444393	278521
17	Laguna Cairo12		444719	278202
18	Laguna Cairo13		445011	278017
19	Laguna Cairo14		445315	277878
20	Laguna Cairo15		445901	278189
21	Laguna Cairo16		446944	277846
22	Posible escarpe de falla		445777	278081
23	Quebrada Quéquer		441643	285208
	Falla Normal	N42°E/ 79°SE		
24	Río Mata de Caña		444430	275933
	Falla	N82°W		
	Quebrada Pérez			
	Lahar a lo largo de la quebrada con bloques cm a m buz capas en la quebrada	S25°E	449700	273700
25	Lavas en el piso de la quebrada, lahar y suelos y piroclastos encima			
	Ubicación de deslizamientos y se sigue observando en quebrada flujos y lahares		449200	273200
	Canal antiguo			
26	5m aguas abajo se observa donde la quebrada da vuelta drásticamente NO por falla si no por un paredón de brecha muy consolidada		448927	273330
27	Fracturas, NE/SE y N45°W		448300	273000
	Falla			
28	En flujo, Sinistral	S45°E/48°	447671	273226
	Falla			
29	Rumbo	S45°E/40°	447500	273300
	Buz	N60°E		
30	Falla Río Chiquito		448300	272750
	Fracturas rumbo SW			
31	Falla Río Chiquito		446556	273028
	Contacto con aluviones y jaboncillo de falla			
32	Fracturas N-S		446844	273263
	Parte de quebrada Dos Bocas			
33	Suelo y piroclastos arriba y bloques de lava meteorizada abajo		441934	279650
	Plano orientado N-E		443178	279841
34	En afluente del Río Venado, fracturas S-W		444917	280158

35	Por la salida de la quebrada parece ser una silla de falla	N-S	444579	280100
	Río Venado			
36	Se observa brecha y fracturas del lado de margen iqz	N25°W/85°	445929	281762
	Fracturas	NW-SE/45°	445981	281716
	Fracturas	NW-SE/15°		
37	Pressure ridges		436600	282400
38	Escarpe parece inclinado hay fallamiento normal en escalones		435618	283992
	(Shutter ridges) lomos o crestas de obturación		436217	283733
39	Mata Caña, posible porfiroclasto, cerca del porfiroclasto, planos posibles S40°W/60°N		441600	279470
40	Facetas Triangulares		442065	279340
41	Posible falla por río	40°/110° (S70°E)	445930	278250
	Plano de falla, dextral comp. inversa	78°/150°		
42		55°/120°	463756	277054
	Estrías en buz.	N45°E/66°		

ANEXO 2. Lista de fotografías aéreas utilizadas

Hojas topográficas	Proyecto	Escala	Año	Sobre	Rollo	Línea	Foto
Arenal-Tilarán	Arenal	1:10000	1971	54	5	4	93-95, 111
Arenal	Arenal	1:20000	1973	867	63	A	176-179
Arenal	Pastate	1:35000	1985	3348	224		147
Arenal	Pastate	1:35000	1985	3363	225	281	37005-37008
Fortuna-Tilarán	Stamp	1:35000	1988	33	6	267	649-660, 662
Arenal	Stamp	1:35000	1988	34	6	279A	676-683
Fortuna-Tilarán	DMA	1:60000	1992	14	1	28	104-106
Arenal-Tilarán	DMA	1:60000	1992	23	2	29	433-437