

UNIVERSIDAD NACIONAL
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y EL MAR
ESCUELA DE CIENCIAS GEOGRÁFICAS

ZONIFICACIÓN DE LA AMENAZA POR DESLIZAMIENTOS DEL SECTOR
NOROESTE DEL VOLCAN POÁS, A PARTIR DE EVALUACIÓN SÍSMICA Y
GEOMORFOLÓGICA

TRABAJO FINAL DE GRADUACIÓN PARA OPTAR POR EL GRADO DE
LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOGRÁFICAS, CON ÉNFASIS EN
ORDENAMIENTO DEL TERRITORIO

MODALIDAD DE GRADUACIÓN: TESIS

PRESENTADO POR:
Mario Andrés Arroyo Solórzano

Mayo, 2019

Trabajo de graduación aprobado por el Tribunal Examinador de la Escuela de Ciencias Geográficas de la Universidad Nacional, para optar al grado de Licenciatura en Ciencias Geográficas con énfasis en Ordenamiento del Territorio.

MIEMBROS DEL TRIBUNAL EXAMINADOR

.....
Dra. Marilyn Romero Vargas

Representante del Decano de la Facultad de Ciencias de la Tierra y el Mar

.....
M.Sc. Manuel Solano Mayorga

Director de la Escuela

.....
Dr. Gustavo Barrantes Castillo

Tutor

.....
M.Sc. Adolfo Quesada Román

Lector

.....
Dr. Pablo Ruíz Cubillo

Lector

.....
Mario Andrés Arroyo Solórzano

Postulante

RESUMEN

El volcán Poás es un volcán activo en Costa Rica con una intensa actividad tectónica en sus flancos. Históricamente, se han presentado fuertes terremotos superficiales que han provocado una gran cantidad de deslizamientos con muertes asociadas e inmensos impactos económicos, como el terremoto de Cinchona en 2009 (Mw 6,2 y 4,6 km de profundidad).

El objetivo de este estudio es determinar una zonificación de deslizamientos de acuerdo con datos sísmicos y técnicas geomorfológicas en el sector NW del volcán Poás, basado en una integración de la modificación del método Mora-Vahrson-Mora, realizada por Ruíz (2012) y la incorporación de parámetros morfométricos en el análisis.

La evaluación se complementa con la determinación de subunidades con características geomorfológicas y estructuras tectónicas y volcánicas similares (UMTV), como una forma de evaluar el potencial sísmico y como una herramienta a priori en el pronóstico de áreas más o menos propensas a deslizamientos.

Los resultados de este análisis y la cartografía generada muestran una buena relación entre esta metodología y otras desarrolladas previamente para las áreas que rodean el área de estudio, además de una correspondencia con los catálogos de deslizamientos de terremotos como Cinchona en 2009 y una relación entre las áreas más afectadas y los deslizamientos de tierra y las UMTVs determinados.

De generarse deslizamientos, es probable que la principal afectación por estos eventos sea su posible transformación en flujos de lodo o lahares y que puedan afectar viviendas aledañas al cauce principal del Río Toro y los puentes de la Ruta Nacional 126, como ocurrió en el Terremoto de Cinchona. Esta misma situación podría presentarse también por momentos de importante actividad y emisión de material volcánico tanto del Poás (actualidad), como de un posible despertar del Platanar, situación que puede combinarse con disparos sísmicos como los aquí evaluados, así como con periodos de intensas lluvias.

Se concluye que, de acuerdo con los elementos de vulnerabilidad física para las comunidades aledañas, los asentamientos aislados ubicados en sectores con laderas pronunciadas o cercanos a ríos con valles profundos serían los inmediatamente afectados por un evento de este tipo. Esta zonación propuesta, podría ser considerada en el proceso de toma de decisiones en la planificación del territorio para reducir el impacto de futuros deslizamientos de tierra en la población y la infraestructura civil.

AGRADECIMIENTOS

Primero a Dios, por haberme permitido iniciar y concluir esta investigación. A mi familia, en especial a mis padres, por su apoyo incondicional, motivación y confianza a lo largo de todo este proceso. Gracias por apoyarme en el reto de llevar dos carreras paralelas y las herramientas que me han facilitado para eso. Este logro es por y para ustedes.

Gracias al Dr. Gustavo Barrantes, por aceptar ser mi tutor, por su guía, apoyo y motivación constante en todo este proceso, lo cual me motivó a mejorar día tras día y poder presentar aquí el resultado de todo el trabajo realizado. Quedo muy agradecido con su apoyo y los constantes detalles con los que me ayudó a depurar el trabajo y su contenido.

Al Centro Nacional de Alta Tecnología (CeNAT-CONARE) y su programa de becas, ya que gracias a una de estas becas pude desarrollar la mayor parte de mi investigación en sus instalaciones. Al personal del Laboratorio PRIAS-CeNAT quienes me recibieron durante el tiempo de la beca, por el apoyo y motivación que me dieron en esos 11 meses que compartí con ellos, por asesorarme y acompañarme durante todo ese tiempo.

A la Red Sismológica Nacional (RSN), por facilitarme los datos sísmicos requeridos en la investigación y ser parte de mis sitios de trabajo y crecimiento profesional más importantes. Por último, a mis lectores Dr. Paulo Ruiz y Máster Adolfo Quesada, por leer mí trabajo y darme sugerencias valiosas que fortalecieron y enriquecieron mi investigación.

A mis amigos y colegas más cercanos por darme su apoyo incondicional día a día y por estar a mi lado desde el inicio hasta el final, pendientes de la investigación y su progreso. En general a todas aquellas personas que han sido en mayor o menor tiempo, y en mayor o menor medida, acompañantes y soportes en mis estudios y que me han apoyado a lo largo de este proceso.

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
AGRADECIMIENTOS	2
1. INTRODUCCIÓN.....	7
1.1. Problema y justificación	8
1.1.1. Planteamiento del problema.....	8
1.1.2. Justificación	10
1.2. Objetivos	12
1.2.1. Objetivo general	12
1.2.2. Objetivos específicos	12
1.3. Área de estudio	13
2. MARCO TEÓRICO	15
2.1. Estado de la cuestión.....	15
2.2. Fundamentos teórico-conceptual	21
3. METODOLOGÍA	36
3.1. Enfoque y tipo de investigación.....	36
3.2. Fuentes de información.....	37
3.2.1. Fuentes primarias	38
3.2.2. Fuentes Secundarias	38
3.3. Métodos de recolección y análisis de la información.....	39
3.3.1. Etapas de recolección y procesamiento de la información	39
3.3.2. Variables, definición e instrumentalización	41
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	51
4.1. Evaluación del potencial sísmico de la zona de estudio.....	51
4.1.1. Análisis de la sismicidad	51
4.1.2. Valoración del potencial sísmico	54
4.2. Determinación de Unidades Morfotectónicas.....	65
4.3. Modelado de la susceptibilidad a deslizamientos	83
4.3.1. Factores intrínsecos.....	83
4.3.2. Factor de disparo.....	92
4.3.3. Mapas de susceptibilidad.....	98
4.4. Zonificación final de la amenaza al deslizamiento	102
4.4.1. Verificación del modelo de susceptibilidad	102
4.4.2. Relación entre deslizamientos y Unidades Morfotectónicas.....	106
4.4.3. Mapa de zonificación final de la amenaza al deslizamiento	111
5. CONCLUSIONES.....	117

6. RECOMENDACIONES	121
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123
8. ANEXOS	130
Anexo 1. Modelo de elevación digital a partir de imágenes fotográficas Carta 2005	131
Anexo 2. A) Modelo de elevación digital a partir de imágenes del sensor Sentinel 1. B) Modelo de elevación digital a partir de imágenes fotográficas Carta 2005	132
Anexo 3. A) Fase interferométrica en vista de perfil hacia el Norte. B) Coherencia en vista de perfil hacia el Norte. C) Fase interferométrica en vista de planta. D) Coherencia en vista de planta	133
Anexo 4. Criterios para definir unidades morfotectónicas-volcánicas	134
Anexo 5. Valores de PGA e Intensidades máximas,escenarios conservadores	135
Anexo 6. Valor de disparo DT para cada uno de los sismos de diseño propuestos (escenarios más conservadores).	136
Anexo 7. Categorías de susceptibilidad para cada uno de los sismos de diseño propuestos (escenarios más conservadores).	136

Índice de Cuadros

Cuadro 1. Valoración del parámetro Humedad natural (H).....	47
Cuadro 2. Valoración del parámetro Disparo por Terremoto (DT)	48
Cuadro 3. Clasificación de la amenaza a deslizamientos con base en método Mora-Vahrson-Mora	49
Cuadro 4. Principales sismos aledaños al área de estudio.	54
Cuadro 5. Magnitud máxima según Wells y Coppersmith (1994).....	57
Cuadro 6. Resumen de parámetros sísmicos y máximas magnitudes inferidas y observadas. ..	61
Cuadro 7. Resumen sobre los sismos de diseño propuestos según el peor escenario	94
Cuadro 8. Resumen sobre los sismos de diseño propuestos según escenario conservador.	94
Cuadro 9. Distribución de los deslizamientos y sus áreas con base en las categorías de susceptibilidad.....	104
Cuadro 10. Distribución de los deslizamientos y sus áreas con base en las Unidades Morfotectónicas-volcánicas (UMTVs).....	107

Índice de Gráficos

Gráfico 1. Relación Magnitud vs número de eventos para el de la zona sísmica C6.	58
Gráfico 2. Recurrencia de magnitudes en los próximos 500 años en la zona sísmica C6.	63
Gráfico 3. Probabilidad de ocurrencia para sismos grandes en la zona sísmica C6.	64

Índice de Figuras

Figura 1. Principales métodos de evaluación de la susceptibilidad a deslizamientos.	29
Figura 2. Diagrama resumen de la metodología llevada a cabo en la investigación.	40
Figura 3. Zona sísmica Cordillera Volcánica Central y su sismicidad asociada.	51
Figura 4. Densidad de eventos sísmicos en el tiempo.	59
Figura 5. Probabilidad de profundidades y Momento sísmico (M_0) acumulado para la zona sísmica (C6)..	59
Figura 6. Filtrado de eventos dependientes.	62
Figura 7. Estandarización Omega de los parámetros morfométricos analizados.	90
Figura 8. Valores de PGA e Intensidades máximas, para los peores escenarios sísmicos.	96
Figura 9. Valor de disparo DT para cada uno de los sismos de diseño (peores escenarios).	97
Figura 10. Comparación de las categorías de susceptibilidad y el catálogo de deslizamientos analizado.	105
Figura 11. Comparación de las Unidades Morfotectónicas-volcánicas (UMTVs) y el catálogo de deslizamientos analizado.	110

Índice de Mapas

Mapa 1. Delimitación del área de estudio.	14
Mapa 2. Contexto tectónico del área de estudio y sismicidad asociada.	53
Mapa 3. Marco geológico.	66
Mapa 4. Marco geomorfológico.	69
Mapa 5. Rangos altitudinales.	73
Mapa 6. Red de drenaje.	74
Mapa 7. Rangos de pendientes.	75
Mapa 8. Unidades Morfotectónicas-Volcánicas (UMTV).	76
Mapa 9. Peso por factor pendiente (P).	83
Mapa 10. Provincias de humedad.	85
Mapa 11. Peso por factor humedad relativa (H).	86
Mapa 12. Profundidad de disección.	88
Mapa 13. Densidad de disección.	89
Mapa 14. Peso por factores morfométricos (M).	91
Mapa 15. Ubicación de sismos de diseño.	93
Mapa 16. Susceptibilidad por peor escenario sísmico en Falla Viejo-Aguas Zarcas.	99
Mapa 17. Susceptibilidad por peor escenario sísmico en Falla El Ángel o San Miguel.	100
Mapa 18. Susceptibilidad a deslizamientos por escenario sismo de Cinchona de 2009.	103
Mapa 19. UMTVs y los deslizamientos producto del sismo de Cinchona de 2009.	106
Mapa 20. Zonificación final de la amenaza al deslizamiento.	111

Índice de Acrónimos

C6	Zona sísmica Cordillera Volcánica Central
CDCCR	Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica
CeNAT-CONARE	Centro Nacional de Alta Tecnología - Consejo Nacional de Rectores
CNE	Comisión Nacional de Emergencias
DT	Disparo por terremoto
E	Este
EEM	Evaluación Espacial Multicriterio
ESA	Agencia Espacial Europea
ETP	Evapotranspiración Potencial anual
GEM	Grupo Global Earthquake Model
GPS	Sistemas de posicionamiento global
ICE	Instituto Costarricense de Electricidad
IFA	Índices de Fragilidad Ambiental
IGN	Instituto Geográfico Nacional
Im	Índice hídrico
INEC	Instituto Nacional de Estadística y Censos
ITCR	Instituto Tecnológico de Costa Rica
ka	kilo años
LIDAR	Detección y rango de imágenes láser
MDE	Modelo Digital de Elevación
MMI	Intensidad Mercalli Modificada
Mo	Momento sísmico
Mw	Magnitud Momento
N	Norte
NE	Noreste
NW	Noroeste
OVSICORI	Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica
PGA	Aceleración pico del suelo
RSN	Red Sismológica Nacional
S	Sur
SAT	Sistema de Alerta/Alarma Temprana
SE	SURESTE
SIG	Sistemas de Información Geográfica
SRL	Longitud de Ruptura Superficial
SW	Suroeste
UMTV	Unidad Morfotectónica Volcánica
W	Oeste

1. INTRODUCCIÓN

Costa Rica se caracteriza por presentar una alta sismicidad debido a su localización en una zona de subducción y cerca del punto triple de las placas del Coco, Caribe y Nazca. Debido a este contexto, en el país se ha presentado magnitud intermedia ($5,0 < M < 7,7$), que ha sido la causante de sismos destructivos a lo largo de la historia (Climent et al., 2008).

La Cordillera Volcánica Central, dentro de la cual se ubica el macizo del volcán Poás y el área de estudio de esta investigación, se localiza dentro de un cinturón de fallas activas que ha sido denominado el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) (Montero, 2001). Debido a dicha ubicación en un sector donde las estructuras neotectónicas aledañas al macizo volcánico, son controladas por los esfuerzos tectónicos regionales, por los procesos volcánicos, o por una interacción entre ambos (Montero et al., 2010), así como por la relativa cercanía a centros poblados de importancia, resulta ser de importancia la realización de estudios sobre deslizamientos.

Esta es una zona que históricamente ha presentado múltiples eventos marcados por sismos importantes los cuales han generado deslizamientos en el sector Noroeste del volcán Poás y sus sectores aledaños. En este sentido, trabajos como el de Montero et al. (2010) y el de Climent et al. (2006), han registro al menos cuatro terremotos (1888, 1911, 1912 y 1955) de magnitud intermedia ($5,0 \leq M \leq 6,5$) y superficiales asociados al fallamiento local, que han generado deslizamientos en la zona y que causaron daños en poblaciones como Sarchí, Grecia, Naranjo, Fraijanes, Bajos del Toro, entre otras.

Los eventos sísmicos de 1911, 1912 y 1955, conocidos como los terremotos de Bajos del Toro, se encuentran localizados dentro del área de interés de la presente investigación, y muy probablemente están asociados con el sistema de fallas Carbonera y Volcán Viejo - Aguas Zarcas (Climent et al., 2006). Además, investigaciones como la de Mora y Morales (1992), describen los efectos del terremoto de Fraijanes de 1888, en lo relativo a los cambios geomorfológicos que se presentaron y la enorme cantidad de deslizamientos que se produjeron, entre ellos la formación de la laguna de Fraijanes.

Barrantes y Salcedo (2016), mencionan que a pesar de que los usos de la tierra que más se presentan en el área de estudio, responden principalmente al agropecuario y de protección natural, los poblados han presentado un crecimiento hacia las laderas del

volcán Poás, razón por la cual surge la necesidad de estudios sobre de amenaza por deslizamientos que orienten la planificación territorial de dichos sectores.

El capítulo I, explica el por qué resultan de suma importancia los estudios de amenaza sísmica en el país y las implicaciones de estos en la susceptibilidad a deslizamientos, además, se abordan los objetivos y alcances de la investigación. El capítulo II, aborda los antecedentes relacionados con este tema, la importancia del mismo para la zona de estudio de acuerdo con estudios previos y con las características de la misma. También se trabajan conceptos y fundamentos teóricos de importancia para la investigación. El capítulo III, define el enfoque y tipo de investigación, así como las técnicas y fuentes de información que se utilizaron.

1.1. Problema y justificación

Este capítulo abarca los aspectos que caracterizan y fundamentan la investigación, donde se explica el planteamiento del problema, la justificación del estudio, los objetivos que se van a desarrollar y una breve caracterización físico-geográfica y socioeconómica del área de estudio, con miras a entender el contexto y la relevancia de la realización de este tipo de estudios.

1.1.1. Planteamiento del problema

Uno de los aspectos clave de Costa Rica, es su ubicación geográfica. Localizada en la zona intertropical, caracterizada por fuerte humedad y temperatura, la hace susceptible a fenómenos hidrometeorológicos; además de esto, se ubica en el Cinturón de fuego del Pacífico, lo que implica también una elevada amenaza a fenómenos naturales de origen geológico. Dicho rasgo debe su origen a los límites convergentes que provocan la subducción cercana a las costas del Océano Pacífico como menciona Aguiar (2008), es una zona de alta sismicidad, así como de una intensa actividad volcánica asociada.

En este contexto geodinámico, se ha desarrollado la Cordillera Volcánica Central, en la cual se ubica el área de estudio. Esta cordillera, es una cadena de estratovolcanes andesíticos orientados hacia el noroeste, que consta de cinco macizos: Platanar, Poás, Barva, Irazú, Turrialba, y varios conos piroclásticos asociados a los principales volcanes (Alvarado, 2011). La actividad volcánica en los edificios volcánicos actuales comenzó en el Cenozoico Tardío, y en la actualidad, consiste principalmente en emisiones fumarólicas y lagos calientes dentro del cráter (Fernandez, 2013).

Se puede deducir que Costa Rica se encuentra, efectivamente, en una zona de gran susceptibilidad a eventos tectónicos importantes, con implicaciones relevantes para la población, tanto sísmicos como volcánicos. Desde el punto de vista sísmico, el país no solo se ve afectado por los terremotos originados por la subducción, que presentan mayor magnitud, pero a su vez son menos frecuentes, sino también se presenta sismos de fallamiento local, que son el más frecuente origen de los sismos del país. Por ejemplo, en 2015, la Red Sismológica Nacional, detectó 102 sismos de origen por falla local y 62 de origen por subducción (Porrás et al., 2016), lo cual requiere que en ordenamiento territorial se brinde especial consideración a las fallas con elevado potencial destructivo, así como una determinación de escenarios asociados a los probables eventos.

En esta investigación se aborda el sector NW del volcán Poás en cuanto a potenciales deslizamientos, desde un enfoque que parte de caracterizar la amenaza sísmica y las características geomorfológicas, con miras a zonificar y determinar la amenaza a deslizamientos asociado, según las relaciones entre esas y otras variables, como la pendiente, litología, saturación de suelos, y otras. Es importante destacar que esta zona posee una importancia, económico, social y ambiental, ya que forma parte uno de los Parques Nacionales más importantes del país, el volcán Poás.

Terremotos como el de Cinchona en 2009, han demostrado la necesidad de estudios de este tipo y una mejora de la preparación en general (Alvarado et al. (1988), Barquero (2009), Barrantes y Salcedo (2016), Barrantes et al. (2013), Barrantes et al. (2011), Climent et al. (2006), Morales et al. (1992), Ruiz (2012), Ruiz et al. (2014)).

En esta investigación se busca responder a preguntas como:

- ¿Cuáles son las principales fuentes sísmicas (fallas), que amenazan el área de estudio y cuál es su potencial sísmico asociado?
- ¿Qué zonas se verían mayormente afectadas por deslizamientos disparados por actividad sísmica?
- ¿Cuáles unidades morfotectónicas se pueden determinar en el área de estudio y qué peso tienen las características físicas de las mismas para su integración a la zonificación de la amenaza a deslizamientos?

Las preguntas anteriores se abordaron desde la Geografía del riesgo, enfocándose en la amenaza sísmica y vulnerabilidad física de la zona de estudio a partir de las formas de relieve presentes y las unidades morfotectónicas que se identifiquen. Lo anterior, debido

a que a pesar de múltiples investigaciones previas en el área de estudio o en zonas aledañas a esta, aun se presentan discrepancias y dudas con respecto a algunas trazas de falla y el potencial de las mismas, lo cual siempre es importante de abordar con miras a identificar la susceptibilidad a los deslizamientos que se pueden disparar por actividad de las mismas, en busca de establecer una zonificación que permita integrar esa amenaza en los estudios de planificación y ordenamiento territorial para el área de estudio.

1.1.2. Justificación

Costa Rica ya cuenta con información histórica e instrumental, que respaldan la realización de una investigación de este tipo, donde se pretende abordar, caracterizar y categorizar, por medio de una zonificación, la susceptibilidad a deslizamientos en la zona, asociados a actividad sísmica. Lo anterior parte de las características geomorfológicas del área de estudio como la presencia de serranías volcánicas, valles profundos, cañones y restos de complejos caldéricos que, aunados a registros de sismos históricos superficiales (< 20 km) con intensidades máximas (Mercalli Modificada) entre VII Y IX (Alvarado et al., 1988), hacen prever escenarios potencialmente destructivos para las actividades humanas que se realizan.

Prácticamente todo el macizo volcánico del Poás, y en general toda el área de estudio presenta peligro a deslizamientos, sin embargo, no todos los sectores poseen el mismo nivel de amenaza. Ruiz et al. (2014), mencionan que para el edificio volcánico del Poás han ocurrido al menos seis terremotos históricos en los últimos 242 años, los cuales han generado deslizamientos destructivos y han cobrado vidas. A raíz de esto, surge la relevancia de realizar una zonificación de la susceptibilidad a deslizamientos, de manera específica, en un sector que históricamente ha presentado sismos con magnitudes e intensidades relevantes y que, para el último evento cercano, el terremoto de Cinchona en 2009, se presentaron alrededor de 4600 deslizamientos (Barrantes et al., 2013).

Los deslizamientos asociados a este último evento provocaron la destrucción e inhabitabilidad de viviendas debido a su ubicación en áreas inestables, en su mayoría construidas sin tener permisos de construcción (Barrantes et al., 2011). Con respecto a la destrucción de carreteras, la ausencia de diseños que contemplen las aceleraciones sísmicas, la falta de estructuras de retención y las fuertes pendientes en sus taludes fueron aspectos relevantes que propiciaron las pérdidas ocurridas (Mora, 2009).

Alfaro y Romero (2009), describen los efectos respectivos de este terremoto para el cantón de Poás, donde entre otras cosas reseñan la afectación de cerca de 320 viviendas, de las que 102 sufrieron daño total. Además, mencionan tres factores clave que contribuyeron al daño total en las viviendas: Su ubicación en lugares de fuerte pendiente hacia la ladera, un diseño de edificación con problemas estructurales que no sigue el código sísmico y agregados o ampliaciones a la estructura principal con problemas de construcción.

Esta investigación se concentra en los deslizamientos disparados por sismicidad en el área de estudio, a partir de la evaluación del potencial sísmico de las fallas presentes o que pueden tener influencia dentro de la misma. Se busca identificar posibles escenarios propensos a deslizamientos, y se pretende elaborar una zonificación de los mismos, que relacione la mayor o menor incidencia de estos, con unidades morfotectónicas presentes en la zona, con lo cual se dé un sentido de innovación, y que, a su vez, logre mostrar si estas unidades se pueden tomar, o no, como criterio para la zonificación de deslizamientos.

En Costa Rica, la actividad volcánica de la Cordillera Volcánica Central ha aumentado en los últimos años, por ejemplo, desde octubre del 2013 y hasta la fecha, se ha observado una intensificación de la actividad del volcán Turrialba con expulsión de cenizas y materiales juveniles, acompañado algunas veces de erupciones en su mayoría freáticas, pero que han llegado a ser hasta estrombolianas. El volcán activo inmediato a la zona de estudio es el volcán Poás, el cual ha presentado un aumento importante en su actividad desde finales de marzo de 2017, con sismos volcánicos y temblores asociados, además de expulsión de cenizas y erupciones freáticas y freatomagmáticas, algunas de gran energía, que han causado cambios importantes en la morfología del cráter del coloso (Red Sismológica Nacional, 2018).

El área de estudio abarca parte de la zona de protección de uno de los parques nacionales más importantes y visitados del país como lo es el parque nacional volcán Poás, el cual como se ha mencionado, ha presentado grandes muestras de su dinamismo, lo que generaría incluso un mayor escenario de riesgo ante deslizamientos. Además, en lugares aledaños existen varios proyectos hidroeléctricos, los cuales se estima que generan el 8% del total de la producción de Costa Rica (Ruiz et al., 2014).

Para evitar que se repitan escenarios como el de Cinchona en 2009, donde entre los efectos más importantes está la muerte de 30 personas, US\$100 millones en daños en infraestructura, y la generación de aproximadamente 5000 deslizamientos en todo el edificio volcánico (Red Sismológica Nacional, 2009; Ruiz, 2012), este estudio pretende generar insumos para la gestión del riesgo y el Ordenamiento Territorial, así como contribuir con el proceso de toma de decisiones para entidades nacionales como por ejemplo la Comisión Nacional de Emergencias (CNE), los gobiernos locales, el Observatorio Vulcanológico y sismológico de Costa Rica (OVSICORI) y la Red Sismológica Nacional (RSN).

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Desarrollar una zonificación de amenaza a deslizamientos en el sector NW del volcán Poás, con base en la determinación de la amenaza sísmica de la zona y sus unidades morfotectónicas, para la identificación de la vulnerabilidad física al deslizamiento y la toma de decisiones en la gestión del riesgo y el ordenamiento territorial.

1.2.2. Objetivos específicos

1. Caracterizar las fuentes sísmicas a partir del estudio de las fallas presentes, registros históricos e instrumentales y estructuras tectónicas de la zona, para la evaluación de la amenaza y potencial sísmico como disparador de deslizamientos.
2. Modelar posibles escenarios de deslizamientos de acuerdo con el potencial sísmico, para la identificación de zonas con potencial a deslizamientos disparados por sismicidad.
3. Elaborar una zonificación de áreas propensas a deslizamientos que incorpore el potencial sísmico y se relacione con las unidades morfotectónicas, para la estimación de la vulnerabilidad física al deslizamiento.

1.3. Área de estudio

El área de estudio se encuentra situada al Norte-Noroeste del macizo volcánico del Poás, en la provincia de Alajuela. La misma se definió a partir de las cuencas altas de los ríos Toro y Cuarto, teniéndose así una delimitación natural para la interpretación desde el Noroeste del volcán Poás, mientras que la delimitación hacia la vertiente del Caribe, se tomó de acuerdo con la información geológica disponible, la cual está accesible en la tesis doctoral de Ruiz (2012).

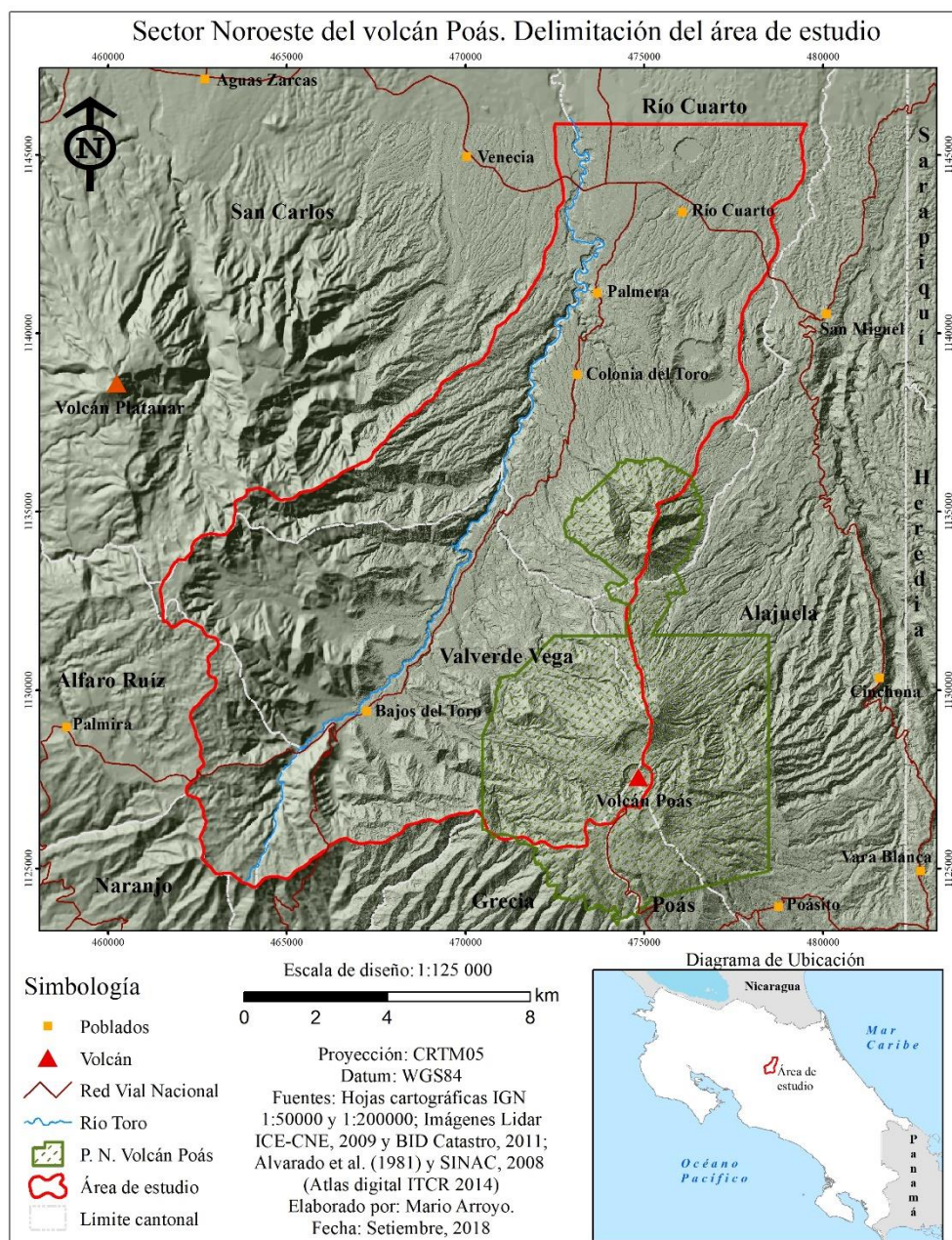
Se encuentran en esta zona, todo el distrito de Toro Amarillo del cantón de Valverde Vega y grandes extensiones del nuevo cantón de Río Cuarto. El distrito de Toro Amarillo posee 273 pobladores, mientras que el cantón de Río Cuarto 11074 habitantes, siendo sectores con población mayoritariamente rural (INEC, 2011). En el área también se considera parte de los distritos de Venecia de San Carlos, y Palmira de Alfaro Ruiz, así como en menor proporción, los distritos de San Juan y Sabana Redonda del cantón de Poás y el distrito de Sarapiquí del cantón de Alajuela.

La mayoría de la zona de estudio posee un uso forestal y protegido predominante, sin embargo, se encuentran algunos asentamientos y sectores agropecuarios de importancia. Además, se pueden encontrar varios proyectos hidroeléctricos, como Toro 1, 2 y 3, los cuales son de suma importancia para la producción hidroeléctrica del país.

Como actividades principales económicas, resaltan: la agricultura, la ganadería y el turismo. Las actividades agrícolas son variadas, donde se concentra una gran producción de helecho hoja de cuero, así como pastizales, se ha dado agricultura de subsistencia que poco a poco ha sido desplazada por el turismo rural y en sectores cercanos al volcán, también se da la agricultura de fresas (Cubero, 2014). Se da cultivo de café en buena parte del área, así como caña de azúcar, otros cultivos importantes a destacar y no tradicionales, son las plantas ornamentales (Quirós y Alfaro, 2011).

En cuanto a la ganadería, esta actividad se ve favorecida por la abundancia de pastos. Por ejemplo, en el distrito Río Cuarto de Grecia se ha dado ganadería, la cual ha sido desplazada lentamente por el cultivo de cítricos y piña (Comité Sectorial Agropecuario Región Huetar Norte, 2011). Cubero (2014) menciona que las actividades pecuarias en el distrito de Toro Amarillo se ven restringidas por la presencia de los Parques Nacionales Volcán Poás y Juan Castro Blanco ya que estos ocupan áreas que se dedicaban con anterioridad a la ganadería para producir leche y sus derivados.

En cuanto al turismo, el Parque Nacional Volcán Poás es el atractivo turístico principal del cantón central de la provincia y con la influencia del área silvestre protegida se han creado 25 negocios turísticos siendo estos 2 proyectos de parques recreativos (uno público y otro privado), 8 establecimientos para la venta de artesanías, 3 servicios de hospedaje y 12 locales de ventas de comida (restaurantes, sodas, cafeterías, entre otras). También se encuentra cercano, dos atractivos turísticos naturales que se localizan en las estribaciones del macizo del volcán Poás, los cuales son la Catarata de La Paz y la Catarata del Ángel, además, el ambiente de este distrito permite que se dé o se genere turismo rural, el ecoturismo y el agroturismo (Municipalidad de Alajuela, 2012).



Mapa 1. Delimitación del área de estudio

2. MARCO TEÓRICO

En este capítulo se abarca a manera de resumen, un grupo de estudios previos realizados en la zona, en especial aquellos que han evaluado la susceptibilidad a deslizamientos. Se mencionarán también investigaciones sobre amenaza sísmica a nivel de la región y local, así como trabajos que caractericen las estructuras tectónicas de la zona de estudio, incluyendo análisis morfotectónicos y relacionados con geomorfología tectónica a nivel mundial, regional y local. Se tratarán conceptos claves que fueron de uso frecuente durante el desarrollo del trabajo y que son necesarios de especificar.

2.1. Estado de la cuestión

En Costa Rica se ha realizado una extensa cantidad de trabajo destinado a identificar zonas con susceptibilidad a deslizamientos o que ya han sido afectados por los mismos. La mayoría de los estudios de este tipo se enfocan en la delimitación y evaluación de zonas que ya han sido afectadas en el pasado, pero no siempre se incorpora una metodología que permita determinar la susceptibilidad del terreno en general.

Sobre la amenaza a deslizamientos y metodologías para la zonificación y susceptibilidad a los mismos, se presentan múltiples estudios y técnicas para su evaluación. En Costa Rica y en muchos lugares de América Latina, la susceptibilidad a los deslizamientos ha sido evaluada en múltiples estudios con la utilización del método Mora-Vahrson (1993) y sus modificaciones o adaptaciones, especialmente su aplicación ha sido amplia en Centroamérica (Mujica y Pacheco, 2013).

Abril (2011) realiza un estudio muy completo sobre la determinación de zonificaciones a partir de la amenaza a deslizamientos, con base en SIG, en el cual identifica varios de los tipos de métodos para realizar dicho análisis. Menciona que existen dos enfoques, el directo (geomorfológico) o el indirecto (selección y jerarquización de pesos según variables) y tres tipos de métodos: cualitativos, cuantitativos y semicuantitativos.

El caso del método Mora-Vahrson y el Mora-Vahrson-Mora, se clasifican como cualitativos, en conjunto con los del criterio de expertos, mientras que, dentro de los métodos cuantitativos, se tienen los determinísticos y los estadísticos, basados en fórmulas y modelos matemáticos. También se mencionan como parte de los métodos semicuantitativos, el método multicriterio, el cual fue el utilizado en esa investigación (Abril, 2011).

Otro estudio que busca zonificar la amenaza a deslizamientos en la región es el de Mujica y Pacheco (2013), el cual basa su propuesta en la utilización del método de evaluación espacial multicriterio, con elementos de la metodología costarricense Mora-Vahrson para clasificar la amenaza por deslizamientos, todo lo anterior con gran apoyo de Sistemas de Información Geográfica, para el cruce o suma de las variables. Aunado a estos estudios de la región sobre la amenaza a deslizamientos, en Abril (2011), dicha autora muestra algunos de los estudios de este tipo realizados a nivel mundial y principalmente regional, así como los respectivos métodos utilizados, donde sobresale la gran adaptabilidad y el uso del método Mora-Vahrson en múltiples de estos estudios regionales.

En cuanto a estudios más específicos para Costa Rica, Mora y Morales (1992) desarrollan un estudio sobre la susceptibilidad a la inestabilidad de laderas en la zona norte de Alajuela, los autores realizaron un análisis de las características geológicas y mapas geomorfológicos, así como de estructuras morfotectónicas, los cuales, junto con mapas de deslizamientos históricos y activos, así como modelos de relieve y trabajo de campo, se integraron para generar zonificaciones hacia la determinación de la susceptibilidad para la zona.

Un estudio de especial importancia para este trabajo es el de Mora y Vázquez (2002), el cual presenta la variación realizada a la metodología Mora y Vahrson (1993). En dicha variación, conocida como “Mora-Vahrson-Mora”, la principal modificación radica en el cambio de la variable relieve relativo, por la pendiente, dando también un rango de clasificaciones para esta (Barrantes, 2010), además, se sigue el principio de obtención de la subdivisión de los mapas de susceptibilidad según sea la variable activa (sismos o lluvias), considerando entonces mapas de susceptibilidad a deslizamientos e inundaciones, producto de intensidad sísmica o mapas de susceptibilidad a deslizamientos e inundaciones, producto de intensidad de lluvias.

Otro caso de investigación relacionado a estas metodologías fue el realizado por Mora (2004), titulado: “Evaluación de la susceptibilidad al deslizamiento del cantón de San José, provincia de San José, Costa Rica”. Esta investigación se desarrolla bajo la metodología “Mora-Vahrson-Mora” planteada por Mora y Vázquez (2002), y dentro de los principales aportes de este estudio, está la fuerte relación, de los cañones o zonas de alta pendiente, con respecto a la intensidad de sus procesos de ladera que son determinados para San José.

Suárez et al. (2009), a partir de análisis geomorfológico, desarrollan una exploración en la cuenca del Río Viejo en el cantón de Puriscal, donde crean una zonificación de la susceptibilidad a deslizamientos, a partir del levantamiento de las unidades geomorfológicas de la zona y utilizando un inventario de desastres. Dentro de las conclusiones a las que llegan, afirman que el mapa de las unidades geomorfológicas permite visualizar características puntuales sobre las que ocurren los deslizamientos.

Una de las investigaciones en Costa Rica, que utiliza la metodología Mora-Vahrson (1993) en conjunto con mapas de deslizamientos históricos, es el de Segura et al. (2011), la cual estudia la susceptibilidad a deslizamientos en torno a la ruta de los poliductos entre los cantones de Turrialba y Siquirres. Ellos concluyen que el mapa de inventarios de deslizamientos les permite analizar el factor litológico en su relación con las formas de relieve de la zona, por lo cual recomiendan hacer uso de la fotografía aérea para la fotointerpretación respectiva de la geomorfología, en estudios de este tipo. Cordero (2015), con su tesis de licenciatura titulada: “Mapas de susceptibilidad al deslizamiento en las microcuencas de los ríos Torres y Tibás, Costa Rica”, también utiliza la metodología propuesta por Mora-Vahrson (1993).

Soto et al. (2012) realizaron un análisis de la susceptibilidad a deslizamientos en el cantón de Escazú, en este utilizan la metodología “Mora-Vahrson-Mora”, además, realizan un análisis detallado de la geología, geomorfología y geotecnia de cinco deslizamientos importantes en esta área de estudio y recomiendan organizar las bases comunales para trabajar en temas de mitigación del riesgo.

En lo relativo a estudios relacionados a identificación de deslizamientos en la zona de estudio de este trabajo, resaltan los estudios que surgieron, posterior del terremoto de Cinchona en 2009. Muchos de estos estudios partieron de la información obtenida por medio del levantamiento de imágenes LIDAR de la zona afectada, que realizó el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).

Barrantes et al. (2011), analizaron la efectividad del método Mora-Vahrson modificada (Mora-Vahrson-Mora), con respecto a su efectividad de la coincidencia con deslizamientos producto del terremoto de Cinchona 2009. Los autores concluyen que la zonificación de deslizamientos establecida con esta metodología tiene suficiente precisión para establecer la susceptibilidad a los mismos a escala media, además, mencionan que, a pesar de ser una metodología sencilla, es aceptablemente precisa para

ser utilizada en la zonificación de susceptibilidad por deslizamientos y con resultados aplicables al ordenamiento territorial.

Uno de los principales estudios que surgieron a raíz de ese terremoto, se desarrolla en el capítulo 2 de la tesis doctoral de Ruiz (2012), donde dicho autor, creó un catálogo de deslizamiento cosísmico para el terremoto de Cinchona (más de 4900 deslizamientos) y estimó valores de tasas de volumen de tierra que se movilizaron producto de dichos deslizamientos. Además, lo que resulta de principal interés para este trabajo, es la modificación que implementa dicha investigación del método Mora-Vahrson (1993), creando el primer modelo de susceptibilidad de deslizamiento cosísmico del volcán Poás.

La diferencia más importante del modelo de Ruiz, con respecto al método de Mora-Vahrson, es la habilidad para usar magnitudes y profundidades de localizaciones diferentes para el evento desencadenante (terremoto) y su posibilidad de obtener diferentes mapas de susceptibilidad para el área (Ruiz, 2012).

Otro estudio realizado para determinar los deslizamientos presentados producto del terremoto de Cinchona es el de Barrantes et al. (2013), donde los autores a partir de las imágenes LIDAR identifican, mapean y presentan estadísticas de los deslizamientos, así como una caracterización de los tipos de deslizamientos que se presentaron y la distribución espacial de estos. Concluyen que el patrón de distribución de los deslizamientos concuerda con zonas de fuerte pendiente y amplias capas de regolito.

Ruiz et al. (2014), analizan las afectaciones a la Ruta Nacional 126 (RN 126), la cual sufrió severos daños por el Terremoto de Cinchona del 8 de enero del 2009. Los autores, a partir de la modificación al método Mora-Vahrson, que propuso Ruiz (2012), y modelando escenarios sísmicos generan los mapas de susceptibilidad para la zona y obtienen como resultados, la identificación de las zonas más susceptibles a tener deslizamientos para el sector oriental del edificio volcánico del Poás, concluyendo de esta manera, que existe relación entre las unidades geológicas más antiguas del volcán Poás y zonas donde la pendiente es superior a los 30°, con las zonas con mayores deslizamientos.

Con respecto a estudios de amenaza sísmica para Costa Rica y a nivel general de la región, resaltan el de Climent et al. (2008) desarrollan un catálogo sísmico regional para Centroamérica filtrado y homogenizado, a partir de una zonificación con base en parámetros sísmicos, definiendo valores de atenuación y el cálculo de la amenaza.

Climent et al. (2008), obtienen valores de aceleraciones máximas probables para un período de retorno de 500 años, que oscilan en el orden de 2.5 a 6 m/s² a nivel de roca y determinan que en la zona costera del país y hacia el interior, podría haber intensidades mayores a VII en la escala Mercalli Modificada y hasta de X, por lo que es importante considerar este dato de intensidad en el ordenamiento y desarrollo del país. Menciona que se debe recordar, que este estudio es a nivel nacional y no debe usarse estrictamente para sitios específicos.

En el estudio de la amenaza sísmica para el proyecto hidroeléctrico Toro 3, Climent et al. (2006), determinan que la zona aledaña al proyecto se ha visto afectada al menos por cinco eventos sísmicos destructivos de $5,0 \leq M \leq 6,5$, estos presumiblemente asociados a las fallas Volcán Viejo – Aguas Zarcas y Ángel - Vara Blanca. Los autores utilizaron tanto metodologías determinísticas como probabilísticas, con valores de aceleración horizontal pico para ambas metodologías de 0,51g, para un sismo de 7,5 Mw en la Falla San Miguel.

Los estudios que evalúan aspectos sobre sismicidad histórica a partir de grandes sismos históricos, así como análisis de la sismicidad actual y estudios neotectónicos, corresponden principalmente a instituciones como la Red Sismológica Nacional (RSN) y el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI).

Uno de los estudios más importantes, realizado en el área de estudio o parte de la misma, es el de Alvarado et al. (1988), en el cual evalúan cinco sismos históricos de magnitudes intermedias ($5 < M < 6,5$) de suma importancia para la zona, y asocian las estructuras y sentidos tectónicos de relevancia. Además, identifican las principales ciudades que sufrieron afectación, como Alajuela, Heredia, San José, Grecia, Naranjo, Zarcero y Bajos del Toro, determinan el periodo de recurrencia de sismos destructivos, en alrededor de 34,5 años y mencionan que los patrones sismológicos muestran concordancia con los controles neotectónicos de la región NE-SW, N-S y NNW-SSE.

Montero (2001) y (2014), analiza las publicaciones que se han dado en cuanto al tema de sismicidad y neotectónica para el centro de Costa Rica e incluso a nivel regional a modo comparativo. En estos trabajos se caracteriza, entre otras, las fallas ubicadas en la Cordillera Volcánica Central, dentro de las cuales destacan los sistemas de fallas de los volcanes Porvenir-Platanar, las fallas del sector sumital del volcán Poás y las fallas de

Alajuela y San Miguel y los relaciona con el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.

Montero et al. (2010), describen la neotectónica del volcán Poás en términos de estructuras y sentidos tectónicos de relevancia, aledañas al macizo volcánico. Como resultado de esa investigación, los autores extienden el trazo de la Falla El Ángel toda vez que se sugiere y propone una nueva falla de rumbo noroeste y movimiento predominante dextral, que denominan Sabanilla. Proponen una estructura transtensiva resultado de las fallas Ángel-Sabanilla-Aguas Zarcas y un deslizamiento tectónico que se explica por la división del deslizamiento entre las fallas inversas San Miguel y Alajuela y las fallas anteriormente mencionadas. Por último, también es propuesto un modelo de ruptura a partir de análisis de sismos históricos y determinan sectores de falla sin ruptura reciente, que serían los de mayor amenaza sísmica.

Otros estudios relacionados con la zona, como el Informe de la RSN del terremoto de Cinchona 2009, donde se trata el contexto histórico de la zona, el análisis del evento sísmico (intensidades, fuente sísmica, entre otros), aspecto sedimentológicos, geomorfológicos y geotécnicos, si como la evaluación de pérdidas y daños. (Barquero, 2009). Por otra parte, sobre el modelado de Ruiz et al. (2014), los autores muestran el caso específico de la Ruta Nacional 126 (RN 126), con aceleraciones máximas de 0,67 g e intensidades máximas MMI de IX-VIII. También Quesada y Barrantes (2016), clasifican los procesos de ladera de acuerdo con el World Landslide Inventory.

Barrantes y Salcedo (2016), evalúan la amenaza sísmica para su incorporación en el Ordenamiento Territorial en el cantón de Poás a partir de SIG, con base en el método determinístico y concluyen que la parte norte del cantón presenta la mayor amenaza (IMM IX), y que la ciudad principal, San Pedro, puede verse afectada por una intensidad máxima de IX en el peor escenario.

Como estudios relacionados en el aspecto de la zonificación morfotectónica volcánica, resalta el de Velázquez et al. (2015), caracterizan y realizan una zonificación del relieve resultante de la fragmentación de la cadena volcánica nicaragüense y la formación del graben de Managua. Los autores determinan Unidades Morfotectónicas Volcánicas (UMTV) y sintetizan de manera geosistémica la expresión de la estructura y constitución geológicas, y reconocen la importancia de la actividad neotectónica en la formación y diferenciación del relieve.

2.2. Fundamentos teórico-conceptual

Esta investigación incorpora una serie de conceptos y metodologías teóricas que se deben especificar para facilitar la comprensión de los términos que se van a tratar. Esta sección primeramente define el enfoque desde la Geografía que se abarcó en la investigación, y posteriormente se introducen conceptos claves, como: gestión del riesgo, susceptibilidad a deslizamientos y métodos que priorizan la zonificación de eventos disparados por sismicidad, evaluación de la amenaza sísmica y geomorfología y unidades morfotectónicas-volcánicas.

En principio para definir Geografía, es bueno remontarse a una de las definiciones más aceptadas y antiguas de esta ciencia, que cita Delgado (2003), la cual fue brindada por Harvey en 1969, “La Geografía se puede definir como una explicación positiva de la forma como funciona el mundo o segmentos de éste” (p.38). Esta explicación gira en torno a las relaciones sociedad-naturaleza y bajo la dimensión de espacio y tiempo.

La Geografía es una ciencia muy abierta e incluso siendo considerada en muchos casos como la ciencia madre. Dentro de la Geografía, con relación al tema de las amenazas y el enfoque desde el cual se abarcó esta investigación, se tiene la Geografía del riesgo, desarrollada por la escuela anglosajona antes de 1960, este enfoque de la Geografía es el que va servir para poder tener la base teórica en lo que respecta a la determinación de amenazas y vulnerabilidad física que se trataron en esta investigación. El aporte de la Geografía esencialmente en el campo del análisis de los riesgos naturales ha sido fundamental para comprender la dinámica espacial de los fenómenos que afectan las estructuras económicas y las sociales. (Calvo, 1984).

Según Becerra y Cortés (2006), la Geografía del riesgo se fundamenta en el estudio de factores físicos y humanos que alteran o distorsionan las condiciones de vida promedio de los habitantes de un territorio, tiene como visión facilitar tanto a las comunidades como a los gobernantes, estrategias o políticas de aprovechamiento de los espacios de manera adecuada. Teniendo en cuenta esta definición, la Geografía tiene un gran potencial en el análisis espacial de las variables que componen el peligro y la vulnerabilidad, lo que permite identificar espacios críticos y plantear acciones que posibilitan desarrollar una correcta gestión del riesgo.

La gestión del riesgo y la identificación de las amenazas y vulnerabilidades ha sido muy abordada en los últimos años por la Geografía, esto debido a la formación

multidisciplinaria del geógrafo, su comprensión del territorio y su habilidad para el manejo de herramientas tecnológicas como los SIG.

Barrantes y Márquez (2011) mencionan que “identificar los sitios peligrosos y restringir o regular su uso, contribuye a disminuir el riesgo a futuro, al desalentar el uso intensivo en áreas de alto o de moderado peligro, lo que a la postre reduce la vulnerabilidad” (p.21). Es entonces como la Geografía aporta en temas de amenazas, vulnerabilidad física y gestión del riesgo, en cuanto a la identificación de áreas críticas mediante procesos de zonificación. Los cuales se incorporan al ordenamiento del territorio y permiten tomar medidas a tiempo que podrían salvar vidas y ahorrar sumas millonarias en atención de desastres y procesos de reconstrucción.

2.2.1 Gestión del riesgo.

Este apartado resulta de la generalidad en la que se encuentra los estudios de amenaza, contenidos como parte del proceso de gestión de riesgo. Suárez (1998) define la amenaza en términos sencillos, como la posibilidad de que suceda un evento no deseado en un sitio determinado. Este mismo autor señala sobre la evaluación de amenaza a los deslizamientos, que estas deben de incluir un estudio previo de la susceptibilidad y de la posibilidad de que ocurra un evento disparador y que para que se presente esa condición de la amenaza como un hecho concreto, se requiere de la combinación de ambos, la susceptibilidad y el evento detonante.

Abril (2011), también analiza estos conceptos y define peligro con base en el énfasis de su trabajo sobre deslizamientos, como el deslizamiento geométrica y mecánicamente caracterizado, es decir el fenómeno que ocurre, en este caso el deslizamiento. Mientras que la amenaza la describe como la probabilidad de ocurrencia de un evento potencialmente dañino, caracterizado por una cierta intensidad, dentro de un periodo dado y en un área determinada.

Las definiciones anteriores son parecidas, sin embargo, la diferencia entre los conceptos radica en que la amenaza se estudia como probabilidad de ocurrencia bajo un enfoque estadístico, mientras que los peligros se entienden como la posibilidad de ocurrencia y pueden ser desarrollados bajo métodos heurísticos. Para efectos de esta investigación se utilizaron ambos conceptos para evaluar la susceptibilidad de la zona a deslizamientos, desde la amenaza sísmica y la caracterización morfotectónica.

Por otra parte, en cuanto a la vulnerabilidad física, que es la que se tratara en esta investigación, Wilches-Chaux (1993), la definen como la ubicación espacial y las condiciones de las estructuras en las cuales se desarrollan los seres humanos. Esto quiere decir que tienen una mayor vulnerabilidad física la población que vive en zonas de riesgo, o que los materiales de sus asentamientos no sean capaces de absorber los efectos del riesgo.

Estos conceptos previos, vienen a dar la importancia de definir desastre. La definición de desastre no presenta una única respuesta universalmente aceptada, aunque hay elementos comunes que aparecen en casi todas las definiciones y la idea de que los desastres son eventos sociales que dañan a las personas y las comunidades es lo más frecuente (Etkin, 2016).

Según Cardona (2001), el desastre es un acontecimiento social producto de la activación de un evento en un territorio con condiciones propicias de vulnerabilidad, que causa alteraciones en el rol de la población generando pérdida de bienes materiales y vidas, por lo cual requiere de una respuesta de organismos superiores para la atención de damnificados y el restablecimiento de la actividad social (p.18).

Todos los términos mencionados anteriormente, están implícitos y se analizan mucho en la gestión del riesgo, definida como un complejo proceso social cuyo fin último es la reducción de los riesgos y la disminución del impacto de los desastres, partiendo de que el riesgo, como proceso social, es dinámico y susceptible a control (Cardona, 2001).

La conceptualización de riesgo en este estudio, se tomará la definición dada por Suárez (1998), dado como una medida de la probabilidad y grado de afectación en que un efecto adverso a la vida, la salud, la propiedad o el ambiente podrían tener lugar en una zona determinada. Se mide en vidas humanas, propiedades en riesgo y daños ambientales (elementos en riesgo). Generalmente, es estimado como el producto de la probabilidad de la amenaza por las consecuencias para los elementos en riesgo ($\text{Riesgo} = \text{Amenaza} * \text{Vulnerabilidad} * \text{elementos en riesgo}$) (Suarez, 1998).

Con base en la anterior definición enfocándola en los deslizamientos y como menciona Barrantes (2010), la gestión del riesgo a deslizamientos puede entenderse como un conjunto de procesos de prevención y mitigación, en busca de la reducción del riesgo, así como acciones de respuesta, rehabilitación y reconstrucción, posterior al desastre. Desde la Geografía, la gestión de riesgos por deslizamientos pasa por diferentes escalas, que van

desde lo nacional, hasta el local. De acuerdo con lo anterior, es importante la identificación de las posibilidades y limitaciones en el planeamiento territorial de cada uno de los organismos encargados de la administración territorial.

El ordenamiento del territorio se ha instituido como fundamental para la gestión del riesgo, dándose acciones y técnicas para la identificación de áreas críticas mediante procesos de zonificación, los cuales permiten la toma de medidas a tiempo que podrían salvar vidas y ahorrar sumas millonarias en atención de desastres y procesos de reconstrucción. Lo anterior es respaldado por autores como Barrantes y Márquez (2011) quienes señalan que “identificar los sitios peligrosos y restringir o regular su uso, contribuye a disminuir el riesgo a futuro, al desalentar el uso intensivo en áreas de alto o de moderado peligro, lo que a la postre reduce la vulnerabilidad” (p.21).

2.2.2 Susceptibilidad a deslizamientos y métodos que priorizan la zonificación de eventos disparados por sismicidad.

Un aspecto de relevancia en esta investigación es aclarar el concepto de deslizamientos que se va utilizar, el cual proviene de la definición de Gutiérrez (2008), donde se entenderá el termino en un sentido amplio, para referirse a casi todas las variedades de movimientos de remoción en masa, incluyendo: deslizamientos propiamente, caídas, vuelcos y flujos, excluyendo únicamente la reptación y solifluxión (Gutiérrez, 2008).

La zonificación de la amenaza por deslizamientos se refiere a la división de la tierra en dominios o áreas homogéneas y su clasificación en grados según el actual o potencial peligro causado por el movimiento de masas. De esta manera la amenaza a deslizamientos, aunque parece localizada en puntos específicos en el terreno, más bien se puede estudiar como espacios que comparten características intrínsecas que podrían clasificarse e identificarse como de mayor o menor susceptibilidad y que pueden tener una amplia distribución que sobrepasa el ámbito local (Barrantes, 2010).

En el proceso de zonificación de amenazas y riesgos, Suárez (1998), establece que el mismo requiere de tres insumos clave, los cuales son: la lógica difusa, los modelos digitales de elevación y los Sistemas de Información Geográfica. La lógica difusa considera rasgos espaciales en un mapa como miembros de un todo, los modelos de elevación digital son información raster que se procesa en un SIG con información sobre las elevaciones de ese territorio, y los SIG en la zonificación por deslizamientos representan la herramienta clave a partir de la que se analiza de manera cualitativa las

amenazas, con énfasis en la entrada de información geomorfológica y con modelos sencillos pero reales.

Los SIG serán de gran importancia para integrar todas las variables e información que se generaran para la zonificación de la amenaza a deslizamientos. Estos, se consideran como programas que son capaces de almacenar, gestionar, manipular y además de proporcionar una representación gráfica de la información recopilada, donde demuestra un panorama del espacio (Chuvieco, 2010). Por otra parte, también se definen como un conjunto de métodos, herramientas y datos que están diseñados para actuar coordinada y lógicamente para capturar, almacenar, analizar, transformar y presentar toda la información geográfica y de sus atributos con el fin de satisfacer múltiples propósitos (Brenes, 2006)

Los métodos de estudio para la zonificación de amenaza a deslizamientos se clasifican en tres tipos: cuantitativos, semicuantitativos y cualitativos (Abril, 2011). Cada uno de estos varía de acuerdo con la forma mediante la cual se procesan los datos y la información necesaria para la ejecución de los mismos. Según González et al. (2002), las causas de los movimientos de laderas pueden ser agrupados en dos grandes categorías denominadas: factores condicionantes y factores desencadenantes. A continuación, se hará un repaso sobre los principios de cada uno de estos enfoques de análisis de la amenaza a deslizamientos y algunos de sus métodos principales para la zonificación de la susceptibilidad a los mismos, buscando identificar el método que mejor se adapte y priorizando los que resaltan el disparo por actividad sísmica en la zonificación.

Los métodos cualitativos, también conocidos en algunos casos como métodos heurísticos o geomorfológicos, utilizan un índice de deslizamiento basado en opiniones de expertos para identificar las áreas con similares características que podrían sufrir deslizamientos. Santacana (2001) y Herrera et al. (2011), mencionan que estos métodos son conocidos como indirectos y a partir de ellos se puede identificar zonas con susceptibilidad a deslizamientos de acuerdo a la combinación de factores similares a los que se determinan como causantes de estos en otras zonas. Santacana (2001) separa los métodos geomorfológicos como un tipo de método cualitativo en sí, mientras que, Suarez (1998) identifica los métodos de evaluación por un experto y el Método Mora Vahrson, como los principales métodos cualitativos.

Los métodos geomorfológicos se basan en el mapa inventario de deslizamientos de un área y son métodos directos que se enfocan en el levantamiento geomorfológico a partir

del cual el profesional identifica y localiza los deslizamientos y procesos asociados a estos directamente en el campo, lo que genera la incertidumbre de algunos procesos de deslizamiento que pueden encontrarse ocultos por vegetación (Santacana, 2001). Este mismo autor indica que dentro de los métodos geomorfológicos están análisis de: densidad de deslizamientos, actividad de deslizamientos, susceptibilidad geomorfológica a deslizamientos y de unidades del paisaje.

El método de evaluación por un experto es quizá el método más utilizado y se basa como su nombre lo indica en los criterios de un profesional con amplia experiencia en este campo para la descripción y predicción de posibles futuros movimientos (Suárez, 1998). Las ventajas son un análisis multicriterio que está implícito en la mente del profesional experimentado, según la situación de campo y la evaluación fácil y directa y la información (Suarez, 1998). Como desventajas están la subjetividad de los criterios que se requiere de un conocimiento muy completo y específico de las causas y factores y del conocimiento previo de deslizamientos históricos en el área estudiada, además de la marcada subjetividad ya que cada experto puede tener un criterio distinto, y por tanto esto limita el análisis crítico del resultado (Abril, 2011).

Un método cualitativo de ampliamente utilizado es el Método Mora Vahrson y sus modificaciones. Mora y Vahrson (1993), estudiaron fallas de taludes en Centroamérica y propusieron un método de predicción de amenaza, en el cual incluyeron tres factores clave relacionados con la susceptibilidad que son: Relieve relativo, condiciones litológicas y humedad y adicionalmente añadieron dos factores relacionados con el evento detonante, que son: la sismicidad y la intensidad de las lluvias (Suárez, 1998). Esta metodología se ha modificado con la inclusión del ángulo de la pendiente del terreno, en lugar del relieve relativo y la consideración de parámetros de resistencia cortante del suelo dentro del parámetro de susceptibilidad litológica (Barrantes, 2010).

Otra modificación del método Mora-Vahrson, la realizó Ruiz en 2012, donde la principal diferencia con respecto al original es la capacidad de usar magnitudes y profundidades de localizaciones diferentes para el evento sísmico, así como su habilidad para obtener rápidamente diferentes mapas de susceptibilidad. Además, como mencionan Ruiz et al. (2014), el método de Ruiz (2012) utiliza una combinación entre la fórmula de atenuación de aceleración máxima para sismos someros de Schmidt (2010) y la fórmula para transformar los valores de PGA a Intensidad Mercalli Modificada de Linkimer (2008), con la ventaja sobre otros modelos de susceptibilidad, que este se puede aplicar a

diferentes sismos someros con diferentes características en ubicación, profundidad y magnitud.

Métodos morfométricos, también han sido ampliamente utilizados en América Latina, especialmente en México. Estos métodos tratan de sopesar algunas de las faltantes de métodos como el Mora -Vahrson y otros, los cuales se limitan mucho a la caracterización de la geología y su asociación con la incidencia de estos fenómenos en áreas específicas y no un insumo cartográfico para la planificación local de áreas susceptibles a nivel más general (Quesada y Barrantes, 2017).

Quesada (2016), presenta un método cualitativo a partir de la determinación de análisis morfométrico de las laderas, con base en los criterios morfométricos de: densidad de disección, profundidad de disección, energía del relieve y erosión total, asignan pesos y valores para la susceptibilidad de ocurrencia de procesos de ladera. La densidad de la disección brinda un buen indicio para entender la dinámica en términos de dominancia de procesos erosivos o acumulativos, la profundidad de disección define zonas de fuerte control estructural, ya que analiza cuán profundo es un valle, la energía total explica donde los procesos tectónicos han tenido mayor intensidad para generar relieves, ya sea muy inclinados u horizontales, y por último la erosión total, ayuda a determinar la rugosidad del relieve y su evolución (Quesada y Barrantes, 2017).

Los métodos cuantitativos se basan en análisis que correlacionan las posibles causas de deslizamientos a partir de algoritmos matemáticos y los que se utilizan comúnmente son determinísticos y estadísticos. Los métodos determinísticos se utilizan para el estudio de la estabilidad de una ladera o talud en específico (Santacana, 2001), mientras que los métodos estadísticos contemplan el análisis bivariado, multivariado, la regresión logística, la lógica difusa, entre otros (Abril, 2011).

Herrera et al. (2011), describen los métodos determinísticos como aquellos que utilizan análisis mecánicos, geotécnicos y modelos de estabilidad muy específicos, para determinar el factor de seguridad de una ladera concreta, además, son muy fiables y precisos cuando se dispone de datos válidos sobre los parámetros necesarios para determinar la estabilidad física de la ladera específica. Santacana (2001), destaca una de las técnicas más utilizadas en estos métodos, como los análisis de talud infinito. Dentro de sus fortalezas están: que se basa en modelos físicos de base, analiza varios escenarios de información de susceptibilidad y amenaza, mientras que sus desventajas son: la

precisión de los parámetros de entrada, los modelos son difíciles de evaluar y los modelos complejos son difíciles de aplicar en áreas muy pequeñas (Suarez, 1998).

Sobre métodos estadísticos, Santacana (2001), indica que estos métodos pueden ser univariantes (se analiza cada factor en específico) y/o multivariantes (se analizan factores como conjunto) y solo se deben utilizar cuando se dispone de abundante información, tanto cualitativa como cuantitativa y que sus resultados dependen de la calidad y cantidad de los datos adquiridos. Como fortalezas destacan: la medida de la densidad de deslizamientos, se pueden comparar zonas directamente, mapas se pueden cambiar de escala con facilidad, mientras que como debilidades están: se asume densidad de deslizamientos como continua en el espacio, no permite estimar comportamiento futuro, requiere gran cantidad de información y de calidad (Suarez, 1998).

Sobre los métodos semicuantitativos, Abril (2011), menciona que estos son métodos cualitativos, pero que utilizan procedimientos de calificación y ponderación y resalta que a esta metodología corresponde el método de Evaluación Espacial Multicriterio (EEM), que comprende el análisis jerárquico y la combinación lineal de los factores que se toman en cuenta.

Mujica y Pacheco (2013), señalan que la EEM implica un conjunto de operaciones o procesos espaciales que teniendo en consideración todas las variables del proceso de análisis, busca la descripción, ordenación, jerarquización y selección de alternativas de acuerdo con teorías o supuestos, los cuales a su vez dependen de las metas que se establecen, además este método se basa en tres pilares: los factores, los procesos y la evaluación de los criterios. Los factores caracterizan los parámetros; los procesos describen las fases que conlleva la generación del movimiento de masas; y los criterios se pueden medir y evaluar siendo la base de una decisión; dicha evaluación proporciona de manera indirecta la magnitud de los procesos analizados.

Con respecto a los métodos señalados (Figura 1) y según las explicaciones de los mismos, los que priorizan y se podrían adaptar mejor a procesos de zonificación de acuerdo con la cantidad y calidad de datos disponibles para el área de estudio son: los métodos estadísticos, el método de EEM y los métodos cualitativos de análisis morfométricos en procesos de ladera, así como el Mora-Vahrson y sus modificaciones. De acuerdo con los principios de dichos métodos y con base en el enfoque principal de este estudio, el cual prioriza en la evaluación de la amenaza sísmica, se considera que los métodos estadísticos

se deben descartar, en principio porque el algoritmo se tendría de modificar para evaluar priorizando el disparador sísmico y en segunda instancia, debido a como se mencionó en la descripción de esos métodos, estos necesitan mucha información específica, con la que no se cuenta.

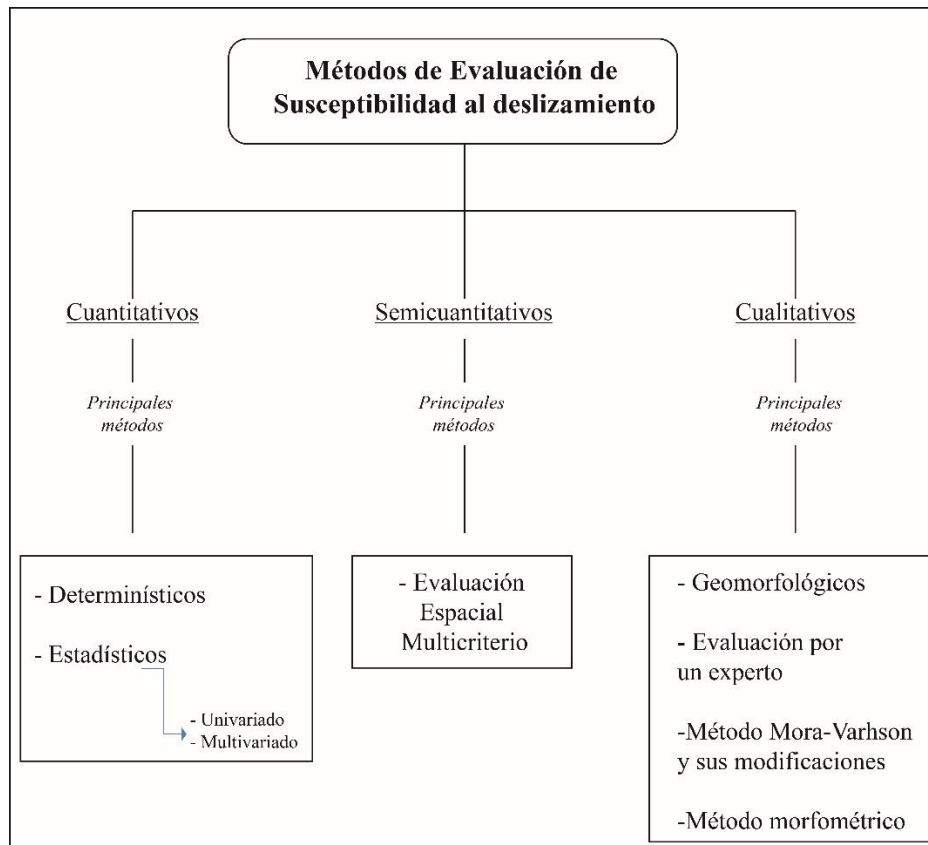


Figura 1. Principales métodos de evaluación de la susceptibilidad a deslizamientos según su enfoque.

Fuente: Elaboración propia

Los métodos de EEM, los de análisis morfométrico y el Método Mora-Vahrson son las principales opciones para aplicar en el estudio. Considerando dichos métodos y de acuerdo con la zona de estudio y la información que se tiene o se podría generar, se concluye que la mejor opción es la utilización de una combinación o integración de la modificación al método Mora-Vahrson-Mora, que realizó Ruiz (2012), con los criterios de análisis morfométrico, propuestos por Quesada y Barrantes (2017).

La metodología Mora-Vahrson (1991) y sus modificaciones, es de las más utilizadas en Costa Rica y Centroamérica, además, esta metodología separa el disparo por sismicidad del disparo por lluvias, lo que permite su aplicación y priorización en un área de alta sismicidad y se adapta mejor al enfoque de este estudio. Por otra parte, incluir parámetros morfométricos, resulta muy relevante y complementario para evaluar la dinámica de las

laderas y refuerza algunas de las debilidades del Mora-Vahrson y sus modificaciones, como por ejemplo la gruesa generalización del parámetro de humedad relativa. Es por esto, que se considera adecuada la inclusión de dos de dichos parámetros morfométricos, en este caso, la profundidad y la densidad de disección.

Otra razón de peso para determinar la selección de la integración de estos métodos, es que tanto la modificación realizada por Ruiz (2012), como la evaluación de parámetros morfométricos realizada por Quesada y Barrantes (2017), ya ha sido aplicada en estudios recientes en Costa Rica, y específicamente el método usado por Ruiz (2012), está especialmente diseñada para la medición de la susceptibilidad a deslizamientos a partir del disparador por sismicidad, tomando valores de aceleración como referencia.

Por otra parte, el área de estudio por evaluar es aledaña y con características muy similares al área de afectación por el terremoto de Cinchona en 2009, para la cual Ruiz (2012), diseñó la modificación al método Mora-Vahrson-Mora y donde fue evaluada en su efectividad por Barrantes et al. (2011). Así también el método de análisis de los parámetros morfométricos, ya se aplicó en sectores aledaños al área de estudio con buen suceso en Quesada y Barrantes (2017).

2.2.3 Evaluación del potencial sísmico.

Con respecto a los conceptos asociados a riesgo y amenaza sísmica, se adoptarán las definiciones de Muñoz (1989), donde menciona que el riesgo debido a terremotos presenta dos aspectos diferentes; uno científico y otro económico, el primero de esos aspectos es el de interés principal en esta investigación. El riesgo sísmico dentro del ámbito científico que menciona este autor, se centra en los estudios de peligrosidad sísmica y vulnerabilidad física, por tanto, busca proporcionar los valores de alguno de los parámetros que representan la intensidad del movimiento del suelo en distintos lugares de una región, de forma que sean útiles en la planificación urbana y en el diseño de las construcciones.

Para estudiar la peligrosidad o amenaza sísmica, se analizan parámetros propios de la sismicidad de cada zona, como: magnitud y momento sísmico, intensidad, aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo. La magnitud y el momento sísmico están relacionados con la energía liberada en el foco o epicentro del terremoto, determinada a partir de la mayor amplitud de la onda sísmica en los sismómetros, mientras que la intensidad y la aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo tienen relación con la

energía recibida en un punto cualquiera de la superficie, determinados a partir de percepción de la gente y acelerógrafos (Muñoz, 1989).

Múltiples autores, entre ellos Muñoz (1989), McGuire (2001), Abrahamson (2006) y Climent et al. (2008), definen dos posibles métodos o enfoques que se pueden realizar en la investigación de dicha amenaza, los cuales son el método determinístico y probabilístico. En el presente estudio, se cuenta con el apoyo de ambos enfoques, con algunas limitaciones en cada caso, como la falta de verificación de fallas y las múltiples trazas propuestas para una misma falla en el caso determinístico y en el probabilístico, el periodo del cual se tienen registros históricos-instrumentales y los softwares para el cálculo respectivo, por lo cual se busca su integración final.

En el enfoque determinístico, se desarrollan escenarios de terremotos individuales (magnitud y ubicación del terremoto) para cada fuente sísmica relevante y se selecciona un nivel posible de movimiento del suelo basándose en la ubicación del terremoto la distancia al sitio (Abrahamson, 2006). Para establecer estos escenarios sísmicos es fundamental disponer de información procedente de estudios de neotectónica y sismicidad, que permitan definir en forma precisa las fuentes sísmicas que podrían afectar el área de forma severa. Además, es necesario determinar el potencial sísmico (Sismo Máximo) de cada una de estas fuentes, estos escenarios sísmicos generalmente se postulan en términos de magnitud, profundidad de ocurrencia del evento y distancia entre la fuente sísmica y el sitio a evaluar (Climent et al., 2006).

El método probabilístico por su parte considera todos los terremotos que afectan el emplazamiento y tienen en cuenta la recurrencia de los mismos (Barrantes y Salcedo, 2016). En el enfoque probabilístico, se consideran todos los posibles y relevantes escenarios de terremotos deterministas (todas las magnitudes posibles y combinaciones de ubicaciones). Este conjunto de escenarios sólo debe incluir terremotos físicamente posibles y los escenarios de un análisis determinístico están todos incluidos en el conjunto completo de escenarios del análisis probabilístico (Abrahamson, 2006).

Muñoz (1989) señala como aspecto principal, que el método probabilístico presenta por encima del determinístico, el hecho de que la ubicación de los epicentros históricos no es tan crítica y que, en estos últimos, el terremoto de mayor tamaño está condicionado por la información existente, limitante que se solventa con la utilización de parámetros estadísticos de la sismicidad en cada zona, en el caso de los probabilísticos.

Por otra parte, McGuire (2001) afirma que al enfocarse en un solo evento sísmico los métodos determinísticos aseguran que dicho evento es o puede ser real, es decir, razonablemente probable, no obstante, el autor termina por afirmar que los métodos determinísticos y probabilísticos son complementarios, ya que un análisis probabilístico puede ser complementado con un evento determinístico que se considere para que sea realista.

Para analizar la sismicidad de un lugar, existen modelos de sismicidad zonificados y no zonificados, en función de si se descompone el área que potencialmente constituye un peligro sísmico en zonas sismogénicas de geometría bien definida (zonas con sismicidad uniforme o fallas) o no. En el presente estudio, se trabajó a partir de una zonificación de la sismicidad considerando que el área en cuestión puede distribuirse en distintas zonas sismogénicas, las cuales responden a un mismo patrón de sismicidad que las caracteriza y distingue. Las zonas sismogénicas pueden ser, o bien entidades físicas reconocibles (como fallas tectónicas), o bien zonas amplias en las que la sismicidad se considera distribuida uniformemente a lo largo y ancho de toda la zona (Climent et al., 2008).

Según Westen et al. (2012), existen dos tipos de zonificación: macro zonificación y microzonificación. Macro zonificación es un método que zonifica la amenaza en una escala pequeña, usualmente se basa en la información sobre recurrencia de los sismos y la magnitud esperada y no se consideran las condiciones locales. Micro zonificación es un método que zonifica la amenaza a una escala mayor, lo que permite la incorporación de la información sobre las condiciones locales del sitio de interés en la evaluación de la amenaza.

Este trabajo pretende evaluar la sismicidad desde una microzonificación, considerando las condiciones de las estructuras y fuentes sísmicas locales. Lo anterior, partiendo de la definición de fuentes sismogénicas, conceptualizadas como aquellas zonas en las que se puede considerar que los terremotos presentan características comunes y, por tanto, se pueden asociar a una estructura geológica (Muñoz, 1989). Con respecto a este tipo de estructuras, Fernández (2013), señala que en el área de estudio (subzona de Poás en el extremo noroeste de la Cordillera Volcánica Central), las fallas de Viejo, Carbonera y Ángel, orientadas de sudeste a noroeste y que bordean el volcán, son las más importantes, en conjunto con las fallas San Miguel y Alajuela que delimitan el deslizamiento tectónico de la zona (Montero et al., 2010).

Otro concepto importante de recalcar, debido a que se pretende trabajar y realizó algunos cálculos de recurrencia para la zona de estudio que han sido determinados por autores como Alvarado et al. (1988) y Climent et al. (2006), es el de ciclo sísmico o recurrencia sísmica. Ruegg (1994), define este concepto como todos los fenómenos físicos que ocurren en una zona sísmica entre dos terremotos consecutivos importantes (magnitud $M > 6$). Incluye los procesos de acumulación y de relajación de los esfuerzos, que van a repetirse de manera similar (pero no necesariamente idéntica), considerando con especial importancia en este término, el componente geográfico de espacio y tiempo.

2.2.4 Geomorfología y unidades morfotectónicas-volcánicas.

Huggett (2007) define la geomorfología, como el estudio que aborda las formas que se presentan en la superficie terrestre como ríos, colinas y montañas, planicies, playas, entre otras. Tiene como función describir los procesos que han proporcionado la morfología del planeta. La geomorfología se considera como la ciencia encargada del estudio de las formas de la superficie terrestre y también de las submarinas (Summerfield, 1991).

La geomorfología es una ciencia que se puede relacionar directamente con el estudio de distintos peligros, como los deslizamientos, terremotos y el vulcanismo, mediante la utilización de herramientas tecnológicas como por ejemplo los SIG, GPS y la fotointerpretación (Alcántara, 2002, pp. 114 - 116).

Lugo (2011) define geomorfología, como la descripción de las formas y los procesos que dan origen a las mismas y que permiten entender el desarrollo histórico, el estado actual, así como la posible condición futura en relación con la actividad de los seres humanos (p.189). La geomorfología es una rama de la geología y Geografía, la cual estudia la forma de la tierra, es decir el relieve, así como aspectos como génesis, los aspectos que la modelan, litología y edades de dichas formas, así también evalúa los procesos endógenos y exógenos que dan las formas actuales del relieve, de ahí su importancia.

En cuanto a los procesos de evolución geomorfológica, estos se definen como modelos relacionados a cambios en las formas geográficas o geomorfológicas que se van dando con el tiempo. Existen muchas teorías de los que es un proceso evolutivo de la geomorfología, como el ciclo geográfico, que consiste en la juventud, madurez y vejez de los tipos de relieve y que se ve influenciado por varios factores entre ellos el tectónico; otra teoría es el ciclo de erosión que consiste en que la erosión y sedimentación son los encargados de modelar el relieve (Goudie, 2004).

La contribución principal desde la rama de la geomorfología en la gestión de riesgo y estudios de amenaza es en la determinación de los peligros, los cuales son modelados utilizando escenarios pasados y presentes que permitan predecir sus implicaciones a futuro dentro de un espacio y tiempo determinados (Alcántara, 2002, p. 117). Según Mollá y Zamorano (2014), el instrumento más utilizado para la determinación de los peligros desde la geomorfología es la cartografía geomorfológica, la cual es producto de un análisis morfogenético y morfométrico que permite determinar la magnitud, frecuencia y tipos de procesos modeladores del relieve, generando mapas de peligro que determinan las áreas susceptibles a afectación (p.426).

Para efectos de este trabajo, al análisis de deslizamientos a partir de la amenaza sísmica o estudio sismotectónico de la zona, se va a relacionar la susceptibilidad a deslizamientos con las unidades morfotectónicas que se determinen para el área de estudio. De ahí surge la importancia de definir la morfotectónica o geomorfología tectónica, como el análisis del relieve, reflejo de la actividad tectónica reciente y en el período neotectónico, mientras que la sismotectónica, se define como el análisis de la sismicidad a modo de reflejo de los procesos tectónicos activos (Alvarez, 2009).

Velázquez et al. (2015), definen el análisis morfoestructural o morfotectónico, como el conjunto de métodos dirigidos a revelar las condiciones estructuro-tectónicas de la corteza terrestre y su papel en la conformación y consolidación del relieve actual, viéndolo como una de las direcciones científicas de la geomorfología moderna. Por otra parte, Álvarez (2009), considera que es una herramienta básica en el estudio desde un punto de vista tectónico de la geomorfología y lo define como el análisis del relieve a partir de mapas, fotografías aéreas, imágenes de satélite, observaciones de campo o datos digitales.

El análisis morfotectónico-volcánico incluye el estudio de potencial sísmico, así como de las formas de relieve que reflejen estructuras tectónicas de importancia, para facilitar el proceso de identificación de unidades morfotectónicas en el área de estudio. El reconocimiento de sutiles características geomorfológicas tectónicas, como pequeños escarpes de fallas de unos metros de altura y pequeños barrancos de escala similar, son también importantes porque registran los últimos episodios recientes de fallas activas y es fundamental para evaluar la probabilidad de ocurrencia del siguiente terremoto, y en algunos casos, incluso poder dar una aproximación a su tamaño (Lin et al., 2013).

Según autores como Velázquez et al. (2015) y Modonesi et al. (2002), en las clasificaciones morfoestructurales, se toman en consideración numerosos criterios para establecer la jerarquización de las unidades que se determinan, entre ellos están los morfológicos, morfométricos, estructuro-geológicos correlativos, genéticos, geodinámicos y de tendencias de la actividad tectónica el grado de modelación morfoescultural.

En los últimos años, una herramienta muy poderosa que ha venido a reforzar e impulsar los estudios morfotectónicos debido a las formas que permite identificar, es la tecnología LIDAR. Múltiples estudios, han utilizado este recurso para detectar y cuantificar características geomorfo-tectónicas muy finas, entre ellos los estudios de Arrowsmith y Zielke (2009) y el de Lin et al. (2013), donde señalan características especiales del LIDAR para la determinación y análisis de morfoestructuras, como la poca interferencia de la cobertura vegetal, la alta resolución de las imágenes, así como la capacidad de generar modelos de elevación digital (MED) de alta calidad.

Al contar con el insumo LIDAR, se analizaron rasgos morfotectónicos, para proponer unidades morfotectónicas-volcánicas, de la misma manera que lo hacen Velázquez et al. (2015), a partir de los elementos de carácter morfométrico del relieve, de las condiciones litológicas, de las expresiones morfotectónicas de las estructuras y de los depósitos volcánicos en el relieve, esto como valor agregado a la evaluación del potencial sísmico. Según Ruiz et al. (2014), la tecnología LIDAR mide distancias iluminando un objetivo con un rayo láser y analiza la luz reflejada e información generada en ese objetivo. Cada dato o punto generado por sí solo no tiene mucha utilidad, pero al unir los millones de puntos a partir de un barrido con un escáner LIDAR en un área específica, se pueden recrear superficies en tres dimensiones con excelente precisión y detalle.

3. METODOLOGÍA

En este capítulo serán analizadas las etapas necesarias para elaborar la metodología, desde el enfoque y tipo de la investigación, las fuentes de información primaria y secundaria, así como las variables claves en el análisis de la información. Se partirá de la conceptualización del proceso para la adecuada implementación del mismo, con base en una secuencia lógica y de acuerdo con los insumos con los que se cuenta y los que se podrían obtener en el proceso.

3.1. Enfoque y tipo de investigación

La investigación se desarrolló bajo un enfoque cuantitativo, ya que se relaciona con metodologías de tipo empírico analíticas, debido a que se despliegan los resultados con diferentes técnicas matemáticas, tanto determinísticas como probabilísticas, así como de modelación e integración con características del espacio geográfico bajo estudio, que permiten analizar los datos obtenidos (Barrantes, 2014). Se priorizó la determinación de la amenaza sísmica a partir de métodos determinísticos, para posteriormente entrar en la modelación de la susceptibilidad y la puesta en práctica del método Mora-Vahrson-Mora a partir de la modificación de Ruiz (2014), con algunos insumos a esta.

La determinación de los peligros o la amenaza conlleva un cálculo matemático de las características morfométricas del área de estudio, además de una revisión de las estructuras tectónicas del área y los datos instrumentales asociados a dichas estructuras (fallas). Utilizando como información base la estudios previos de amenaza sísmica en la zona, la topografía, imágenes aéreas, datos de estaciones GPS y los modelos de elevación del terreno a partir de insumos como la tecnología LIDAR, se ejecutó la revisión del área de estudio para la posterior obtención de datos en campo que corroboren o clarifiquen suposiciones que se tengan, con miras a su posterior tratamiento cuantitativo y espacial utilizando los SIG, de tal manera que permita poner en funcionamiento el modelo de susceptibilidad al deslizamiento y la obtención de su representación espacial.

Para la zonificación final de la amenaza a deslizamientos en la zona, con la integración o combinación de la metodología aplicada por Ruiz (2014) y la de Quesada y Barrantes (2017), se complementó la misma de manera comparativa con un insumo adicional, como lo son las unidades morfotectónicas-volcánicas, a partir de la determinación de estas en el área de estudio con base en los parámetros morfométricos de interés y con criterios de cartografía geomorfológica y estructuras tectónicas. Se evaluó la vulnerabilidad física de

la zona de acuerdo con los posibles escenarios que se determinen desde un enfoque de ordenamiento territorial.

De acuerdo con el contexto y planteamiento de la presente investigación, esta se puede catalogar como descriptiva, ya que busca detallar fenómenos, situaciones o contextos con el fin de caracterizar el objeto de estudio mediante la recolección de información (Hernández et al., 2010), este tipo de investigaciones proponen la descripción de situaciones y eventos, además permite evaluar aspectos o fenómenos del tema de investigación. El modelo posibilita hacer valoraciones de la realidad en un momento determinado.

En cuanto al alcance temporal, esta investigación es de índole longitudinal ya que no analiza un período de tiempo, sino que se centra en el análisis presente, aun cuando toma en cuenta factores que han podido ser cambiantes en el tiempo partiendo de una base histórica de los registros asociados a la actividad sísmica en la zona. Sin embargo, el análisis se hace con base en una realidad de la zona y extrapolando a posibles eventos futuros y los escenarios que se pudieran presentarse.

En lo que respecta a las limitaciones del estudio, destaca la dificultad de acceso a ciertas zonas del área en cuestión en caso de alguna comprobación de campo necesaria, lo cual al final se decidió no realizar por la dificultad asociada con condiciones de regímenes hídricos, terreno poco consolidado y de fuertes pendientes, dicho aspecto generó mayor incertidumbre en cuanto a la información de algunos sitios. Por otra parte, la limitación clave que está siempre presente en estudios de amenaza es el poco tiempo de instrumentación de los fenómenos naturales, donde se tiene un periodo muy corto con registros, en el contexto del tiempo geológico. A pesar de este tipo de limitaciones, con base en múltiples estudios aledaños o que abarcan parte del área de estudio, se puede tener una buena base bibliográfica y de referencia para la zona, lo cual, con los insumos tecnológicos para el análisis e interpretación, fue solventado de manera aceptable.

3.2. Fuentes de información

Se utilizaron fuentes de información primaria y secundaria. Las fuentes primarias referidas a aquellos insumos que se obtienen directamente como los resultados de los procesamientos del SIG, así como interpretaciones con base en información secundaria. Por otra parte, las fuentes secundarias agrupan la búsqueda bibliográfica que se utilizó para fundamentar el contenido de la investigación, a partir de recopilación de información

de distintos temas en relación con el estudio como libros, artículos, revistas, imágenes satelitales y fotografías aéreas, entre otros.

3.2.1. Fuentes primarias

Es la información obtenida en los procesos de interpretación de la tecnología LIDAR levantada por el Instituto costarricense de electricidad (ICE), del año 2009, las cuales cuentan con una resolución de 0,25 cm por pixel, y también se pretende hacer uso de imágenes aéreas. Se categoriza también como información primaria aquellos datos observados durante el trabajo de campo y a partir de procesamientos de información secundaria relacionada al área de estudio. También se tomaron en consideración los análisis morfométricos y morfotectónicos como parte de los insumos primarios hacia el proceso de zonificación final. Por otra parte, se estudió la sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional (RSN) probabilísticamente, tomando esto también como fuente primaria de datos, debido al proceso de selección de los mismos.

3.2.2. Fuentes Secundarias

Se consultaron diversos y múltiples materiales bibliográficos relacionados con el tema de investigación, en especial artículos de revista, libros o informes, los cuales ayudan mucho a contextualizar la situación de la zona, y proporcionan una buena base de análisis para la evaluación de la amenaza sísmica, según eventos registrados en el pasado. Por otra parte, varias de estas fuentes ayudan a fundamentar las bases teóricas del estudio y los múltiples métodos existentes dentro de la determinación de la susceptibilidad al deslizamiento.

Fotografías aéreas y mapas base previos: son los insumos para el desarrollo del modelado con base en la metodología que utilizó Ruiz (2014). Entre estos destacan mapas de pendientes, geológicos, geomorfológicos, tectónicos, estructurales, de aceleraciones sísmicas, entre otros, así como imágenes LIDAR y fotos aéreas de acceso libre.

También se contó con materiales cartográficos del Instituto Geográfico Nacional (IGN), tales como las hojas topográficas Poás, Quesada, Aguas Zarcas y Río Cuarto de escala 1:50.000. A su vez se utilizó como información de referencia el Atlas digital 2014 del Instituto Tecnológico de Costa Rica (ITCR).

3.3. Métodos de recolección y análisis de la información

3.3.1. Etapas de recolección y procesamiento de la información

Como criterio conductor y siguiendo un orden lógico en cuanto a los procesos necesarios para el desarrollo de la investigación, se han identificado cuatro etapas generales que siguen lo que se busca en cada uno de los objetivos planteados, las cuales se resumen en forma de diagrama en la Figura 2. En estas etapas se desarrollarán las variables que se quieren identificar y de allí se generaron las bases, los resultados y el análisis del estudio. Las etapas se podrían enunciar de la siguiente manera:

1. Evaluación de la amenaza o potencial sísmico de la zona de estudio.
2. Determinación de Unidades Morfotectónicas-volcánicas.
3. Modelado de la susceptibilidad a deslizamientos.
4. Zonificación final de la amenaza al deslizamiento.

El estudio enfoca su proceso de zonificación de la amenaza a deslizamientos, a partir de la evaluación de la amenaza o potencial sísmico, el mismo partirá en principio de la identificación de los estudios neotectónicos y sismológicos que se han realizado para la zona, donde se identificó en primera instancia, cuáles fallas son las principales fuentes sismológicas para el área de estudio y qué estimaciones de amenaza sísmica existen para las mismas.

Las fallas que han sido propuestas por estudios previos serán digitalizadas en el respectivo SIG conformándose una base de datos donde se verificó las fallas geológicas, principalmente a partir de fotografías aéreas e imágenes LIDAR. Estos estudios se realizaron especialmente en las zonas donde se tiene incertidumbre sobre las trazas de falla, buscando la confirmación o propuesta alternativa de dichas trazas. Además, se estudiaron bases de datos sismológicas de tipo instrumental, que permitan obtener relaciones de los sismos para la zona, lo cual es de importancia para el cálculo del potencial sísmico. También se determinaron unidades morfotectónicas-volcánicas, que permitan dar un mejor criterio del contexto local y de la amenaza en sí.

Para el modelo de susceptibilidad al deslizamiento, se generaron mapas de pendientes, así como la determinación de la humedad relativa de la zona. Además, se incorporaron dos parámetros morfométricos (profundidad y densidad de disección), que sustituirán al parámetro litológico, tomando en cuenta que dichos parámetros se encuentran fuertemente condicionados por los materiales y las edades litológicas y que, además,

ayudan a comprender mejor el proceso de las laderas. Adicionalmente, se verificó la relación entre las unidades morfotectónicas-volcánicas de la zona y el catálogo de deslizamientos.

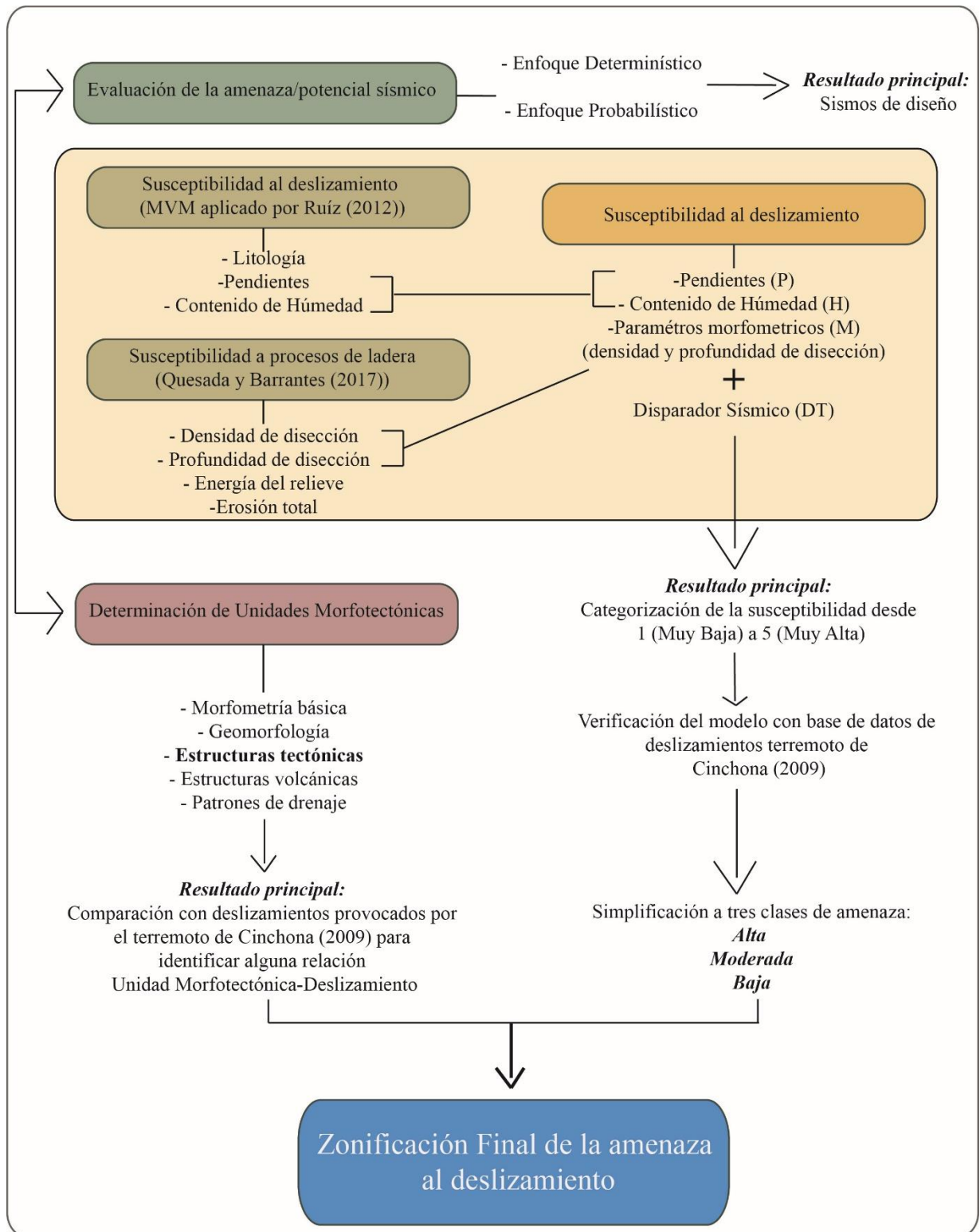


Figura 2. Diagrama resumen de la metodología a llevar a cabo en la investigación.

Fuente: Elaboración propia.

3.3.2. Variables, definición e instrumentalización

Para cumplir con los objetivos planteados en esta investigación, se toma en consideración en primera instancia la evaluación de la amenaza sísmica de la zona de estudio, posterior a esto el modelado de la susceptibilidad al deslizamiento y, por último, el proceso final de definición de la zonificación final a utilizar como propuesta para una integración de la misma en los procesos de planificación y ordenamiento territorial.

Se detallan los planteamientos teóricos, matemáticos e interpretativos, que permitieron determinar la amenaza o potencial sísmico para la zona, el modelamiento de la susceptibilidad a deslizamientos con base en la modificación del método Mora-Vahrson-Mora de Ruiz (2012), así como también la determinación de las unidades morfotectónicas. Esto permitirá la integración final de esas variables o etapas, para la zonificación final a proponer.

Los SIG fueron de suma importancia en este proceso, ya que permitieron mostrar datos georreferenciados en un mapa, realizar cálculos, modelar información y muchos procesos más; en este caso se hizo principalmente uso del software ArcGis. Para realizar estos procesos, es necesario contar con capas o coberturas espaciales de información, como, por ejemplo, información de fallas, litología, pendientes, cauces fluviales, humedad de la zona, localización de sismos, así como otros elementos que serán obtenidos de estudios previos, bases de datos disponibles o con acceso, o que sean generadas según la necesidad y disponibilidad de información.

3.3.2.1 Evaluación del potencial sísmico de la zona de estudio

El potencial sísmico y su amenaza en la zona se define como la posibilidad de que, en un intervalo de tiempo, pueda ocurrir un gran terremoto. Se busca indagar en el potencial de generación de terremotos y los casos más importantes, en términos de gestión de riesgo, definidos como el máximo terremoto posible para las estructuras tectónicas que se analizaron, de acuerdo con características geométricas, longitud, definición de trazas y registros históricos e instrumentales en cada una de las fuentes sísmicas.

Operacionalmente, esta variable será entendida como la descripción de los posibles peores escenarios, a partir de la propuesta de sismos de diseño, determinados con base en la profundización del estudio de las fuentes sísmicas, con sus periodos de recurrencia de acuerdo con las aproximaciones a su ciclo sísmico. La determinación de unidades morfotectónicas, ayudó a entender mejor el contexto de dichas fuentes sísmicas.

Para cumplir este objetivo se trabajó inicialmente como base del componente tectónico de la zona, el Atlas Tectónico de Costa Rica de Denyer et al. (2003), el cual se georreferenció y digitalizó con el fin de reconocer las trazas propuestas en ese acercamiento al área de estudio y los alrededores de influencia en la zona. Asimismo, se utilizó también una aproximación neotectónica más reciente y detallada, como lo es la propuesta por Montero et al. (2010), en la caracterización del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás, el cual también se georreferenció y digitalizó como base importante de las estructuras que se seleccionaron para estudio.

Posteriormente, se analizó con base en estudios previos, trabajo de campo y fotos e imágenes aéreas, el potencial sísmico de fallas como Viejo-Aguas Zarcas, Carbonera, Sabanilla y Ángel, orientadas de sudeste a noroeste y que bordean el volcán, en conjunto con las fallas San Miguel y Alajuela que delimitan el deslizamiento tectónico de la zona. Serán tomadas en cuenta posibles bifurcaciones o mejoras en la delimitación de las trazas de estas estructuras, así como también fallas secundarias asociadas que se consideren de interés; así aunado a esto se hizo inspección de la sugerencia de fallas que han sido propuestas en algunos estudios como inferidas, tales como las fallas Venecia y Toro.

Para la determinación de las unidades morfotectónicas, se utilizó como base metodológica el estudio de Velázquez et al. (2015). Este apartado, es relevante en la evaluación sísmica inicial, debido a que definirá las principales Unidades Morfotectónicas con base en estructuras tectónicas a tomar en cuenta para la determinación del potencial sísmico. Se aplicaron los siguientes pasos:

- Elaboración del modelo digital de elevación y sombreado, mediante el procesamiento en ArcMap para el análisis de la orientación estructural del relieve y como base para los cálculos morfométricos y de pendientes.
- Levantamiento morfométrico (análisis hipsométrico, profundidad de disección, ángulo de inclinación de las laderas, pendientes) y mapeo geomorfológico general.
- Interpretación de las fotografías e imágenes aéreas, tanto con la información LIDAR, como con otras fuentes disponibles de sensores de Radar e imágenes Carta y trabajo de campo, todo con miras a la identificación de rasgos estructuro-geológicos expresados en las formas del relieve.

- Análisis de los morfoelementos lineales y anulares del relieve, con el fin de complementar los sistemas de fallas y morfoalineamientos, y discriminar aquellas que no se expresen en el mismo.
- Análisis estructural de las relaciones litoestratigráficas del relieve y de precisión de los límites entre las unidades tectónico-volcánicas.
- Interpretación de los patrones estructurales de las redes hidrográficas con base en la interpretación y análisis de las Hojas topográficas Poás, Quesada, Aguas Zarcas y Río Cuarto de escala 1:50.000, del modelo digital del terreno y la información existente de las estructuras geológicas del área de interés.
- Determinación de las Unidades Morfotectónicas, a partir de la caracterización de los elementos morfotectónicos y morfoestructurales, tomando como referencia la expresión regional y local de las estructuras geológicas del relieve, principalmente fallas, cráteres, maares, conos volcánicos, entre otros.

El procedimiento de determinación del potencial o amenaza sísmica de la zona se resume de la siguiente manera:

- Identificación de las fuentes sísmicas dentro del área de influencia al área de estudio, que pueden tener efectos importantes dentro de la zona de interés.
- Definición de las características de las fuentes sismogénicas, de acuerdo con la localización de epicentros, magnitudes y profundidades de los sismos instrumentales e históricos,
- Evaluación de las trazas de las estructuras tectónicas y fallas presentes a partir de trabajo de campo y fotos e imágenes aéreas.
- Para la aproximación con el método probabilístico, se tiene como elemento básico el análisis estadístico de la frecuencia con que ocurren los eventos sísmicos y su relación con la tectónica, a partir de índices de sismicidad.

Para esta investigación, la finalidad de la adopción de ambos métodos (determinístico y probabilístico) es utilizar como referencia base el método determinístico y como respaldo de dicha información, añadir certidumbre, con base en los resultados que genere la aproximación al método probabilístico. Para efectos de este análisis probabilístico en particular, se consideraron únicamente las fuentes sísmicas regionales definidas en la zonificación sísmica propuesta por el Área de Sismología y Vulcanología del ICE en el año 2002 (Climent et al., 2002). Ese estudio, definió dos tipos de fuentes: a) superficiales

y b) subducción profunda, de las cuales las superficiales serán las de interés principal ya que se analizaron los sismos con menos de 40 km de profundidad.

Con base en el catálogo sismológico de la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR), se asignó la sismicidad asociada con cada una de ellas a la zona, y se calcularon los índices de sismicidad a y b, así como la tasa de ocurrencia anual (N) de eventos con magnitud mayor o igual a 3,0, siendo este el límite inferior a utilizar para la estimación. La magnitud del catálogo utilizado se dio en magnitud momento (Mw) y fue filtrada para eliminar el efecto de los eventos dependientes o réplicas. Posteriormente fueron determinados los niveles de atenuación y se estimó la amenaza sísmica probabilística en función de la aceleración pico del terreno a distintos periodos de retorno y con probabilidades de excedencia particulares. Todo esto se realizó con ayuda del software OpenQuake del grupo Global Model Earthquake (GEM).

Para la determinación del potencial sísmico de la zona, se busca lograr:

- Determinación del sismo máximo a esperar para cada fuente sismogénica, siguiendo tres criterios: uno estadístico, otro empírico y el último histórico, para que, comparando los tres criterios, se tome la decisión de la magnitud a utilizar en los sismos de diseño por cada fuente.
- Adaptación del resultado para aplicación como insumo en cuanto al factor de disparo por terremoto, según la metodología de susceptibilidad al deslizamiento por utilizar y sus implicaciones en el Ordenamiento Territorial.

3.3.2.2 Modelado de la susceptibilidad a deslizamientos

Este estudio se enfocó en el factor desencadenante o activo de los sismos, a partir de la evaluación de la amenaza o potencial sísmico de la zona. Se utilizaron factores de susceptibilidad o intrínsecos (*I*) que forman parte de las propiedades y comportamiento del medio, tal es el caso de la pendiente (*P*), su constitución litológica (*L*) y las condiciones usuales de su humedad natural (*H*). Por otra parte, los factores de disparo (*D*), son los que inducen un comportamiento dinámico activo que, a partir de las condiciones iniciales, generaron con mayor o menor intensidad los fenómenos decisivos de movilización de masas, acá se analizan la intensidad de los sismos (*S*) y de las lluvias (*L*) como factores de disparo.

1. Para cada uno de los parámetros anteriormente mencionados, se define un peso relativo y se determina la amenaza a deslizamientos (*AD*) como:

$$AD = I * D \quad (\text{Ecuación 1})$$

2. La susceptibilidad es definida como:

$$SUSC = P * L * H \quad (\text{Ecuación 2})$$

3. Los factores de disparo como:

$$DISP = S + Ll \quad (\text{Ecuación 3})$$

4. La susceptibilidad al deslizamiento final se puede definir de la siguiente manera, introduciendo las ecuaciones 2 y 3 en la ecuación 1:

$$AD = (P * L * H) * (S + Ll) \quad (\text{Ecuación 4})$$

5. Desglosando por aparte la relación con los posibles disparadores:

$$AD(S) = (P * L * H) * S \quad (\text{Ecuación 5})$$

$$AD(Ll) = (P * L * H) * Ll \quad (\text{Ecuación 6})$$

La ventaja de basarse en el método de Ruiz (2012) sobre otros modelos de susceptibilidad es que se puede aplicar a diferentes sismos someros con distintas características en ubicación, profundidad y magnitud, realizándosele una conversión para asignar un peso entre 1-7 según los valores asignados por Mora et al. (2002). Entonces según esta nueva metodología, considerada como la más funcional para el presente estudio, la amenaza a deslizamientos se podría ver como:

$$AD = (P * L * H) * DT \quad (\text{Ecuación 7})$$

Quesada y Barrantes (2017), utilizan cuatro parámetros morfométricos: la densidad de la disección (d), la profundidad de la disección (p), la energía del relieve (E), y la erosión total (ET). El modelo morfométrico de susceptibilidad a procesos de ladera (SPL), se expresa de la siguiente forma:

$$SPL = \frac{d + p + E + ET}{4} \quad (\text{Ecuación 8})$$

Para la integración del método de Quesada y Barrantes (2017), con el método de Ruiz (2012), se propone utilizar los parámetros densidad de disección (d) y profundidad de disección (p), ya que estos no los valora el método Mora-Vahrson, sobre el cual Ruiz (2012) basa su modelo, y en un clima como el de Costa Rica es muy importante para

valorar la susceptibilidad de las laderas. Los parámetros morfométricos (M) se expresaron de la siguiente manera:

$$M = \frac{d + p}{2} \quad (\text{Ecuación 9})$$

Los parámetros morfométricos seleccionados (M), serán utilizados en sustitución del parámetro de susceptibilidad litológica (L) del método de Ruiz (2012), ya que se pretende evitar asignar un doble peso a la litología, previendo que tanto la densidad como la profundidad de disección, están fuertemente relacionados con las unidades litológicas y sus edades. Se tomaron los parámetros morfométricos como parte de las propiedades y comportamiento del medio, en conjunto con los otros factores intrínsecos (I). Entonces, retomando la ecuación 7 donde se enfatiza en el disparo sísmico (DT), la relación para determinar la amenaza a deslizamientos que se utilizó como propuesta en esta investigación es la siguiente:

$$AD = (P * H * M) * DT \quad (\text{Ecuación 10})$$

Según lo mencionado anteriormente, el proceso en este apartado se vendría suscitando de la siguiente manera:

- Generación de un modelo de elevación digital de terreno y su posterior cálculo o generación de mapa de pendientes (P), basado en siete clases de pendiente de (0 ; $0,1-4^\circ$; $4-8^\circ$; $8-16^\circ$; $16-35^\circ$; $35-55^\circ$ y $>55^\circ$) a las cuales se les asigna un peso de entre 0 y 6 , siendo 0 lo menos susceptible y 6 lo más susceptible.
- La forma original de estimación del parámetro humedad natural (H) es a partir de un balance hídrico general con base en registros de precipitación por mes. Se propone variar el cálculo de este factor para obtener más detalle del área de estudio, esto con base en las provincias de humedad, en específico del índice hídrico de las mismas (Herrera, 1985), fundamentado en los tipos de clima para Costa Rica determinados con base en balances hídricos. El índice hídrico (Im) se determina de la siguiente forma:

$$Im = \left(\frac{P}{ETP} - 1 \right) \times 100 \quad (\text{Ecuación 11})$$

Donde P es la precipitación media anual (mm) y ETP es la evapotranspiración potencial anual (mm). En el Cuadro 1, se presentan los valores de índice hídrico para cada provincia de humedad y los pesos propuestos para las mismas.

Cuadro 1. Valoración del parámetro Humedad natural (H) con base en las provincias de humedad y sus índices hídricos.

<i>Peso</i>	<i>Provincia de humedad</i>	<i>Índice hídrico (%)</i>
1	Subhúmedo seco	0
2	Subhúmedo húmedo	20 – 0
3	Húmedo	20 – 100
4	Muy húmedo	100 – 300
5	Excesivamente húmedo	300 - 600

Fuente: Modificado de Herrera (1985)

- Para la inclusión de los parámetros morfométricos (*M*) a utilizar:
 - La densidad de disección (*D*) se determina trazando todos los cauces fluviales que hay en las cuencas dentro el área de estudio y se calculó la concentración de ríos por unidad de área.
 - La profundidad de disección (*p*), se explica como la altura entre el talweg y la ruptura de pendiente más representativa y próxima a la ladera inferior del valle (por unidad espacial mínima en metros).
 - Para combinar las variables estas serán estandarizadas por medio de la estandarización omega (\bar{O}) (Velázquez y Celemín, 2011; Buzai, 2013). De esta forma todas las variables se expresan en valores entre 0 y 1, sin perder información de los valores extremos.
 - Finalmente se establecen clases que representan a los parámetros morfométricos seleccionados (*M*), para lo que se proponen 5 valoraciones siendo consistentes con los demás parámetros de susceptibilidad que establecen Mora et al. (1992). Esto se realizó a partir de una división de cinco rangos por medio del método estadístico de cuartiles.
- Determinación del disparador sísmico (*DT*) a partir de la evaluación de la amenaza sísmica realizada y los sismos de diseño propuestos, transformando los valores de PGA a Intensidad Mercalli Modificada de Linkimer (2008) y convirtiendo el valor obtenido para asignar un peso entre 1-7 según los valores asignados por Mora et al. (2002). Este proceso se realizó de la siguiente forma:

- El cálculo del factor del terremoto disparador (DT) se deriva de un proceso que inicia con el cálculo de la atenuación de aceleración máxima del terremoto que disparó los deslizamientos. Para este punto, se utilizó la fórmula de la atenuación de la aceleración de Schmidt (2010) para terremotos corticales en Costa Rica:

$$\log_{10}(PGAa) = cb1 * cb2 * (Mw) * cb3 * \log_{10}\sqrt{(d^2 + cb4^2)} + s * cb5 + h * cb6$$

(Ecuación 12)

Las variables cb son constantes (cb1 = 0,15454, cb2 = 0,48743, cb3 = 1,03269, cb4 = 3,83891, cb5 = 0,21489 y cb6 = 0,11115), Mw es la magnitud de momento del terremoto disparador, d es la distancia hipocentral, y los valores para s y h dependen del tipo de suelo donde se aplicó la fórmula.

- Los valores de PGAa que se obtengan de la ecuación anterior para cada punto de la grilla del área de estudio, serán agrupados en los rangos de intensidad MM propuestos por Wald et al. (1999) y Linkimer (2008).
- Para transformar los valores de PGAa asociados a los rangos de peso propuestos por Mora et. (1992) para el factor disparador, se utilizó una fórmula empírica con un mejor ajuste logarítmico.

$$DT = 1,2597 * \ln(PGAa) - 1,2517 \quad (\text{Ecuación 13})$$

En el Cuadro 2, se presentan los valores obtenidos para este parámetro

Cuadro 2. Valoración del parámetro Disparo por Terremoto (DT)

<i>Peso</i>	<i>Intensidad</i>	<i>Rango PGA max (cm/s²)</i>
1	III	4.9 - 13.3
2	IV	13.3 - 36.0
3	V	36.6 - 80.3
4	VI	80.3 - 146.7
5	VII	146.7 - 268.0
6	VIII	268.0 - 638.8
7	IX	> 638

Fuente: Modificado de Ruíz (2012)

- Clasificación de la susceptibilidad para cada uno de los parámetros y la susceptibilidad general al deslizamiento según las cinco clases que propone la metodología MVM (1992), (Cuadro 3), con base en la ecuación 10.
- Puesta en marcha de los procesos de modelado de la susceptibilidad al deslizamiento en el sistema de información geográfica (ArcMap 10.4).

Cuadro 3. Clasificación de la amenaza a deslizamientos con base en método Mora-Vahrson-Mora.

Clase	Calificativo de susceptibilidad	Características
I	Muy Baja	Sectores estables, no se requieren medidas correctivas. Se debe considerar la influencia de los sectores aledaños con susceptibilidad de moderada a muy alta.
II	Baja	Sectores estables que requieren medidas correctivas menores, solamente en caso de obras de infraestructura de gran envergadura. Se debe considerar la influencia de los sectores aledaños con susceptibilidad moderada a muy alta.
III	Moderada	No se recomienda la construcción de infraestructura si no se realizan estudios geotécnicos y se mejora la condición del sitio. Las mejoras pueden incluir: movimientos de tierra, estructuras de retención, manejo de aguas superficiales y subterráneas, reforestación, entre otros.
IV	Alta	No se recomienda la construcción de infraestructura, para su utilización se deben realizar estudios de estabilidad a detalle y la implementación de medidas correctivas.
V	Muy Alta	No se recomienda la construcción de infraestructura, se recomienda usos como áreas de protección

Fuente: Modificado de Mora, Vahrson & Mora (1992)

3.3.2.3 Zonificación final de la amenaza al deslizamiento

La zonificación final que está propuesta en esta investigación busca la integración de los apartados anteriormente descritos, de manera tal que se logre:

- ❖ Una evaluación de la amenaza sísmica en la zona y su potencial, tomando en cuenta las fuentes sismogénicas principales dentro de la misma y con la clasificación de unidades morfotectónicas-volcánicas locales.

- ❖ Una identificación de la susceptibilidad al deslizamiento en el área de estudio, con base en una integración de la metodología seguida por Ruiz (2012) y unas de las variables morfométricas aplicadas por Quesada y Barrantes (2017). Ambos métodos ya han sido probados en sectores aledaños al área de estudio.
- ❖ Una validación del método y modelado que se propone en este estudio, con el catálogo de deslizamientos, producto del terremoto de Cinchona en 2009 (terremoto más grande en el área en el pasado reciente) a partir de la base de datos aportada por el Programa de Geomorfología Ambiental, de la Escuela de Ciencias Geográficas de la UNA.
- ❖ Una sobreposición del catálogo de deslizamientos provocados por el terremoto de Cinchona para el área de estudio, sobre las unidades morfotectónicas-volcánicas que se determinen, de tal manera que se pueda apreciar si existe o no alguna relación entre dichas unidades y los deslizamientos.
- ❖ Escenarios de amenaza a deslizamientos en la zona que tomen en cuenta distintos sismos de diseño determinados de acuerdo con la evaluación de la amenaza sísmica en la zona.
- ❖ Un mapa de zonificación final de la amenaza a deslizamientos en la zona, donde se consideró cubrir los peores escenarios posibles determinados según la indagación del potencial sísmico de cada falla analizada, generando una simplificación en tres categorías de la integración de los casos estudiados (Baja, Moderada y Alta amenaza).
- ❖ Análisis descriptivo de la vulnerabilidad física del área de estudio con base en el mapa de zonificación final generado.
- ❖ Elaboración de recomendaciones con respecto al ordenamiento territorial en la zona y la gestión local del riesgo. Por esto, serán propuestos posibles lineamientos que sean pertinentes con esta temática, para cada una de las tres categorías finales con las que se cuente, contrastando las mismas con la situación actual de dichas zonas.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Evaluación del potencial sísmico de la zona de estudio

Esta sección describe los procedimientos para aproximar el potencial sísmico y el peligro que este factor representa para la zona de estudio, especialmente enfocado en su efecto como disparador de deslizamientos.

4.1.1. Análisis de la sismicidad

Sismicidad Instrumental

Para el análisis de la sismicidad se contó con los registros de la Red Sismológica Nacional de Costa Rica, desde 1975 hasta el 2018. Se utilizó como referencia la zona sísmica “Cordillera Volcánica Central y Valle Central” o Zona C6 (Figura 3) (Climent et al., 2008). En total se tienen 7789 sismos con registro instrumental.

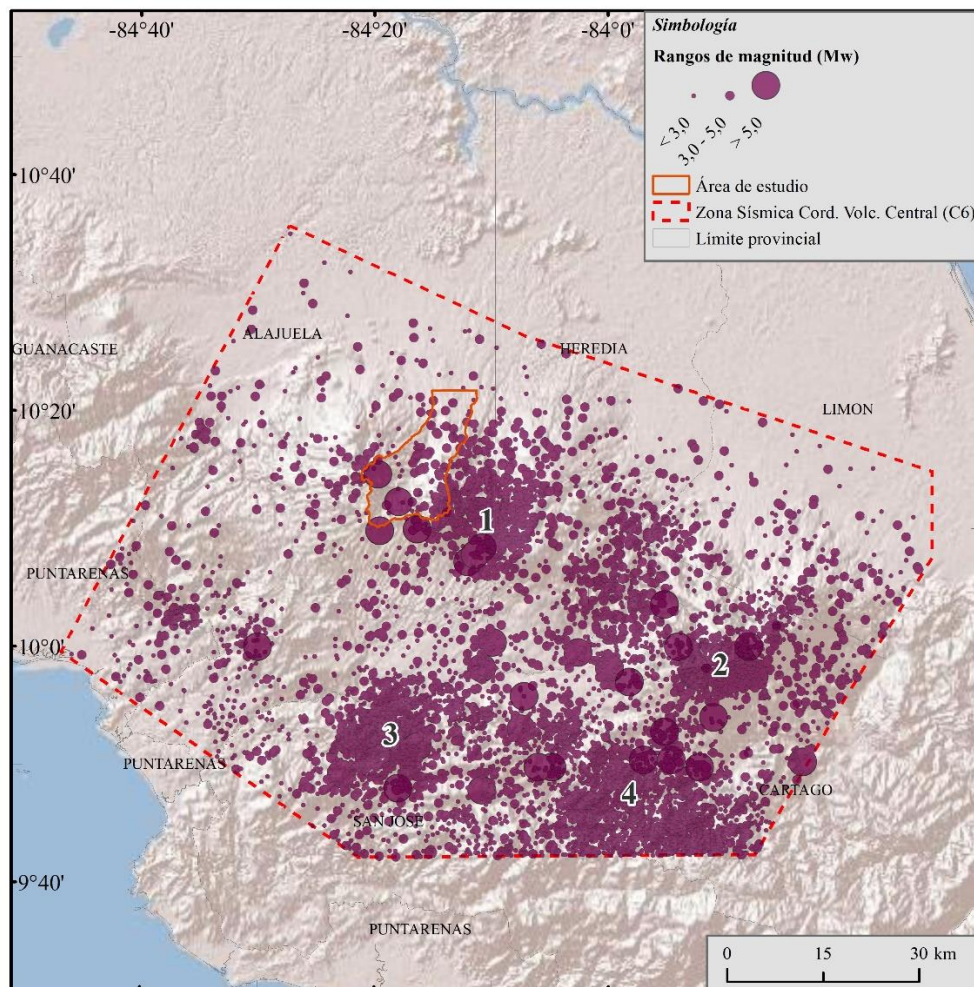


Figura 3. Zona sísmica Cordillera Volcánica Central y su sismicidad asociada entre 1723-2018. Los números resaltan las 4 zonas de mayor densidad de sismos.

Fuente: Elaborado con base en el catálogo sísmico de la RSN.

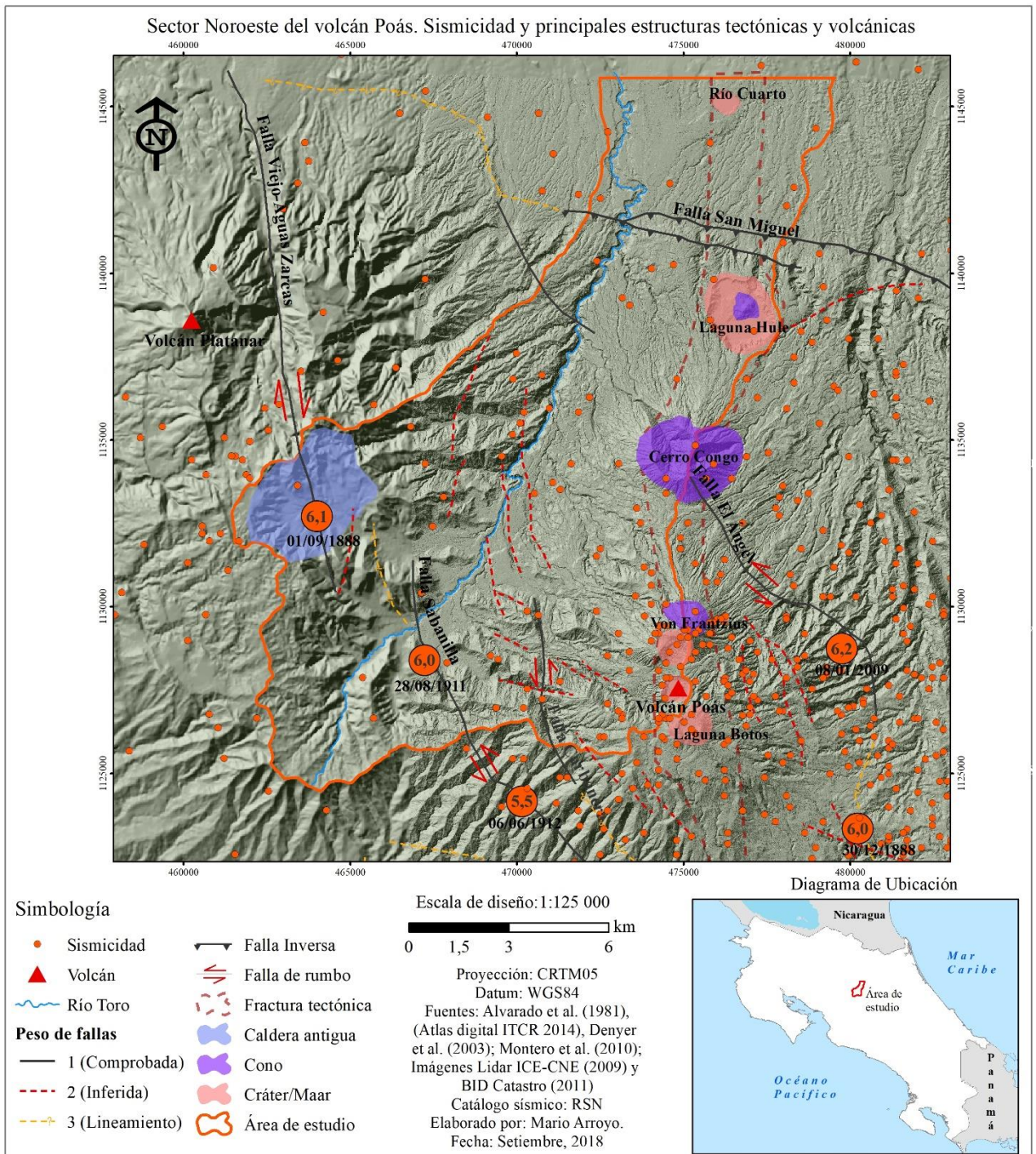
La Figura 3 muestra cuatro sectores con mayor tasa de sismicidad o densidad de sismos para esta zona sísmica. Estas altas densidades están relacionadas, 1: Sismicidad asociada al fallamiento en los edificios volcánicos del Poás y Barva; 2: Sismicidad asociada al fallamiento en los edificios volcánicos del Turrialba e Irazú; 3: Sectores de Puriscal, Escazú y Santa Ana con alta sismicidad producto de los enjambres sísmicos de Puriscal de inicios de los 90 y a fallas como la San Antonio-Picagres, la Falla Víbora, y las fallas Jaris y Candelaria); 4: Sectores sur de San José y Cartago, al sureste de esta zona sísmica, donde la sismicidad está relacionada principalmente con el sistema de fallas asociado a la Falla Aguacaliente.

Los sismos analizados son los superficiales (profundidad ≤ 40 km). El Mapa 2 muestra la distribución espacial de la sismicidad y resalta los sismos históricos que han sido sobresalientes para la zona de estudio. Como se puede apreciar, los sismos tienden a agruparse en relación con las estructuras neotectónicas. En este sentido, se observa una concentración de epicentros próximos al límite este del área de estudio, relacionados en su mayoría con la Falla Sabanilla, Viejo-Aguas Zarcas y El Ángel, en específico para esta última falla, resalta el sismo de Cinchona en 2009 de 6,2 Mw. En general toda la zona responde a una alta sismicidad que también se ha relacionado con el Cinturón Deformado del centro de Costa Rica (CDCCR) y a su vez corresponde con el sector 1 demarcado en la Figura 3, uno de los sectores de más alta tasa de sismicidad para la zona sísmica C6.

Sismicidad Histórica

La sismicidad histórica utilizada responde principalmente a la recopilación hecha por Rojas (1993) y, además, para los sismos más importantes, se consultaron trabajos previos (Climent et al., 2006; Montero et al., 2010; Montero y Morales, 1988;). En total se tienen 36 sismos históricos para la zona C6. La distribución de los sismos en torno al volcán Poás, responde principalmente a las fallas Viejo-Aguas Zarcas, Ángel y Sabanilla (Mapa 2).

Entre los terremotos históricos más importantes que han afectado o han sido próximos al área de estudio destacan el del 15 de febrero de 1772, el de Fraijanes del 30 de diciembre de 1888, el del 28 de agosto de 1911, el del 6 de junio de 1912 y el del 1 de setiembre de 1955, los cuales, junto con el sismo de Cinchona del 8 de enero de 2009, se detallan en el Cuadro 4, con su falla de origen asociada según Montero et al. (2010).



Mapa 2. Contexto tectónico del área de estudio y sismicidad asociada.

Cuadro 4. Principales sismos aledaños al área de estudio.

<i>Fecha</i>	<i>Magnitud (Mw)</i>	<i>Falla asociada</i>
15/02/1772	6,0	El Ángel o Sabanilla
30/12/1888	6,0	El Ángel
28/08/1911	6,0	Sabanilla
06/06/1912	5,5	Sabanilla
01/09/1955	6,1	Viejo-Aguas Zarcas
08/01/2009	6,2	El Ángel

Fuente: Modificado de Montero et al. (2010) y magnitudes tomadas de Ruiz (2012).

4.1.2. Valoración del potencial sísmico

Diversos estudios han tratado de cartografiar las fallas geológicas presentes en Costa Rica. Uno de los más importantes es el Atlas tectónico de Denyer et al. (2003), el cual representa uno de los mayores esfuerzos por realizar la cartografía en este ámbito para todo el país. Este mapa representa una base muy importante, complementado con algunos otros mapas de fallas y/o estructuras tectónicas más específicos y con mayor detalle para el área de estudio, como lo son el de Montero et al. (2010) o el de Ruiz (2012).

En el Mapa 2 se muestra una recopilación de estos estudios enfocados en las fallas geológicas propuestas en cada uno de ellos. Las fallas en muchos de los casos se trazan como comprobadas, inferidas o lineamientos, en ese mismo orden, se les asignó pesos 1, 2 y 3, para ser tomados en cuenta en los análisis e interpretaciones. Se realizó un chequeo de la sobreposición de las trazas entre cada una de las propuestas en estos estudios y con base en criterio propio, se determinó el mejor ajuste de la traza a partir de fotointerpretación de las mismas para las fallas comprobadas y sus lineamientos asociados, de mayor interés en el área de estudio (San Miguel, Sabanilla, Viejo-Aguas Zarcas y El Ángel).

En el área de estudio se identifican seis fallas señaladas como comprobadas y reafirmadas en distintos estudios previos a este (Montero et al., 2010, Montero, 2001, Barrantes y Saucedo 2016, Borgia et al., 1990, Barquero, 2009, Denyer et al., 2003, Ruiz, 2012, entre otros), estas son: Alajuela, San Miguel, El Ángel, Sabanilla, Viejo-Aguas Zarcas y Carbonera. Además, hay dos fallas que solo se señalan en algunos estudios, como la Zarcero y la Venecia, así como otros lineamientos importantes como el que se presenta en el Río Toro, que se ha llegado a asociar con una posible falla (Barquero, 2009).

Falla Alajuela: falla de tipo inversa con un prominente escarpe relacionado con un pliegue asociado a la propagación de la misma. Interpretada por primera vez como falla inversa por Borgia et al. (1990), que según Montero et al. (2010) tiene una edad de entre 322 a 40 ka. Tiene un rumbo E-W y W-NW, extendiéndose por unos 20 km.

Falla San Miguel: falla inversa con un escarpe bastante rectilíneo, relativamente poco disectado, juvenil y con facetamiento rectangular en algunos sectores. Tiene un rumbo general N70°W y una longitud cercana a los 15 km (Montero et al., 2010).

Falla El Ángel: falla de rumbo que varía en su rumbo entre N70°W y N-S. Se extiende por más de 20 km según Montero et al. (2010). Muestra escarpes facetados al este y al oeste, así como valles lineales localmente, ríos desplazados y sillas de falla, y parece tener componente dextral y normal (Barquero, 2009). Esta es la falla asociada al terremoto de Cinchona del 8 de enero de 2009.

Falla Sabanilla: definida por primera vez por Montero et al. (2010), la consideran responsable de los terremotos de 1911 y 1912. Tiene una extensión de alrededor de 25 km con un rumbo NW. Se presume según esos mismos autores que sería una falla de rumbo de tipo dextral, a falta de verificación con más evidencias estructurales de la misma.

Falla Viejo-Aguas Zarcas: según Montero et al. (2010), es una falla de rumbo NNW-SSE, que inicia cerca del volcán Viejo y con una longitud 25 km, a su vez atraviesa una antigua caldera señalada en Denyer et al. (2003).

Falla Carbonera: falla de rumbo NNW, dextral, con unos 6,5 km de longitud. Su continuidad hacia el sur no es clara debido a los depósitos volcánicos del Cuaternario. Presenta prominentes escarpes que en parte definen una garganta de falla y divisorias de aguas ligeramente desplazadas. Esta falla es identificada principalmente por evidencias geomorfológicas y geofísicas (Montero et al., 2010).

Las fallas comprobadas en estudios previos y con mayor influencia directa como fuentes posibles de terremotos por estar ubicadas casi en su totalidad en el área de estudio, son la San Miguel, la Viejo-Aguas Zarcas, la Sabanilla y la Carbonera. A su vez, la propuesta de la Falla Venecia que se hace en algunos estudios o la posible existencia de una falla sobre el Río Toro también serían de importancia para el análisis de la zona de estudio.

En esta investigación se asocia el trazo que se le propone a la Falla Venecia, como una continuación de la Falla El Ángel hacia el NW, así como lo habían hecho Montero et al. (2010). Con respecto al lineamiento del Río Toro, a pesar de que no se tienen aún evidencias estructurales de una falla, con base en patrones geomorfológicos como facetas y alineamientos, así como un aparente control estructural de los afluentes que llegan al Río Toro, que a su vez muestran una tendencia relativamente transversal al lineamiento observado en el río, se propone estas fallas inferidas (peso 2), como un patrón de ramificación y continuación de la Falla Carbonera hacia el NW. A este conjunto que se le denominará para efectos de este trabajo sistema Toro-Carbonera.

Para la valoración determinística del potencial sísmico del área de estudio, lo que se busca es aproximar el sitio del futuro epicentro para cada falla y la máxima magnitud estimada para la misma, con base en su longitud o traza de falla propuesta, según la relación empíricas entre longitud de la falla y magnitud de Wells y Coppersmith (1994), quienes, para fallamiento de rumbo, para fallas normales y para fallas inversas serían las siguientes ecuaciones:

$$M_w = 5,16 + 1,12 * \log(SRL) \quad (\text{fallas de rumbo}) \quad \text{Ecuación 13}$$

$$M_w = 5,00 + 1,22 * \log(SRL) \quad (\text{fallas inversas}) \quad \text{Ecuación 14}$$

$$M_w = 4,86 + 1,32 * \log(SRL) \quad (\text{fallas normales}) \quad \text{Ecuación 15}$$

Dónde: M_w es la magnitud momento, y SRL es la Longitud de Ruptura Superficial. En el Cuadro 5 se presentan los resultados de la estimación del potencial sísmico de las principales fallas que están dentro o muy cercanas al área de estudio, basado en las diferentes longitudes propuestas para estas fallas, como se muestra en las ecuaciones 13, 14 y 15.

Del cuadro 5, se muestra que para las fallas Ángel, Viejo Aguas-Zarcas y Sabanilla se podrían esperar magnitudes de interés superiores a 6,0, como ya ha pasado históricamente en las mismas (Cuadro 4) y hasta de 6,7 M_w . Resaltan las fallas Viejo-Aguas Zarcas y Sabanilla al encontrarse casi en su totalidad dentro del área de estudio. También se debe considerar la Falla San Miguel con una magnitud máxima de 6,4 M_w y la Falla Carbonera y el sistema de fallas menores propuesto Toro-Carbonera con magnitudes máximas que rondan 6,0 M_w .

Cuadro 5. Magnitud máxima según Wells y Coppersmith (1994).

Falla	Tipo de falla	Longitud trazo (km) con base en literatura	Magnitud máxima (Mw) Wells y Coppersmith (1994)
<i>Alajuela</i>	Inversa	20	6,6
<i>San Miguel</i>	Inversa	15	6,4
<i>Ángel</i>	Rumbo	22,6	6,7
<i>Sabanilla</i>	Rumbo	25	6,7
<i>Viejo-Aguas Zarcas</i>	Rumbo	25	6,7
<i>Carbonera</i>	Rumbo	6,5	6,1
<i>Toro-Carbonera*</i>	Rumbo	5	5,9

Fuente: Elaboración propia con base en Montero et al. (2010) y Barrantes y Saucedo (2016). *Sistema de fallas menores inferido.

Para complementar el criterio determinístico en la escogencia de la magnitud del sismo de diseño, se hace uso de una aproximación probabilística de tipo estadística basada en la relación Gutenberg-Richter. La relación Gutenberg y Richter (1944) muestra la distribución relativa del tamaño de los sismos. Esta relación está definida por:

$$\log(N) = a - b * M \quad \text{Ecuación 16}$$

Donde los parámetros a y b corresponden con la ordenada en el origen y la pendiente, respectivamente. Mientras que N hace referencia a la tasa anual de sismos de una magnitud dada. De acuerdo con esta relación, los sismos grandes son poco frecuentes en comparación con los pequeños y conservan una estricta relación proporcional entre ellos. El Gráfico 1, muestra la relación entre la cantidad de eventos y las magnitudes asociadas.

Para estimar los valores de a y b se utilizó el software Open Quake del grupo Global Model Earthquake (GEM). Este software permite procesar los catálogos sísmicos y realiza análisis estadísticos de los mismos, entre los cuales destaca, por ejemplo, gráficos densidades de eventos según sus magnitudes en el tiempo (Figura. 4) y gráficos como histogramas de densidad de probabilidad de profundidades y de acumulativa de momento sísmico escalar (M_0) de cada terremoto de la zona sísmica C6 (Figura 5).

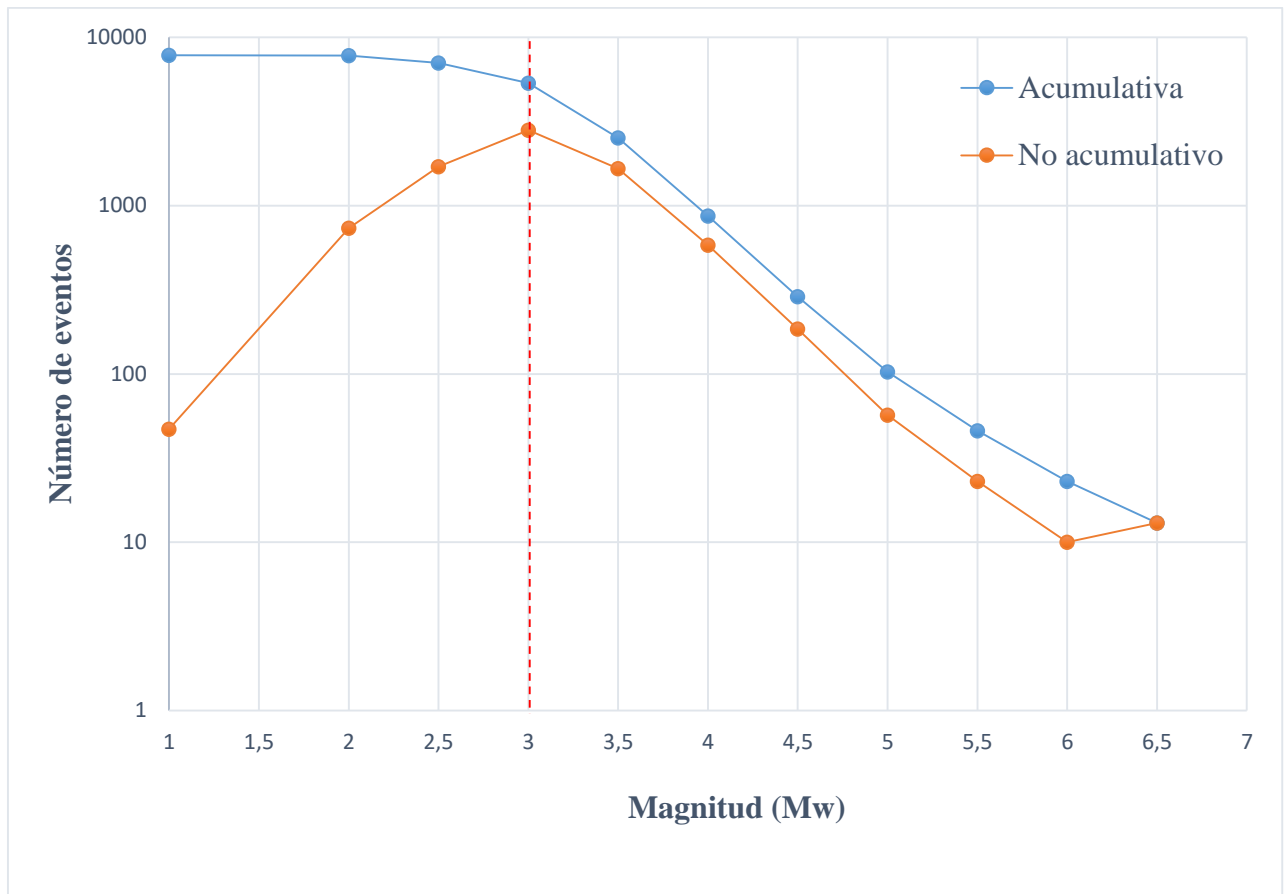


Gráfico 1. Relación Magnitud vs número de eventos para el de la zona sísmica C6, según Climent et al. (2008).

Fuente: Elaboración propia con base en el Catalogo sísmico RSN.

Estos gráficos permiten identificar a simple vista las mejoras en los sistemas de localización de sismos y a su vez exploran los niveles de certeza y su mayor capacidad de detección en el tiempo. Mediante estos sistemas se aprecia un aumento en el número de eventos de cada magnitud, el cual está relacionado en principio con la llegada de la instrumentación sísmológica (Figura 4. C y D) y posteriormente con el crecimiento de la red sísmica en el tiempo. Es evidente la mejora que se presenta a partir de los años 90, con base en una mayor cantidad de estaciones y una red más densa de las mismas, así como el cambio en tecnología de registros analógicos a digitales en la Red Sísmológica Nacional.

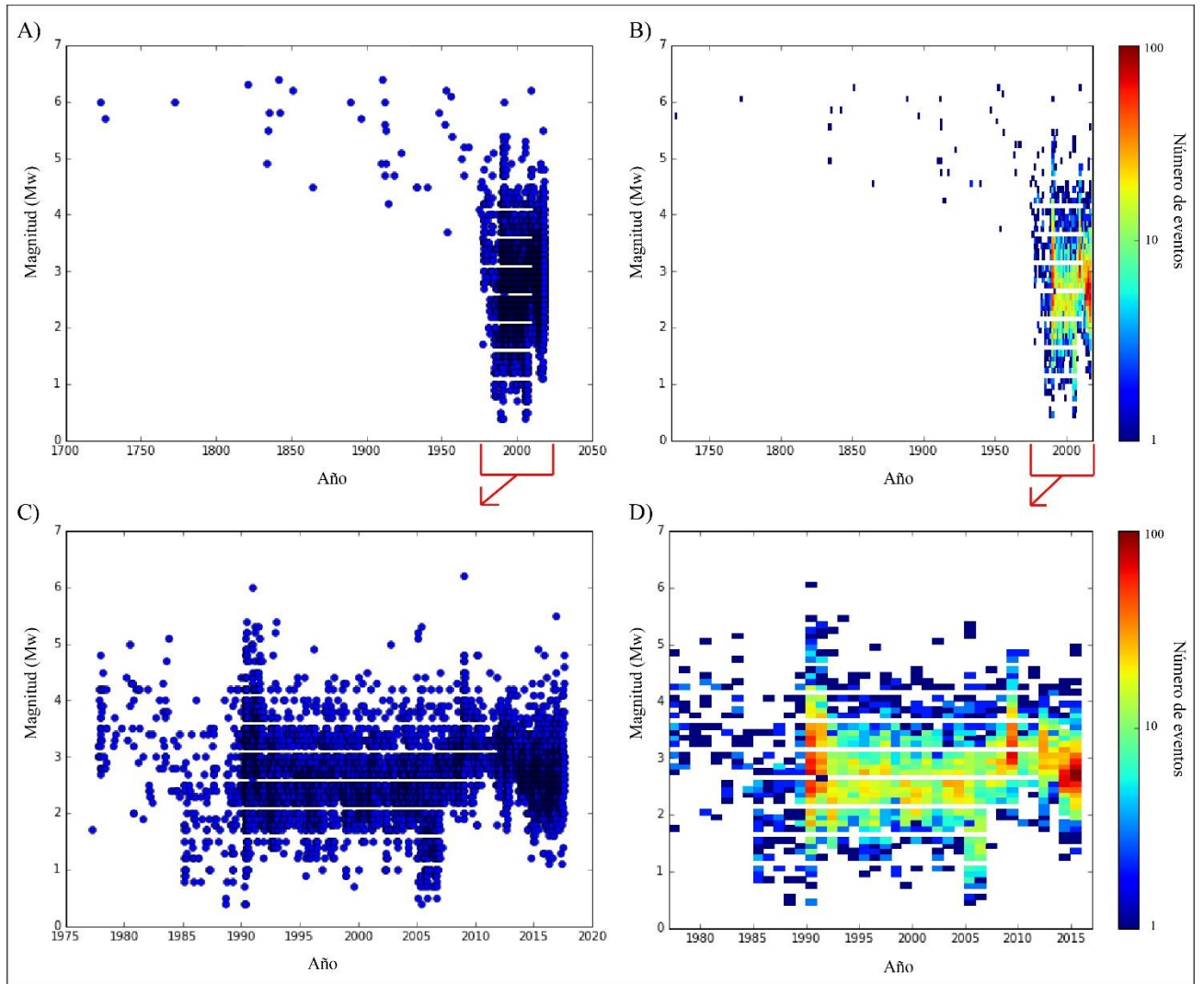


Figura 4. A y B: Densidad de eventos sísmicos registrados tanto del catálogo histórico como instrumental (1723-2018) de la RSN para la zona sísmogénica Cordillera Volcánica Central (C6). C y D: Densidad de eventos sísmicos registrados del catálogo instrumental (1975-2018) de la RSN para la zona sísmogénica Cordillera Volcánica Central (C6). Fuente: Elaboración propia con base en el Catálogo sísmico RSN.

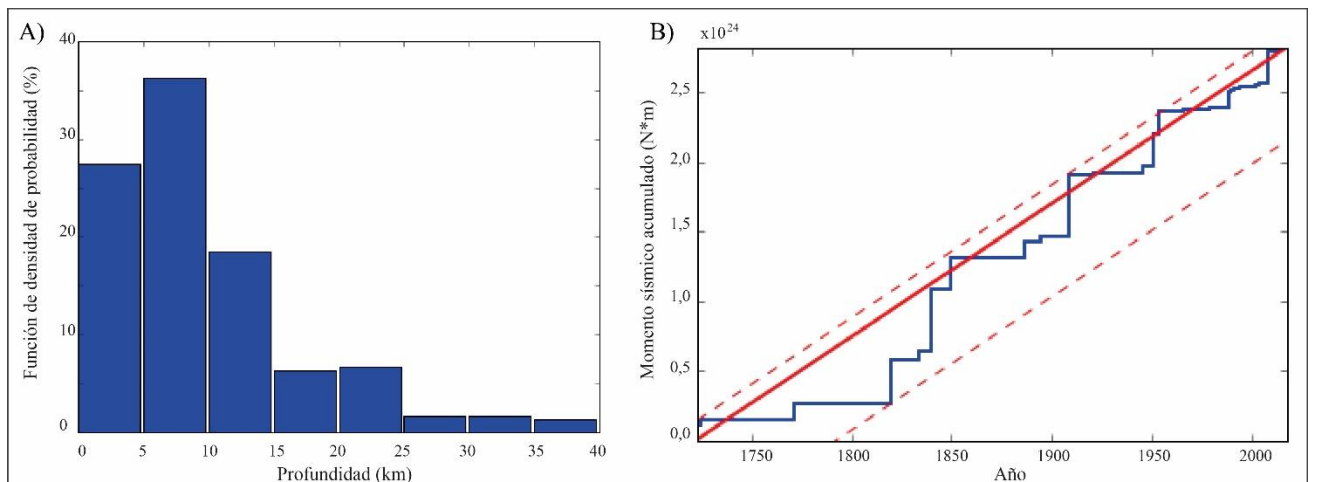


Figura 5. A) Histograma de Funciones de densidad de probabilidad de profundidades con base en la sismicidad registrada (1723-2018). B) Momento sísmico (M_0) acumulado para la zona sísmica Cordillera Volcánica Central (C6). Fuente: Elaboración propia con base en el Catálogo sísmico RSN.

El histograma de densidad de probabilidad de profundidades (Figura 5. A), parte de los registros sísmicos de la zona y supone una mayor probabilidad de ocurrencia de eventos entre los 0 y los 10 km de profundidad, para los cuales se muestra un porcentaje de probabilidad de alrededor del 65%. La acumulativa del momento sísmico escalar es la suma del momento sísmico escalar de cada terremoto (Figura 5. B), donde los grandes saltos en la cumulativa en el eje vertical implican grandes liberaciones de energía en términos de Newton-metro (N*m), es decir, grandes terremotos. En el caso de la zona de estudio resaltan en particular los principales terremotos reseñados en el Cuadro 4.

El cálculo de los parámetros sísmicos de la Ley de Gutenberg-Richter por medio de una regresión de mínimos cuadrados contradice la suposición de que los datos son independientes ya que dicha relación asocia las variables entre sí y hace que pierdan en buena parte su independencia (Naylor et al., 2010). Debido a ello, el método más aceptado es el de máxima verosimilitud, propuesta por Aki (1965), en la cual se asume que los datos son distribuidos exponencialmente y que la magnitud máxima es infinita (p.e., lo más probable es que la muestra sobre la que se calcula el valor de b no es suficientemente grande para probar la máxima magnitud). La estimación por este método, consiste en buscar el valor de b que maximice la función de probabilidad, por medio de la fórmula:

$$b = \frac{\log e}{Mm - (MC - \Delta m/2)}$$

Donde Mm es la magnitud media del grupo de sismos a partir de la MC y Δm es el ancho del intervalo de magnitud analizado (Naylor et al., 2010). Open Quake, puede realizar este cálculo con varios métodos que tiene incorporados, los cuales se basan en Aki (1965), en específico para este estudio se utilizó el método de Weichert (1980), el cual considera o subdivide el catálogo en subcatalogos al momento de determinar los parámetros, esto con el fin de incorporar o disminuir un poco la incertidumbre que genera el mejoramiento en el tiempo de las estaciones y sus implicaciones en los catálogos sísmicos.

En este estudio se determinó una magnitud de corte de 3,0 Mw, con base en el análisis del Gráfico 1. Esta magnitud de corte a partir de la cual se hará el cálculo de los parámetros de la Ley de Gutenberg-Richter, coincide con cálculos de magnitud de completitud para este mismo catálogo de la RSN, donde en Arroyo et al. (2017) se explora la magnitud de completitud (MC) en el tiempo y se determina que desde 1995 el catálogo es completo a partir de 3,0 Mw. El método de Weichert (1980) incorpora la disminución

de incertidumbres y permite utilizar catálogos con diferencias en el tiempo y espacio en su magnitud de completitud.

El catálogo a utilizar para la zona sísmica C6 (Cordillera Volcánica Central de Costa Rica), contiene 7825 eventos, los cuales se procesaron en el software Open Quake, para realizar el proceso de filtrado de eventos dependientes y dejar únicamente los sismos que siguen una distribución Poissoniana. Este proceso se realizó con la metodología de Gardner y Knopoff (1974), el cual es un método que utiliza ventanas temporales y espaciales según la magnitud del sismo principal (M), donde a partir de fórmulas previamente establecidas, se define una distancia o radio en km (d) referida a la ubicación del sismo y un tiempo en días (t) antes y después del evento principal. Este método es de los más aceptados y utilizados mundialmente para este proceso y se cuenta con tablas específicas definidas por las fórmulas:

$$d = 10^{0.1238 * M + 0.983} \text{ [km]} \quad (Ecuación 17)$$

$$t = \begin{cases} 10^{0.032 * M + 2.7389}, & \text{si } M \geq 6,5 \\ 10^{0.5409 * M - 0.547}, & \text{si } M < 6,5 \end{cases} \quad (Ecuación 18)$$

Realizando este proceso, de los 7825 sismos entre 1723 a 2018, quedaron como eventos independientes o principales, libres de réplicas y premonitores solo un 14,4%, es decir 1126 sismos (Figura 6). A partir de los eventos principales se determinaron los valores de a y b con el método de Weichert (1980), y se calculó la máxima magnitud inferida a partir del momento sísmico acumulativo, el cual, convierte desde Magnitud momento (Mw) a Momento sísmico (Mo) cada evento, posteriormente suma todos los momentos sísmicos y ese total de Mo lo vuelve a convertir a Mw, lo que correspondería a una aproximación de la máxima magnitud para la zona sísmica bajo estudio. El Cuadro 6, muestra los valores obtenidos, los cuales especialmente para el valor de b y la máxima magnitud inferida, concuerdan muy bien con obtenidos en estudios previos como en Alvarado et al. (2017).

Cuadro 6. Resumen de parámetros sísmicos y máximas magnitudes inferidas y observadas para la zona sísmica Cordillera Volcánica Central C6 (Figura 3).

Parámetros sísmicos		Máxima magnitud (Mw)	
a	3,59	Inferida	6,8
b	0,82	Observada	6,4

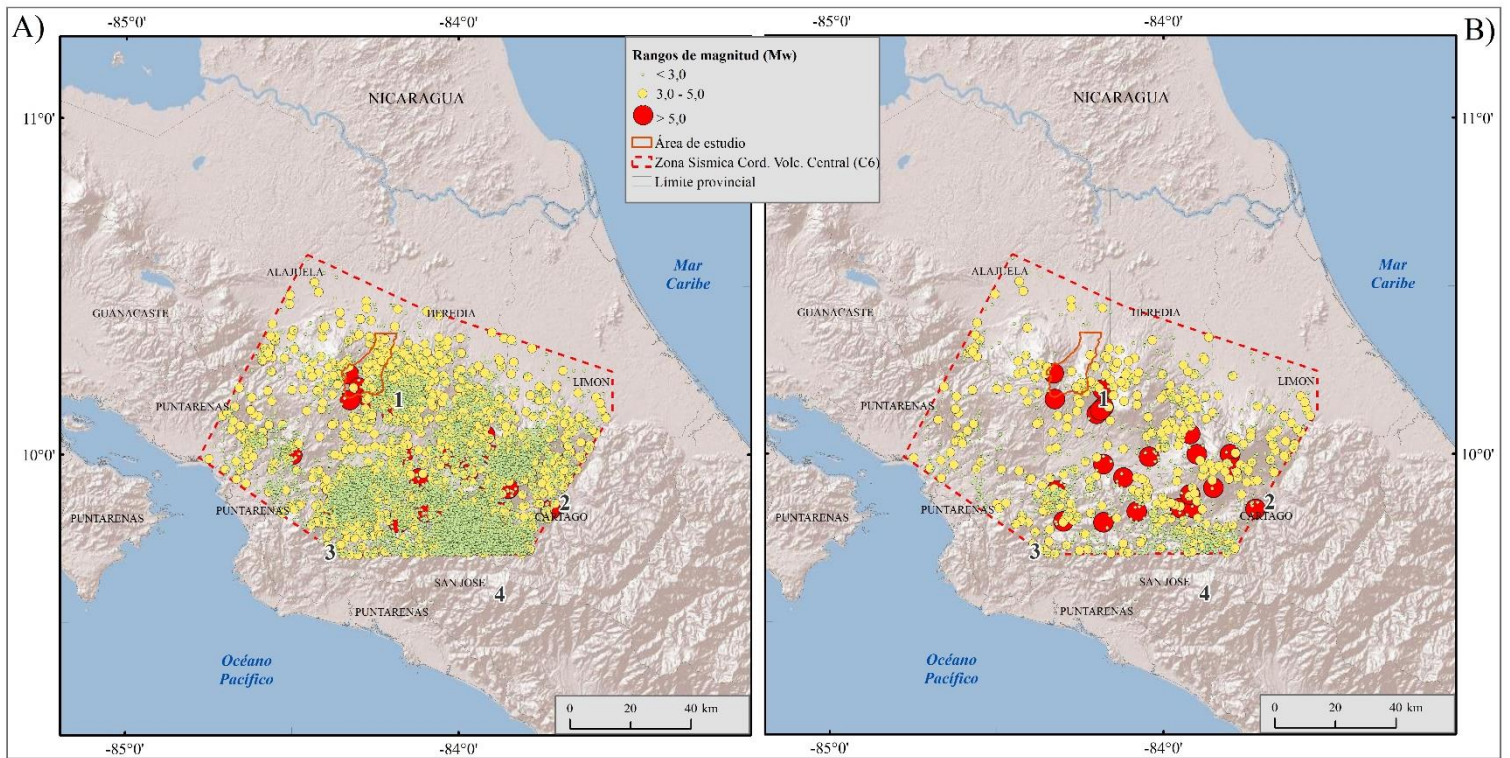


Figura 6. A) Catálogo sísmico con todos los eventos incluyendo réplicas y premonitores. B) Catálogo sísmico libre de réplicas y premonitores. Fuente: RSN.

Con base en la ecuación propuesta por Gutenberg-Richter (1944) la misma también se puede expresar en términos de la frecuencia de los eventos ($1/t$) de la siguiente manera:

$$\log(1/t) = a - b * M \quad (\text{Ecuación 19})$$

A partir de esta nueva forma de expresar dicha ecuación, se puede aproximar la recurrencia para distintas magnitudes en distintos periodos de tiempo (t) de la siguiente manera:

$$M = \frac{\log(1/t) - a}{-b} \quad (\text{Ecuación 20})$$

En el Gráfico 2, se muestra como a partir de la Ecuación 20, con base en los parámetros sísmicos que se muestran en el Cuadro 6, se puede estimar una aproximación de la recurrencia de magnitudes, para periodos de tiempo entre 1 y 500 años. De acuerdo con los parámetros sísmicos obtenidos, la recurrencia de sismos de 7,0 Mw en la zona sísmica analizada, es aproximadamente entre 400 y 500 años y para sismos entre 6,0 y 6,5 Mw (los registrados histórica e instrumentalmente más destructivos para la zona) es de entre 50 y 150 años.

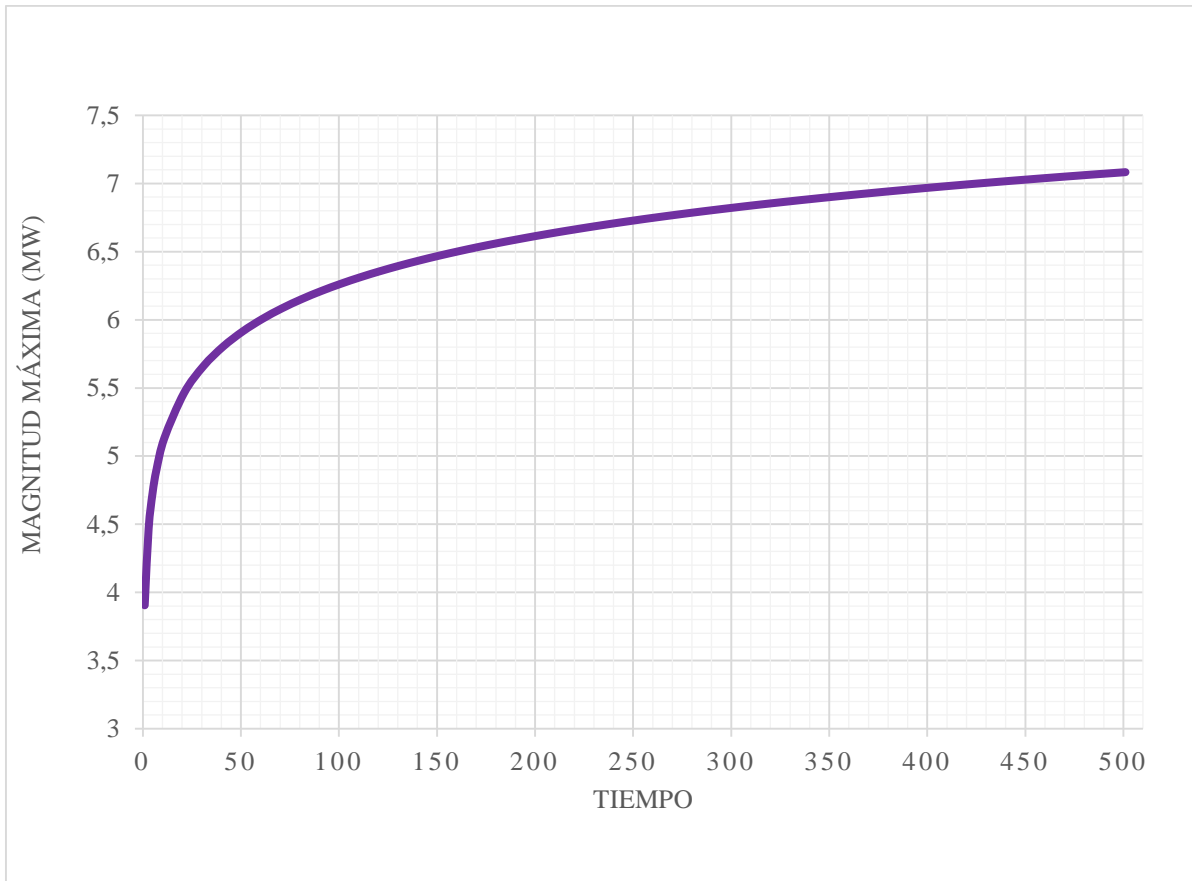


Gráfico 2. Recurrencia de magnitudes en los próximos 500 años en la zona sísmica C6.

Según Cárdenas et al. (2010) y Rivas et al. (2014), con base en la teoría de Poisson, se puede aproximar la probabilidad acumulada de ocurrencia (P) para terremotos de diferentes magnitudes en la zona sísmica analizada, definida por la fórmula:

$$P(t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (\text{Ecuación 21})$$

Esta probabilidad acumulada, parte de la aproximación de la probabilidad anual de excedencia, que a su vez es muy similar a λ (tasa anual de excedencia sísmos de una magnitud dada). Al graficarse la relación de Gutenberg-Richter en términos de la frecuencia de terremotos, λ es igual al N de la Ecuación 16. Convirtiendo dicha ecuación en términos de logaritmos naturales, se puede obtener N de la siguiente manera:

$$\lambda = N = 10^{a-b*M} \quad (\text{Ecuación 22})$$

La Ecuación 22, muestra cómo obtener la probabilidad acumulada de ocurrencia de sísmos de distintas magnitudes. Esto se muestra en el Gráfico 3, donde se aprecia la probabilidad de ocurrencia (eje Y) de las distintas magnitudes en el tiempo (eje X) hasta unos 500 años. Para magnitudes de 5,0 se tiene una probabilidad de ocurrencia del 100% para unos 50 años, para 6,0 Mw, se tiene esa misma probabilidad para para

aproximadamente 250 años, y para magnitudes mayores, como 6,5 y 7,0 Mw, la probabilidad más alta es del 95% y 70%, respectivamente, para 500 años. Las probabilidades de ocurrencia para 500 años disminuyen drásticamente para sismos mayores a 6,5 Mw, resultando físicamente poco probable, según el análisis realizado.

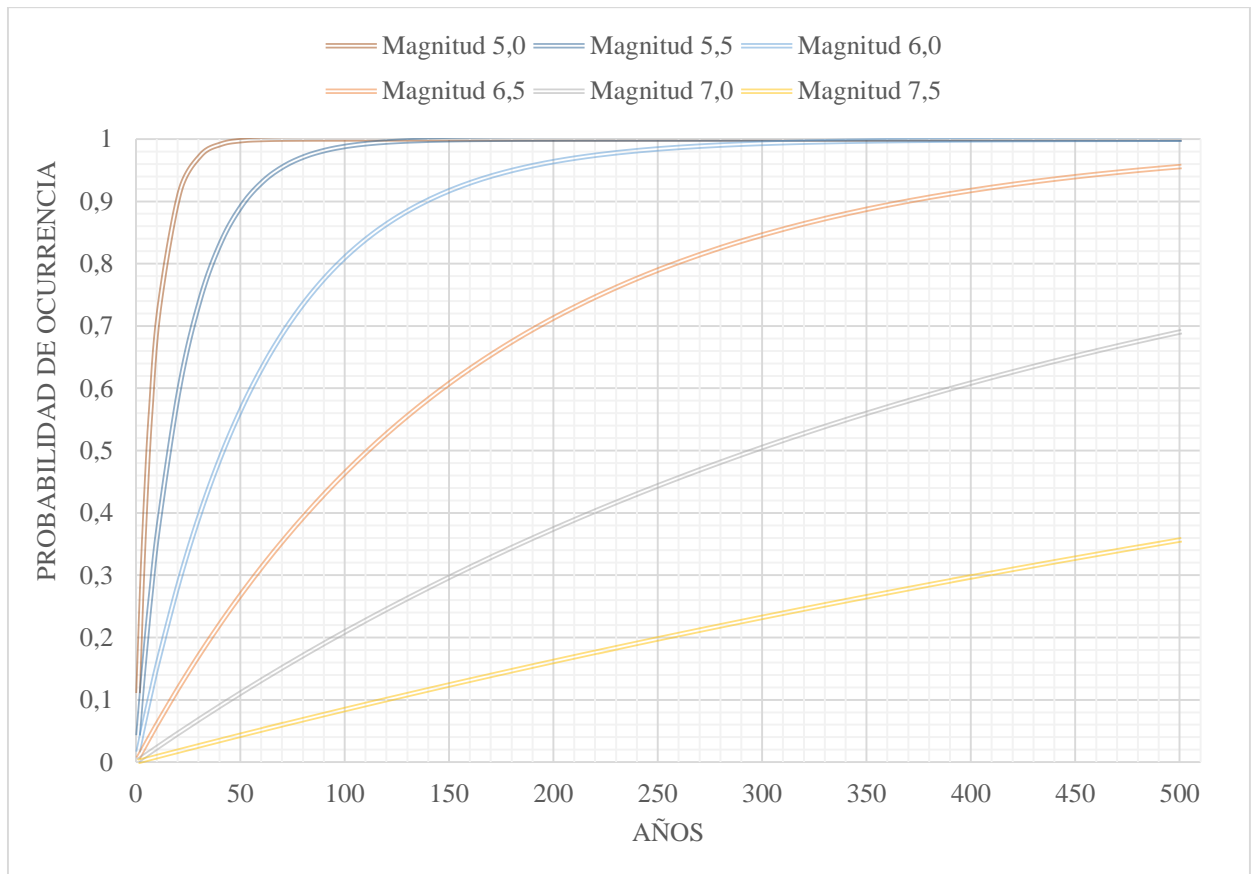


Gráfico 3. Probabilidad de ocurrencia para sismos de grandes magnitudes en la zona sísmica C6.

4.2. Determinación de Unidades Morfotectónicas

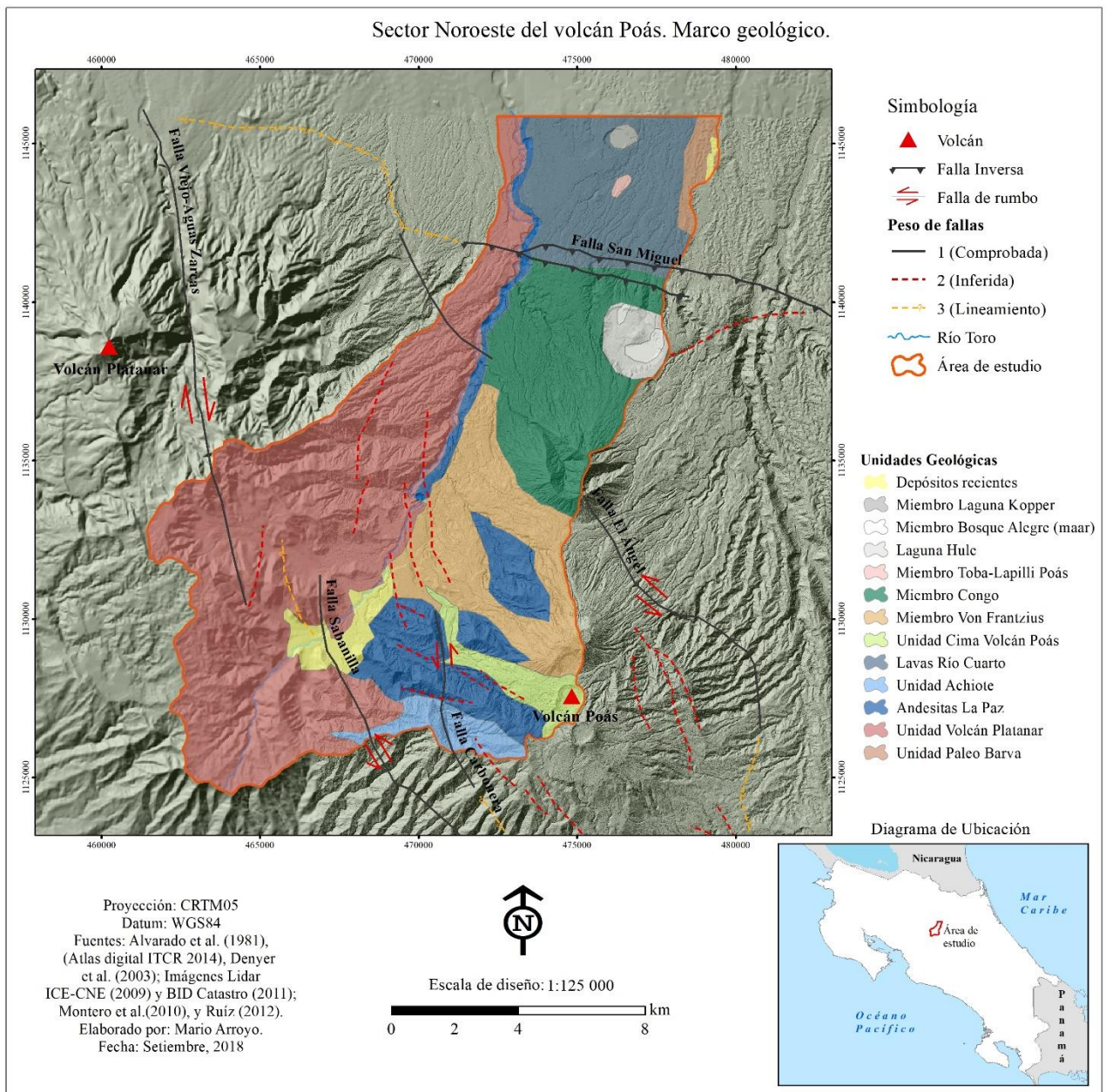
En este apartado se busca el establecimiento de una zonificación de unidades morfotectónico-volcánicas (UMTV) de la zona de estudio, a partir de los elementos de carácter morfométrico del relieve, de las condiciones geológicas, de las expresiones morfotectónicas de la estructura, entre otros aspectos. Esto ayudará en el análisis del potencial sísmico a modo de complemento de las posibles fuentes para el disparo sísmico y su mejor caracterización.

Como referencia se tiene la expresión regional y local de las estructuras geológicas del relieve, en particular fallas regionales y locales, cráteres, maares, conos de escoria, entre otros. Además, a partir de análisis morfométricos, ciertos elementos expresan características cuantitativas de las formas del relieve (Lugo, 1988). Dichos elementos incluyen la profundidad de disección, el grado de inclinación de las laderas, la orientación de laderas, los niveles altimétricos, la mayoría de estos controlados por factores litoestratigráficos. Con base en lo anterior y de acuerdo con las características propias e intrínsecas de la zona de estudio, a los elementos de mayor relevancia para la identificación y separación en distintas unidades morfotectónicas son las estructuras tectónicas o volcánicas, el rango altitudinal, la geología y el origen de la forma de relieve, la pendiente, la sismicidad y los lineamientos apreciados.

Marco Geológico y Geomorfológico

Dentro del marco geológico, el levantamiento más detallado y actualizado en el que se encuentra el área de estudio, corresponde al de Ruiz et al. (2010) y Ruiz (2012). El Mapa 3 muestra la distribución espacial de las unidades geológicas de la zona de estudio. Las Unidades Geológicas presentes, se encuentran relacionadas principalmente a la actividad del volcán Poás, pero también hay una parte importante de litologías relacionadas a la actividad del Volcán Platanar. En específico se tienen:

Unidad Paleo Barva: equivalentes estratigráficamente de forma lateral a Tiribí y con las rocas del Miembro Superior de la Formación Colima. No se tiene edad, pero puesto que subyacen a Tiribí (322 ka), se asume una edad >322 ka. Por esto es que se les llama en este lugar como Paleo Barva. Relacionado con lavas de textura afírica y porfirítica, dentro de una matriz fluidal y vesículas alargadas, así como con capas de pómez basal con un espesor máximo de 3 m, seguido por un depósito de ignimbritas y tobas con diferentes facies (Ruiz et al., 2010).



Mapa 3. Marco Geológico.

Unidad Volcán Platanar: corresponden con lavas basálticas y andesíticas, flujos piroclásticos, brechas volcánicas, lahares y aluviones volcánicos, de aproximadamente ~1 Ma. Además, en el flanco norte del volcán Platanar, un grupo de nueve conos monogenéticos cuaternarios llamados conos de ceniza de Aguas Zarcas se encuentran a lo largo de una tendencia de NNW que se extiende ~ 10 km (Ruiz, 2012).

Andesitas La Paz: se compone mayoritariamente de lavas, así como brechas, tobas y epiclastos interdigitados, con un rango de edades de entre 0,6 y 0,5 Ma. La composición de las lavas varía de andesitas basálticas con uno o dos piroxenos hasta basaltos, siendo las primeras las más comunes. Es parte de la fase temporal Paleo Poás (Ruiz et al., 2010).

Unidad Achote: según Ruiz et al. (2010), consiste en un conjunto de coladas de lava andesíticas y basálticas. Se caracterizan por su fábrica masiva, presentan tanto fracturación en lajas como bloques métricos, producto de enfriamiento. La edad máxima de 538 ± 15 ka, la coloca dentro de la fase temporal Paleo Poás y contemporánea con la Unidad Andesitas La Paz. Son de color gris claro y presentan textura afanítica-porfirítica con fenocristales de plagioclasa centimétricos y algunos ortopiroxenos milimétricos.

Lavas Río Cuarto: el origen de los productos volcánicos de esta unidad no está asociado con los productos emitidos por la explosión del maar conocido como Laguna de Río Cuarto. Está compuesta por coladas de tipo andesitas basálticas, de una edad de entre 201 ± 30 ka. El origen de esta unidad se atribuye a los focos volcánicos en la fase temporal Paleo Poás tardía o bien la Neo Poás temprana. Macroscópicamente son de color gris oscuro, tienen textura afanítica fluidal, con algunos fenocristales visibles (3%) de plagioclasa de tamaño milimétrico (Ruiz et al., 2010).

Unidad Cima Volcán Poás: productos que han sido emitidos de los cráteres Botos y Principal del Poás, las lavas corresponden principalmente con basaltos y andesitas basálticas. La datación más reciente dio como resultado $56 \pm 0,04$ ka. Los depósitos corresponden en su mayoría con piroclastos distribuidos alrededor del cráter. Además, identifican tres flujos de lava que posiblemente fueron erupcionados del cráter hacia el norte y noroeste (Ruiz et al., 2010).

Miembro Von Frantzius: compuesta principalmente por flujos de lava interdigitados con brechas y epiclastos y sobreyacidos por delgados depósitos epiclásticos y piroclásticos. La conforman cinco campos de coladas de lavas superpuestos, las cuales tendrían tendrían una edad máxima de 46,60 ka y una edad mínima de 10 ka (Ruiz et al., 2010).

Miembro Congo: Según Ruiz et al. (2010), está compuesto por tres unidades: 1) Congo inferior, donde se agrupa la mayor parte de depósitos lávicos proximales de basaltos. 2) Congo Superior en el sector noreste y hasta el maar de Hule, donde se encuentran lavas andesítico-basálticas, algunas porfiríticas y otras con textura afírica y 3) Congo Distal, donde se incluye la cobertura de epiclastos y piroclastos de flujo. Posee una edad de aproximadamente $35,6 \pm 0,6$ ka.

Miembro Toba-Lapilli Poás: diferentes tobas de lapilli de caída del sector cuspidal del volcán Poás. Compuesta por dos secciones: una inferior que se encuentra sobreyacida por las coladas de la Unidad Poásito y los depósitos de la Unidad Sabana Redonda, con una

edad superior a 40 ka y una sección superior que posiblemente representa los últimos eventos volcánicos de los cráteres Botos y principal. Las tobas y lapilli presentan un color gris claro cuando se encuentran frescos, los colores naranjas, café y morado son comunes cuando se encuentran meteorizados (Ruiz et al., 2010).

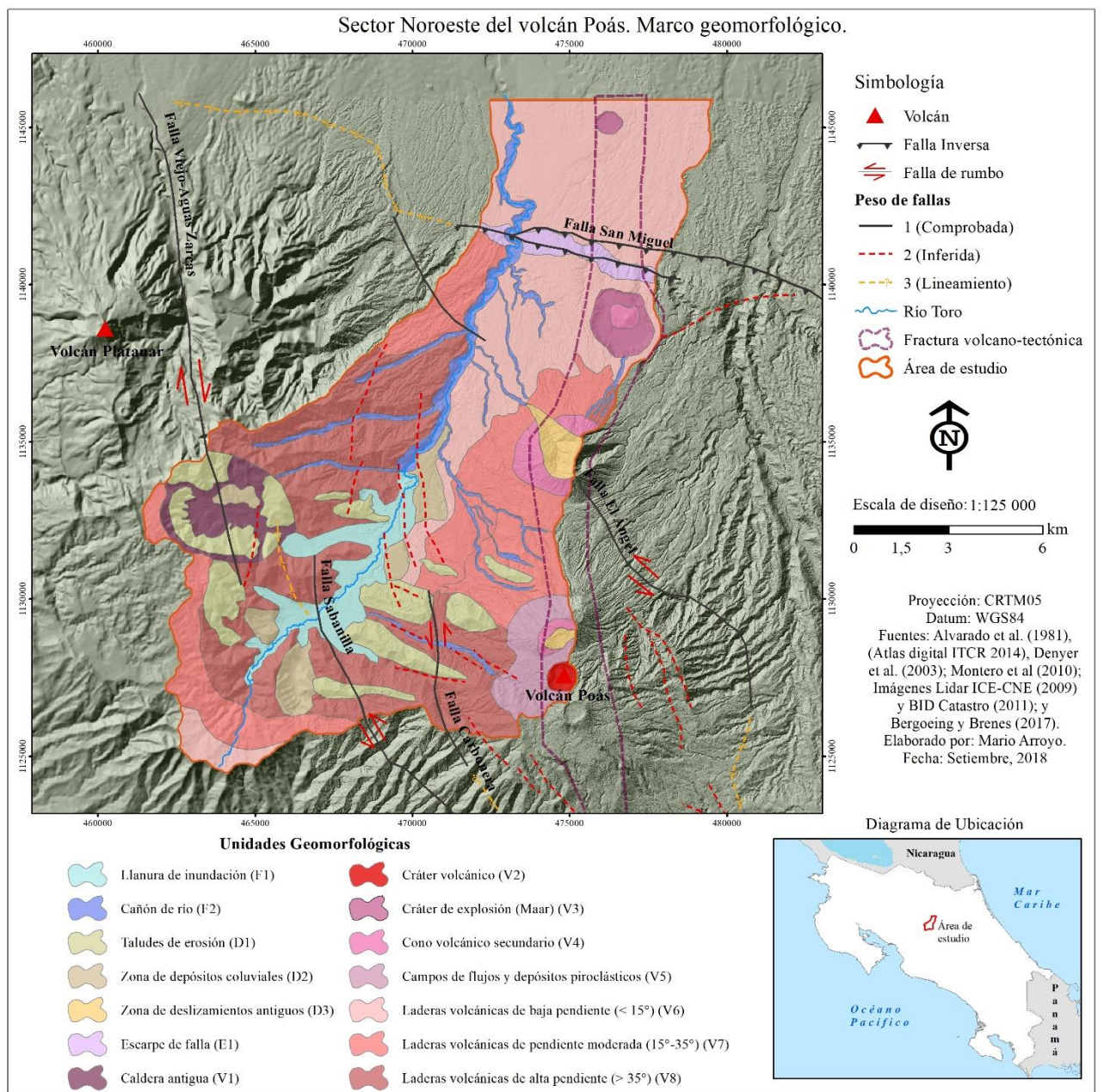
Laguna Hule y Miembro Bosque Alegre: Según Ruiz et al. (2010) son productos emitidos por el maar de Hule y el cráter de explosión Pata de Gallo. Dentro de esta unidad se incluyen los materiales originados por dos conos intramaáricos. Los productos de esta unidad son mayoritariamente piroclásticos (oleadas, flujos y caídas), así como un pequeño campo de lava intramaárica de tipo basáltico con olivino. Este maar se formó hace 6,1 ka y el cráter de explosión Pata de Gallo sería contemporáneo y genéticamente asociado al maar Laguna Hule.

Miembro Laguna Kopper: Según Ruiz et al. (2010), son depósitos explosivos asociados con el maar de Río Cuarto o Kopper. Corresponden con tres capas: 1) capa inferior de lapilli con bloques balísticos menores y capas de ceniza de oleadas relativamente ricas en líticos. 2) Capa intermedia compuesta por brecha volcánica con lapilli grueso y bloques andesíticos balísticos de hasta 3 m de diámetro que provienen de la roca caja. 3) Una secuencia superior compuesta principalmente de capas de caída de lapilli, bloques y pómez. Se sugiere que la edad de este maar sea muy similar o más joven a las obtenidas para el maar de Laguna Hule, probablemente en el rango 3-4 ka.

Depósitos recientes: Aquí se incluyen epiclastos principalmente fluviales y no consolidados. Estos depósitos sedimentarios se producen en varios sectores del área de estudio, pero principalmente en el lado norte, donde representa las facies distales del Congo y las estribaciones de la Falla de San Miguel. También ocurre en la zona de Bajos del Toro, bordeando el macizo de Poás al oeste, compuestos de depósitos fluviales con lahares y material coluvial, alcanzando decenas de metros de espesor. Estos tipos de depósitos solo se han incluido en pequeños sectores del mapa para facilitar la comprensión de la geología del basamento.

Las formas de relieve del área de estudio se han determinado tomando como base la geomorfología regional del Atlas Geomorfológico de Costa Rica a escala 1:100000 (Bergoing y Brenes, 2017). El Mapa 4 muestra la distribución espacial de las unidades geomorfológicas interpretadas específicamente, realizándose dicha interpretación a partir de fotointerpretación a una escala 1:25000 y modelos digitales de elevación.

Las Unidades Geomorfológicas principales en el área de estudio, están relacionadas principalmente a la actividad o influencia del Volcán Poás y Platanar, con relieves principalmente de origen endógeno modelado y tectónico, así como algunos procesos de tipo exógeno asociados a los ríos y a los procesos derivados de las laderas pronunciadas. Se identifican cuatro tipos de origen y dominios principales, que se encargan de modelar las formas de relieve determinadas: fluvial (F), denudacional (D), estructural (E) y volcánico (V). Se procede a hacer una descripción de las formas de relieve identificadas y sus principales características, según su origen o dominio asociado:



Mapa 4. Marco geomorfológico.

Formas de origen Fluvial (F): Estas formas de relieve de tipo exógeno responden directamente a la acción de los ríos presentes en el área de estudio, especialmente al Río Toro y algunos de sus principales afluentes. Se identifican dos geomorfologías de este origen o dominio, la llanura de inundación (F1) del Río Toro en el sector central y hacia el Suroeste del área de estudio, con posibles campos de inundación y siendo el principal sitio de arribo de sedimentos relacionados con posibles lahares en la zona. Su relevancia se relaciona con que responde al asentamiento de algunos de los principales poblados de Bajos del Toro. Su origen se debe a ser sectores donde el río no ha profundizado tanto el sustrato geológico en comparación con los Cañones de río (F2). Los cañones presentan sectores de entre 50 y 100 m de profundidad y están ubicados principalmente al Noroeste de la zona con el cañón del Río Toro, y también asociados a la erosión y profundización que alcanzan algunos de sus afluentes sobre las laderas de los edificios volcánicos.

Formas de origen Denudacional (D): Estas formas de relieve de tipo exógeno se deben a procesos de acumulación o erosión en la zona, se han determinado tres geomorfologías de este tipo los taludes de erosión (D1), las zonas de depósitos coluviales (D2) y las zonas de grandes deslizamientos antiguos (D3). Responden en su mayoría a los procesos de erosión de laderas en las pendientes pronunciadas y a la acumulación de los mismos en los sectores planos u horizontales. Los taludes de erosión o piedemonte (D1), se encuentran relacionados principalmente con zonas como lomas o colinas a los pies de las laderas volcánicas, los cuales se han visto modeladas por los procesos erosivos. Los depósitos coluviales (D2) son más bien zonas de acumulación cercanas a los ríos y a los taludes de erosión y las zonas de deslizamientos antiguos (D3) responden a grandes deslizamientos que han generado una geomorfología específica e importante que ha sido producto de los mismos, estos deslizamientos se presentan relacionados con los conos volcánicos secundarios de Congo y Von Frantzius.

Formas de origen Estructural (E) y Volcánico (V): Estas formas de relieve son de tipo endógeno-tectónico y se describirán en conjunto debido a que muchas de las morfologías deben en gran parte su localización a la fractura volcano-tectónica sentido Norte-Sur y al deslizamiento tectónico del volcán Poás. La forma de relieve estructural más relevante identificada corresponde con el escarpe de falla (E1) de la Falla San Miguel, ubicada en el sector Norte del área de estudio. Su expresión más prominente es un escarpe de 100 a 300 m de altura (Alvarado et al., 1988) el cual se extiende 15 km e incluso llega a afectar el drenaje del Río Sarapiquí. Montero et al. (2010), indican que aguas arriba del escarpe,

los cañones profundos son antecedentes de esta estructura tectónica y que posee su altura máxima en la parte central, disminuyendo hacia el este y oeste. Estos autores también mencionan la presencia de una serie de paleo-deslizamientos a lo largo del escarpe.

Como geomorfologías volcánicas se tiene: Caldera antigua (V1), Cráter volcánico (V2), Cráter de explosión (V3), Conos volcánicos secundarios (V4), Campos de flujos y depósitos piroclásticos (V5), y las Laderas volcánicas de baja (V6), moderada (V7) y alta (V8) pendiente. La Caldera antigua (V1) identificada, había sido reseñado previamente en el Atlas Tectónico de Costa Rica (Denyer et al., 2003) y se logra identificar dicha morfología en esta investigación al sector Oeste del área de estudio. Bergoeing y Brenes en el Atlas Geomorfológico de Costa Rica (2017), reseñan que toda la estructura del Volcán Platanar-Porvenir podría ser parte de una gran caldera de colapso de hasta 36 km de diámetro desde el Río Toro al este al Río San Lorenzo al Oeste.

El cráter volcánico (V2) responde al cráter activo del Volcán Poás, los cráteres de explosión o Maars (V3) son Laguna Hule y Río Cuarto más al Norte, este último determinado como un Gasmaar producto del dióxido de carbono que se ha denotado que puede acumular en profundidad su laguna. Los conos volcánicos secundarios (V4) son el cerro Congo y Von Frantzius, que responden a antiguos focos de emisión no activos en la actualidad. Los campos de flujos y depósitos piroclásticos (V5) se asocian a zonas donde podrían darse los efectos inmediatos de mayor acumulación producto de la actividad del Volcán Poás. Por ultimo las laderas volcánicas reflejan el relieve montañoso producto de los depósitos volcánicos en la zona. Las de baja pendiente (V6) responden principalmente a depósitos más lejanos y productos de lahares o flujos piroclásticos, mientras que las de moderada (V7) y alta (V8) pendiente, tienen una relación más directa y conforman los edificios volcánicos tanto del Poás como del Platanar, compuestos mayoritariamente por lavas y depósitos piroclásticos.

Análisis Morfométricos y de morfoelementos

Para la elaboración de los análisis morfométricos e interpretación de los elementos morfotectónicos y morfoestructurales presentes en el área de estudio, se utilizaron tres modelos digitales de elevación del terreno. El modelo de preferencia o principal por su mayor detalle y precisión, que a su vez fue el utilizado para la obtención de los parámetros morfométricos (mapas: altimétrico, profundidad de disección, pendientes), corresponde con el realizado a partir del levantamiento de imágenes Lídár y completado en un pequeño

sector al SW con la información de las curvas de nivel del programa de regularización del catastro y registro, del Banco Interamericano de Desarrollo (BID-catastro) (Eypypsa, 2011). Las imágenes Lídár fueron adquiridas por el ICE y la CNE entre marzo y abril del 2009, la resolución de estos datos es de tres puntos por m² y se usaron para crear un modelo de elevación digital (MDE) con una resolución de 50 cm en los ejes X y Y, y 15 cm en el eje Z. La información de la cartografía del programa BID-catastro (Eypypsa, 2011), presenta curvas de nivel cada 10 m y un tamaño de celda de 10 m. Estos elementos se procesaron en el SIG ArcMap 10.5.

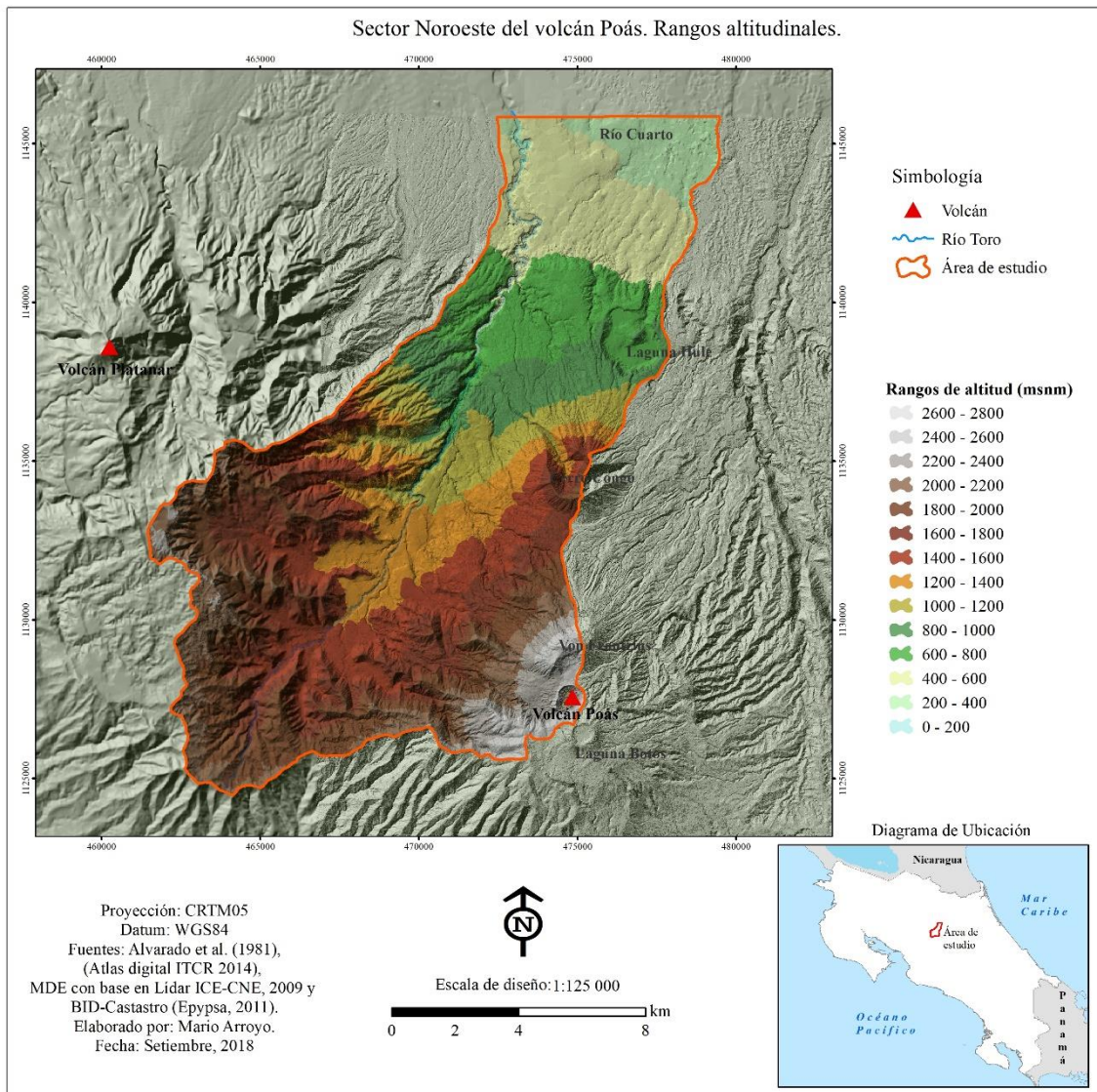
Adicional a lo anterior, se complementó el análisis del área de estudio con la realización de dos modelos de elevación más para poder apreciar y tener un mejor contexto de la zona, al menos en cuanto a sus rasgos más generales en la identificación de morfoelementos. El primero a partir de imágenes Radar del sensor Sentinel 1, realizándose un procesamiento de las imágenes a partir del software SNAP desarrollado por la Agencia Espacial Europea (ESA por sus siglas en inglés), generándose una resolución de 10 m en el eje Z y una salida de tamaño de celda de 10 m. El segundo modelo complementario, se generó a partir de las fotografías CARTA 2005, procesándose las mismas con el software Agisoft PhotoScan 1.4.0 y generándose un modelo de elevación con resolución de 20 m en el eje Z y de tamaño de celda de 10m. En los anexos 1 y 2 se presentan comparativamente estos MDE complementarios y algunos de los otros productos obtenidos con las imágenes de Radar (anexo 3).

Mapa altimétrico

Para la elaboración del mapa altimétrico se determinaron alturas máximas y mínimas a partir de las curvas de nivel y posteriormente se definieron intervalos cada 200 m, considerando la configuración del relieve, para poder tomar el rango altitudinal como factor de apoyo en la definición de las UMTV que se proponen. En el mapa altimétrico quedó representado, de manera general, el relieve originado tanto por el edificio volcánico del Poás y su actividad volcánica del Cuaternario (Mapa 5).

De manera general, la interpretación del relieve permitió identificar diferencias altimétricas entre las principales estructuras tectónicas y edificaciones volcánicas del área: a) las principales estructuras tectónicas presentan altitudes que varían desde 1500 a 2000 msnm, constituyendo las morfoestructuras de mayor energía del relieve; b) las zonas de piedemonte, de flujos de detritos y depósitos volcánicos de caída, proveniente del

volcán Poás, presentan elevaciones entre 1400 y 1600 msnm, de carácter transicional entre la planicie y la base de las estructuras descritas anteriormente; c) estructuras volcánicas del Cuaternario (maar, cráteres, conos de escorias), presentan altitudes en el sector norte del área de estudio, entre los 200 y 800 msnm y hacia el edificio volcánico entre 1800 y 2600 msnm, y d) sistema de planicies, tipo graben, de gran extensión por donde profundiza su cañón el Río Toro, tiene altitudes entre los 500 y los 1200 msnm.

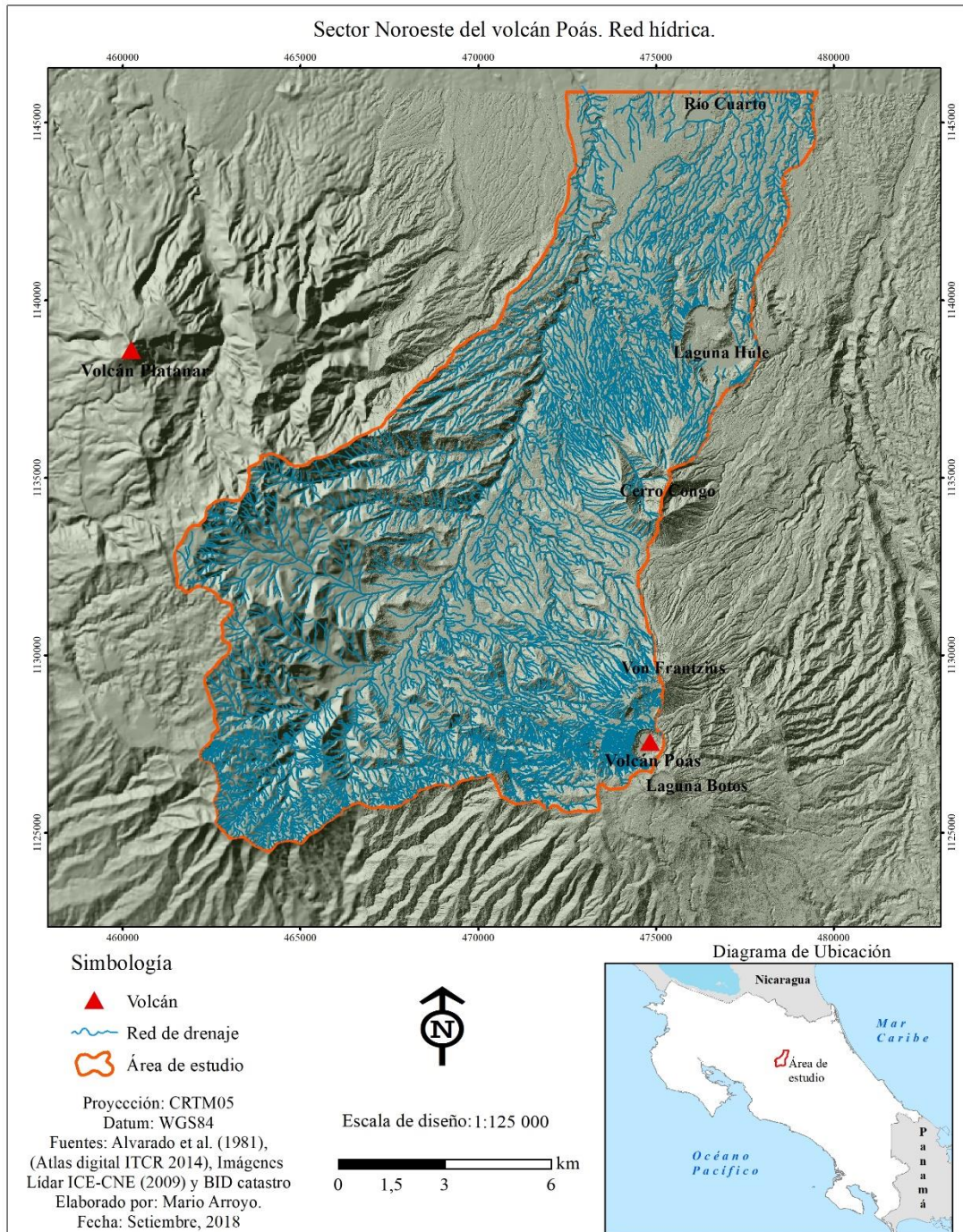


Mapa 5. Rangos altitudinales

Patrones de drenaje

El análisis de los patrones de drenaje se realiza en el SIG con base en un levantamiento de la red hídrica a detalle, haciendo una interpretación exhaustiva de los cauces inferidos por la topografía a una escala base de 1: 25000. A partir de esto, con toda la red de drenaje se pueden identificar los patrones de drenaje presentes en el área de estudio (Mapa 6). Se

logran identificar en esencia, para la mayoría de la zona de estudio, patrones dendríticos a subdendríticos, ubicados en los sectores de la cuenca alta del Río Toro y hacia el sector oeste y sur en las laderas del volcán Platanar y Poás respectivamente.



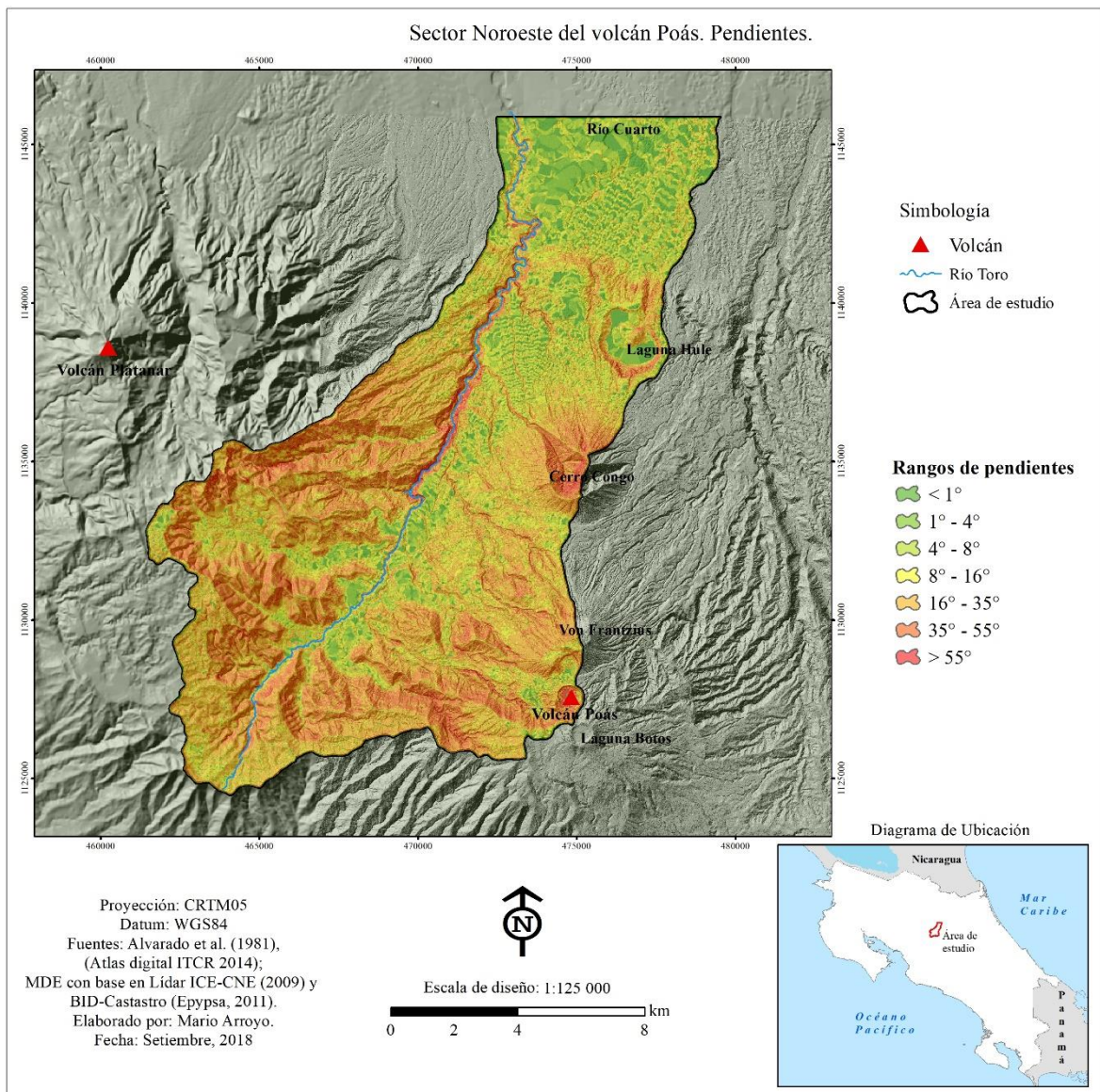
Mapa 6. Red de drenaje.

En la cuenca media del Río Toro y hacia el sector central y este del área de estudio se observan patrones de drenaje paralelos a subparalelos. En zonas más específicas se llega a apreciar patrones de tipo radial, por ejemplo, en las faldas inmediatas al cráter principal del volcán Poás y del cerro Congo y de tipo anular en el mares de Laguna de Hule y Río

Cuarto. Por último, se identifica también un sector con patrón de drenaje rectangular al norte, en las llanuras hacia la parte media-baja de los ríos Toro y Cuarto, donde disminuye la altitud y la pendiente, lo cual también podría estar relacionado con la Falla San Miguel.

Mapa de pendientes

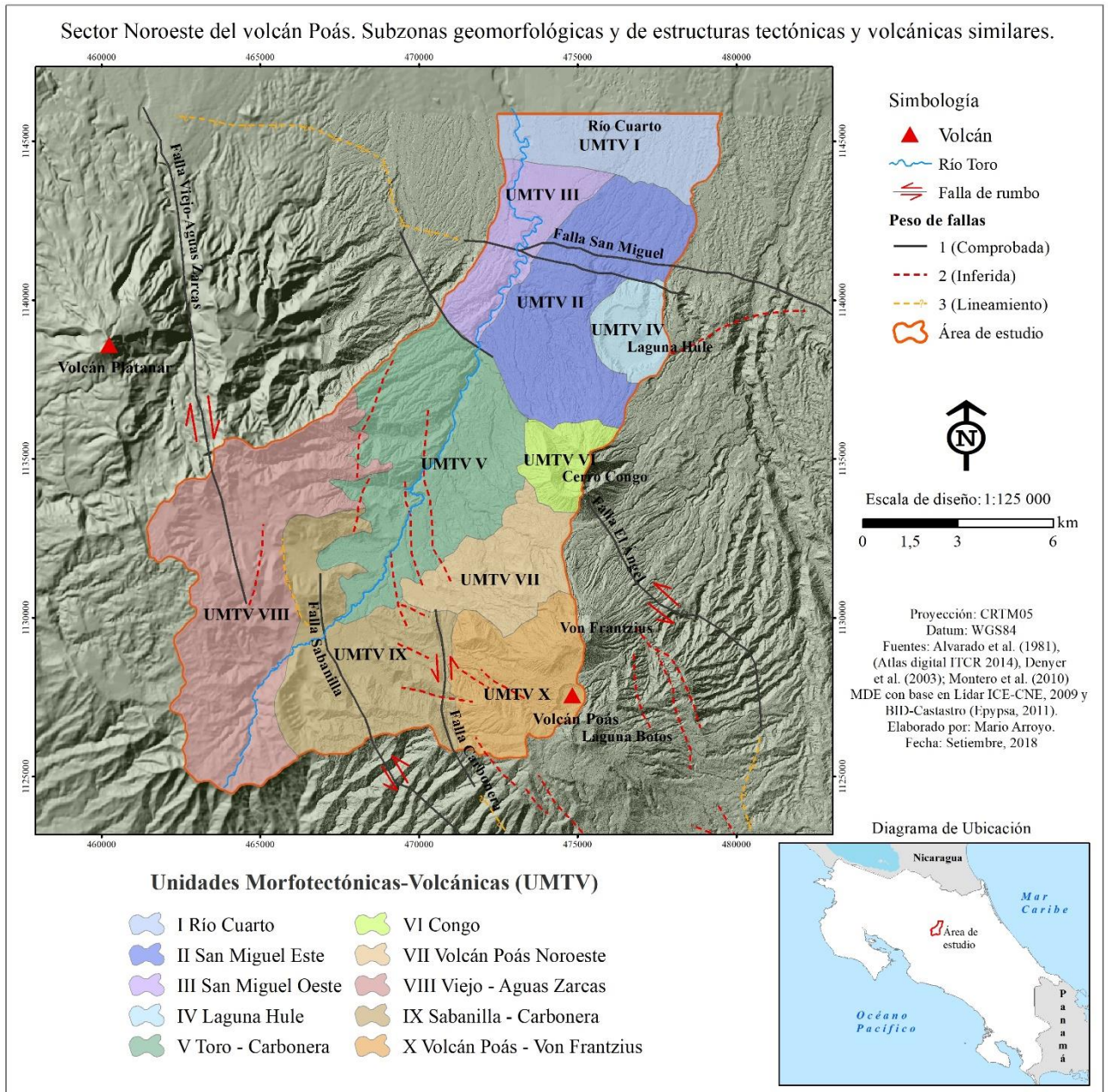
El relieve de la zona se clasificó en siete rangos de pendiente con base en el MDE principal. Las dos primeras correspondientes a planicies de 0° y 1-4°; las cinco clases restantes se determinaron para el relieve montañoso de 4-8°; 8-16°; 16-35°; 35-55° y >55° (Mapa 7). Sobresalen los escarpes y los cañones de los ríos, que coinciden con laderas montañosas y cortes erosivos de los edificios volcánicos Poás y Platanar. Se observan valores menores, en planicies y piedemontes.



Mapa 7. Rangos de pendientes.

Mapa de Unidades Morfotectónicas-volcánicas (UMTV)

De acuerdo con las condiciones geológico-geomorfológicas, y los criterios basados especialmente en las estructuras tectónicas o volcánicas, el rango altitudinal, la geología y el origen de las formas de relieve, la pendiente, la sismicidad y los lineamientos apreciados, el área de estudio fue dividida en diez zonas o unidades morfotectónico-volcánicas (UMTV), (Mapa 8).



Mapa 8. Unidades Morfotectónicas-Volcánicas (UMTV)

Estas UMTV fueron determinadas a partir de la asociación de zonas con características comunes con base en los criterios anteriores, es decir, rangos de pendientes determinados, geología u origen de la forma de relieve asociada, niveles de sismicidad y fallas geológicas o lineamientos importantes condicionantes de una zona, entre otros aspectos (Ver todos los criterios en el Anexo 4). A continuación, se describen las UMTV determinadas de acuerdo con el análisis interpretativo y asociativo de los aspectos anteriores.

UMTV I: Río Cuarto

Denominada así por estar ubicado el maar o cráter de explosión de Laguna Río Cuarto en esta unidad morfoestructónica-volcánica. Se compone esencialmente de campos poco ondulados con pendientes en su mayoría menores a 5°, a excepción de las paredes de la Laguna de Río Cuarto (cerca de 30°). El grado de erosión es de moderado a alto, con un patrón de drenaje mayormente radial en la Laguna Río Cuarto y subparalelo en el resto del área.

Corresponde con una planicie de altitudes menores a los 500 msnm y una profundidad de disección de drenaje baja (menor a 50 m) así como una densidad de disección entre moderada y baja. Compuesto por materiales piroclásticos y lavas, correspondientes principalmente a la fase temporal Neo Poás. Estructuralmente esta zona no presenta rasgos internos significativos, más allá de la fractura tectónica del Poás representando como rasgo geomorfológico el maar de Río Cuarto y una sismicidad muy baja.

UMTV II: San Miguel Oeste

Sobresale cañón del Río Toro y el sector oeste de la Falla San Miguel, la cual es una falla de tipo inversa y con una longitud aproximada de 15 km, con un plegamiento de curva de falla de propagación inversa. También morfológicamente la falla presenta una hendidura de falla relacionada con un pliegue anticlinal en el frente y un pliegue sinclinal en la parte posterior (Ruiz, 2012). Además, se registra una moderada sismicidad asociada posiblemente a esta falla.

Esta zona presenta altitudes principalmente entre 400 y 800 msnm, con pendientes en su mayoría entre 8 y 35°, a excepción de la zona encañonada con pendientes mayores a 60° y una red de drenaje en su mayoría subparalela. La disección vertical es intermedia, asociada principalmente al encañonamiento del Río Toro con valores entre 86 a más de

126 m, aunque a nivel general se presenta de baja a moderada densidad de disección, por su parte, las orientaciones de laderas predominantes son hacia el norte. Litológicamente esta UMTV se compone mayoritariamente de la unidad Volcán Platanar, compuesta por lavas, brechas volcánicas y flujos piroclásticos, con una alta erosión y meteorización. Como rasgo geomorfológico principal se tiene el sector oeste del escarpe de la Falla San Miguel y el sector Norte del cañón del Río Toro.

UMTV III: San Miguel Este

En esta zona toma relevancia la bifurcación de la Falla San Miguel en su sector Este, la cual se ha descrito anteriormente, pero en este sector se hace un poco más prominente su escarpe. Además, se registra una moderada sismicidad asociada posiblemente a esta falla.

Esta zona presenta altitudes principalmente entre 400 y 800 msnm, con pendientes menores a 20°, a excepción de la zona escarpada con pendientes mayores a 50° y una red de drenaje en su mayoría paralela. La disección vertical es de baja a intermedia, asociada principalmente al escarpe de la Falla San Miguel con valores entre 86 a más de 126 m, a nivel general, se presenta alta densidad de disección, por su parte, las orientaciones de laderas predominantes son hacia el norte. Litológicamente esta UMTV se compone esencialmente de la unidad Lavas Río Cuarto y del Miembro Congo, compuestas por materiales piroclásticos, epiclastos y lavas, correspondientes principalmente a la fase temporal Neo Poás. Geomorfológicamente resalta el sector central y Este del escarpe de la Falla San Miguel.

UMTV IV: Laguna Hule

Sobresale el maar o cráter de explosión de Laguna Hule y Pata de Gallo. Se compone de campos poco ondulados con pendientes entre 40° a 60°, donde las mayores pendientes se encuentran en las paredes de la Laguna de Hule. El grado de erosión es de moderado a alto, con un patrón de drenaje en su mayoría de tipo radial en la Laguna de Hule.

Corresponde con una planicie de altitudes entre 600 a 1000 msnm y una profundidad de disección de drenaje baja en comparación con el resto del área de estudio (menor a 90 m) así como una densidad de disección entre moderada y baja. Compuesto por lavas de los conos internos, pero principalmente por piroclastos de la fase temporal Neo Poás. Estructuralmente esta zona no presenta rasgos internos significativos, más allá de la fractura tectónica del Poás, representando como rasgos geomorfológicos principales los

maares de Laguna de Hule y Pata de Gallo, así como un sector del escarpe de la Falla San Miguel al norte. Posee una sismicidad de moderada a baja.

UMTV V: Toro – Carbonera

Es una zona con alta fracturación interna, lo cual se refleja en los múltiples trazos inferidos que se pueden asociar a continuaciones de la Falla Carbonera hacia el Noroeste o a la falla con base en el lineamiento del Río Toro. Con base en patrones geomorfológicos como facetas y alineamientos, así como un aparente control estructural de los afluentes que llegan al Río Toro, que a su vez muestran una tendencia relativamente transversal al lineamiento del río, se propone estas fallas inferidas como un patrón de ramificación y continuación de la Falla Carbonera hacia el NW. Además, se registra de moderada a alta sismicidad asociada a este sistema de fallas menores que se infiere.

Esta zona presenta altitudes principalmente entre 800 y 1400 msnm, con pendientes variables que en el sector encañonado del río superan los 60° y una red de drenaje de subparalela. La disección vertical en su mayoría es baja a moderada a excepción del sector encañonado del Río Toro, donde supera los 170 m, con una baja a moderada densidad de disección. Esta UMTV se compone principalmente de la unidad Volcán Platanar, las Andesitas La Paz y la Von Frantzius, asociadas a la fase temporal Paleo, compuestas por lavas, epiclastos y flujos piroclásticos, con una alta erosión y meteorización. Como rasgos geomorfológicos resalta la parte principal del cañón del Río Toro, el sector Este del edificio volcánico del volcán Platanar y la llanura de inundación del Río Toro.

UMTV VI: Congo

El rasgo geomorfológico más relevante se corresponde con el volcán Cerro Congo, el cual es un estratocono que no tiene un cráter bien definido y es poco conocido debido a su difícil acceso y densa cobertura vegetal, ubicado en el sector norte de la zona de estudio, entre el volcán Von Frantzius y la depresión de Bosque Alegre.

Se compone principalmente de campos muy ondulados y con fuertes pendientes de entre 30° y 80° que presenta un grado de erosión de leve a moderado, con un patrón de drenaje semiradial. El rango de altitudes es de entre 1300 a 1800 msnm y unas profundidades de disección muy altas (más de 170 m). Litológicamente se compone de lavas, epiclastos y flujos piroclásticos, correspondientes al Miembro Congo de la fase temporal Neo Poás.

Estructuralmente al Sureste de esta UMTV se tiene parte de la traza de la Falla El Ángel, la cual podría atravesar este estratocono en profundidad y tener una continuación hacia el Noroeste con el trazo que se ha asociado a una continuación de dicha falla. Esta falla es de tipo dextral con un pequeño componente normal y una longitud mayor a 20 km, con rasgos como desplazamiento lateral derecho de drenajes, cambios de taludes, valles lineales, estanques de hundimiento, entre otras.

UMTV VII: Volcán Poás Noroeste

Relacionadas a las laderas del noroeste del volcán Poás. Se compone de campos muy ondulados y con fuertes a moderadas pendientes, mayormente entre 15° a 60° que presentan un grado de erosión de leve a moderado, con un patrón de drenaje subparalelo. El rango de altitudes es de entre 1400 a 1800 msnm y unas profundidades de disección en su mayoría moderada (entre 86 y 126 m), así también moderadas densidades de disección.

Litológicamente se compone de lavas, epiclastos y flujos de brechas y piroclásticos, correspondientes al Miembro Von Frantzius de la fase temporal Neo Poás, así como de las Andesitas La Paz de la fase Paleo Poás. Estructuralmente esta zona no presenta rasgos internos significativos y una sismicidad moderada a baja. Geomorfológicamente corresponde con parte del edificio volcánico del Poás en su sector Noroeste y presenta algunos importantes cañones de ríos.

UMTV VIII: Viejo - Aguas Zarcas

Se presentan planicies de medias a altas, con un alineamiento importante asociado a la Falla Viejo-Aguas Zarcas en el flanco este del volcán Platanar. Esta falla es de tipo dextral y una longitud aproximada de 25 km, además presenta valles de ríos alineados principalmente en el sector del Río Aguas Zarcas al norte del área de estudio. Es necesario mencionar, que esta falla está asociada con el sismo del 1 de setiembre de 1955 de magnitud 6,1 Mw. También morfológicamente en la zona se logra apreciar lo que sería una antigua caldera como uno de sus principales rasgos morfológicos, pendientes irregulares y valles de ríos profundamente erosionados. Además, se registra una relativa alta sismicidad asociada posiblemente a esta falla.

Esta zona presenta altitudes principalmente entre 1500 y 2200 msnm, con pendientes que en su mayoría superan los 45° y una red de drenaje en su mayoría subparalela. La

disección vertical varía entre 120 a más de 170 m, aunque a nivel general se presenta una baja densidad de disección, por su parte, las orientaciones de laderas predominantes son hacia el sureste. Litológicamente esta UMTV se compone de la unidad Volcán Platanar, compuesta por lavas, brechas volcánicas y flujos piroclásticos, con una alta erosión y meteorización. Sus rasgos geomorfológicos principales son una caldera antigua y el sector Sur-Sureste del edificio volcánico del volcán Platanar, así como y zonas de erosión y acumulación de material.

UMTV IX: Sabanilla – Carbonera

Es una zona con notable fracturación interna, reflejados en los múltiples trazos inferidos de continuaciones y en algunos alineamientos, asociadas a las fallas Sabanilla y Carbonera, las cuales son fallas de tipo dextral y de longitudes de alrededor de 25 y 6,5 km, respectivamente. Se muestra también en esta zona algunos pequeños escarpes de falla, desplazamientos laterales derechos de sistemas de drenaje, valles lineales y bermas o sillars de falla. Es necesario mencionar, que estas fallas, en específico a la Falla Sabanilla, se le asocian los sismos de 1911 y 1912 de 6,0 y 5,5 Mw, respectivamente. Además, se registra de moderada a alta sismicidad asociada a estas fallas.

Esta zona presenta altitudes principalmente entre 1400 y 2200 msnm, con pendientes que en su mayoría superan los 35° y una red de drenaje de paralela a subparalela. La disección vertical en su mayoría supera los 170 m, con una alta densidad de la misma. Las orientaciones de laderas predominantes son hacia el norte y noroeste. Litológicamente se tiene la unidad Volcán Platanar, las Andesitas La Paz y la Unidad Achiote, las dos últimas asociadas a la fase temporal Paleo Poás, compuestas por lavas, epiclastos y flujos piroclásticos, con una alta erosión y meteorización. Geomorfológicamente corresponde con parte del edificio volcánico del Poás en su sector Oeste y presenta algunos importantes cañones de ríos, parte de la llanura de inundación del Río Toro, así como zonas de erosión y acumulación de material.

UMTV X: Volcán Poás - Von Frantzius

Los rasgos geomorfológicos más relevantes corresponden con el cráter activo y el edificio volcánico principal del volcán Poás, así como el cono secundario Von Frantzius y los campos de flujos o depósitos piroclásticos. Se compone de campos muy ondulados y con fuertes pendientes mayormente entre 20° y 70° que presentan un grado de erosión de leve a moderado, con un patrón de drenaje radial a semiradial. El rango de altitudes es de entre

2000 a 2800 msnm y unas profundidades de disección en su mayoría muy altas (más de 125 m), así también como muy altas densidades de disección en la mayor parte de la zona. Litológicamente se compone de lavas, epiclastos y flujos de brechas y piroclásticos, correspondientes al Miembro Von Frantzius y Cima del Poás de la fase temporal Neo Poás, así como de las Andesitas La Paz y la Unidad Achiote de la fase Paleo Poás.

Estructuralmente se tiene el sistema de pequeñas fallas de tipo normal de la cima del Poás, el cual rodea el edificio del cráter principal y los conos Von Frantzius y Botos, todas partes de la fractura tectónica del Poás. Este sistema de fallas es de tipo normal con pequeñas longitudes de las trazas (entre 2 y 3 km), con rasgos como escarpes facetados, la pseudocaldera, el grabado volcánico, los ríos y corrientes paralelas a estos trazos. Además, se registra una alta sismicidad asociada a este sistema de fallas y al colapso gravitacional de la estructura, así como por la actividad del volcán (Ruiz, 2012).

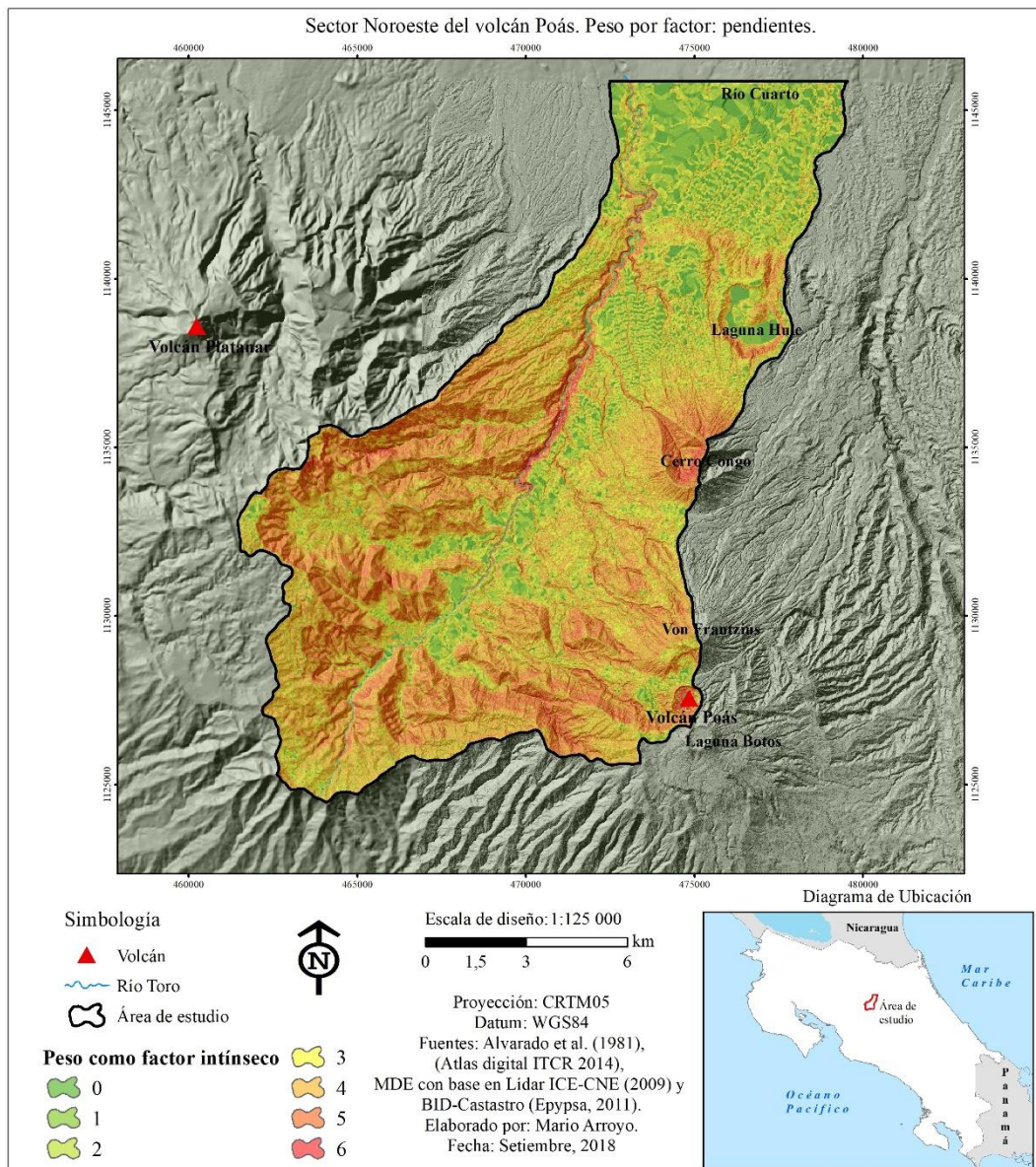
4.3. Modelado de la susceptibilidad a deslizamientos

Los mapas presentados en este capítulo, fueron creados usando una grilla de resolución de celda de 10 m x 10 m, en donde cada pixel presenta los valores obtenidos para cada uno de los factores estudiados y descritos más adelante.

4.3.1. Factores intrínsecos

Factor pendiente (P):

Este es el factor que se puede obtener de forma más directa. Para obtener los valores de susceptibilidad por pendiente de la ladera, se creó un mapa de pendientes a partir del MDE. Los resultados obtenidos para este factor de susceptibilidad son presentados en el Mapa 9, siguiendo la metodología Mora-Vahrson con los pesos que ahí se proponen.



Mapa 9. Peso por factor pendiente (P).

Sobresalen los escarpes y los cañones o barrancos de los ríos, los cuales coinciden con laderas montañosas y cortes erosivos de los edificios volcánicos de los volcanes Poás y Platanar. Se observan valores menores, en planicies y piedemontes medios. Debido a la resolución utilizada, se pueden ver cambios en los valores de estos sitios relativamente planos y los valles fluviales de los ríos y quebradas que los atraviesan.

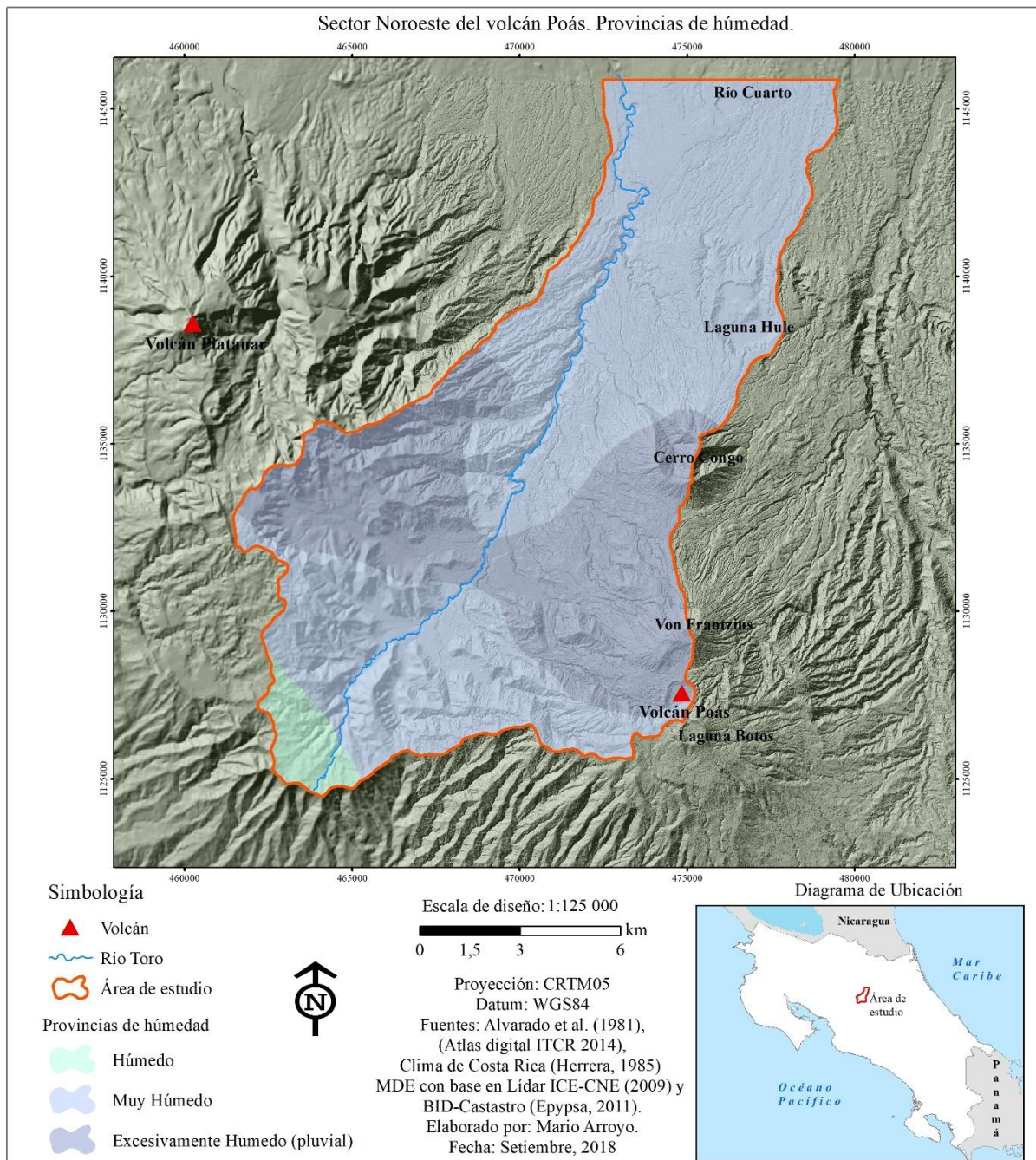
Factor Humedad relativa (H):

Siguiendo la metodología basada en un balance hidrológico simplificado que se ha propuesto desde Mora et al. (1992) y con base en el trabajo realizado por Ruiz (2012), que se encuentra contenida el área de estudio, se asigna que para toda esta área solo se presenta una clase de humedad del suelo, siendo esta de peso 5, la cual a su vez se debe a las mayores tasas de lluvia en la vertiente caribeña, donde se ubica la zona de estudio.

Para considerar las variaciones orográficas dentro de la zona y un mayor detalle para la misma, en este trabajo se ha propuesto utilizar las provincias de humedad, derivadas del trabajo sobre los tipos de clima de Costa Rica de Herrera (1985). Estas provincias de humedad (Mapa 10) han sido determinadas con base en balances hídricos y evalúan el índice hídrico para cada tipo de clima. Se proponen como una opción a utilizar en zonas donde la información de estaciones meteorológicas es escasa o no está dentro del área de estudio, y aún más cuando no se cubre parte del área montañosa, representándose con mayor detalle el contenido de humedad presente en el suelo, en estos casos. Las provincias de humedad basadas en el índice hídrico se determinan con base en datos de precipitación total por año en milímetros y la evapotranspiración potencial anual, medida también en milímetros.

La evapotranspiración es uno de los elementos que puede limitar los distintos tipos de clima. Se define como la cantidad de agua que se evapora, o que transpiran las plantas de una determinada zona. La evapotranspiración potencial (ETP) es la cantidad máxima de agua necesaria para la realización de los dos procesos (evaporación y transpiración) en un intervalo determinado de tiempo. Aquí se define en términos de mm de agua.

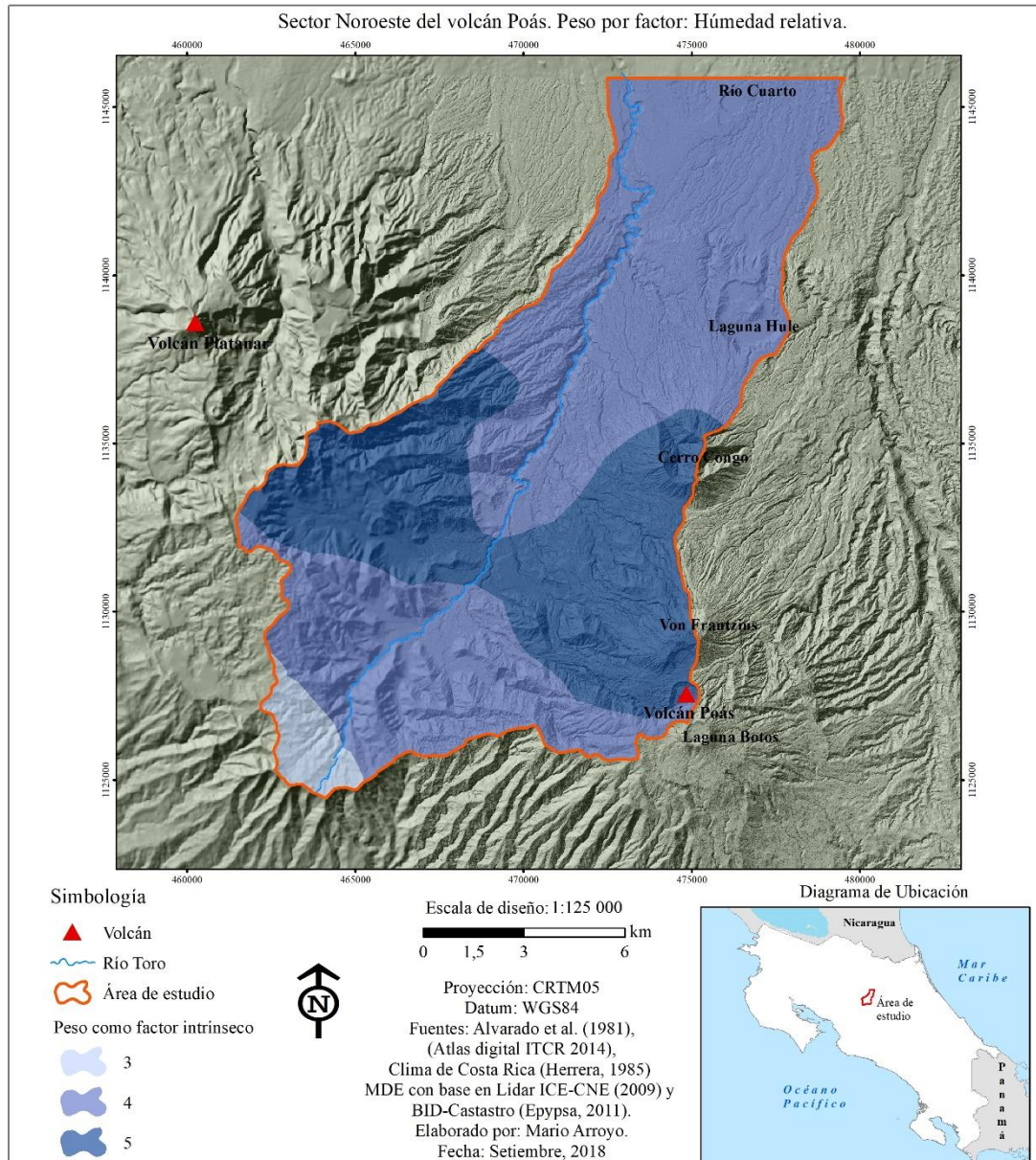
La precipitación es el elemento que tiene las mayores variaciones temporales y espaciales. Se define como la cantidad agua que cae sobre la superficie terrestre. Se mide en cantidad de litros de agua que caen sobre un metro cuadrado (cada litro es igual a un milímetro de lluvia).



Mapa 10. Provincias de humedad.

Los resultados muestran tres provincias de humedad (húmedo, muy húmedo y excesivamente húmedo), relacionados con las condiciones orográficas. Las zonas montañosas de mayor altitud de los edificios volcánicos del Poás y Platanar, así como las zonas planas relacionadas al sector norte y al valle del Río Toro, evidencian diferentes niveles de humedad. En las zonas montañosas se tiene menor evapotranspiración real mientras que en las zonas bajas y planas es mayor, a su vez, en las zonas montañosas la biotemperatura por lo general es menor que en las zonas bajas. Esta situación en cierta

forma favorece que el contenido de humedad en las zonas altas sea mayor, aumentando la susceptibilidad a que se generen deslizamientos. Los resultados obtenidos para este factor son presentados en el Mapa 11, siguiendo la propuesta de pesos a utilizar según el índice hídrico de las provincias de humedad, desglosado en la metodología.



Mapa 11. Peso por factor humedad relativa (H).

Factores morfométricos (M):

Los parámetros morfométricos utilizados fueron la densidad y profundidad de disección, que vienen a sustituir el factor litológico de la metodología Mora-Vahrson original, ya que presentan una estrecha relación con la litología, por lo que son consideradas como una buena opción para este propósito, por su mayor practicidad de obtención y por otra

parte también en caso de falta de mapeos geológicos a detalle, los cuales no siempre están disponibles.

Estos parámetros se determinaron, primeramente, identificando los ríos o corrientes fluviales presentes en la zona y a partir del MDE. Posteriormente se dividió el área de estudio en cuadrantes con superficies individuales de 0,1 km² y se obtuvo el centroide de cada uno de estos, asignándosele su respectivo ID.

Para determinar la profundidad de disección se parte de la siguiente fórmula:

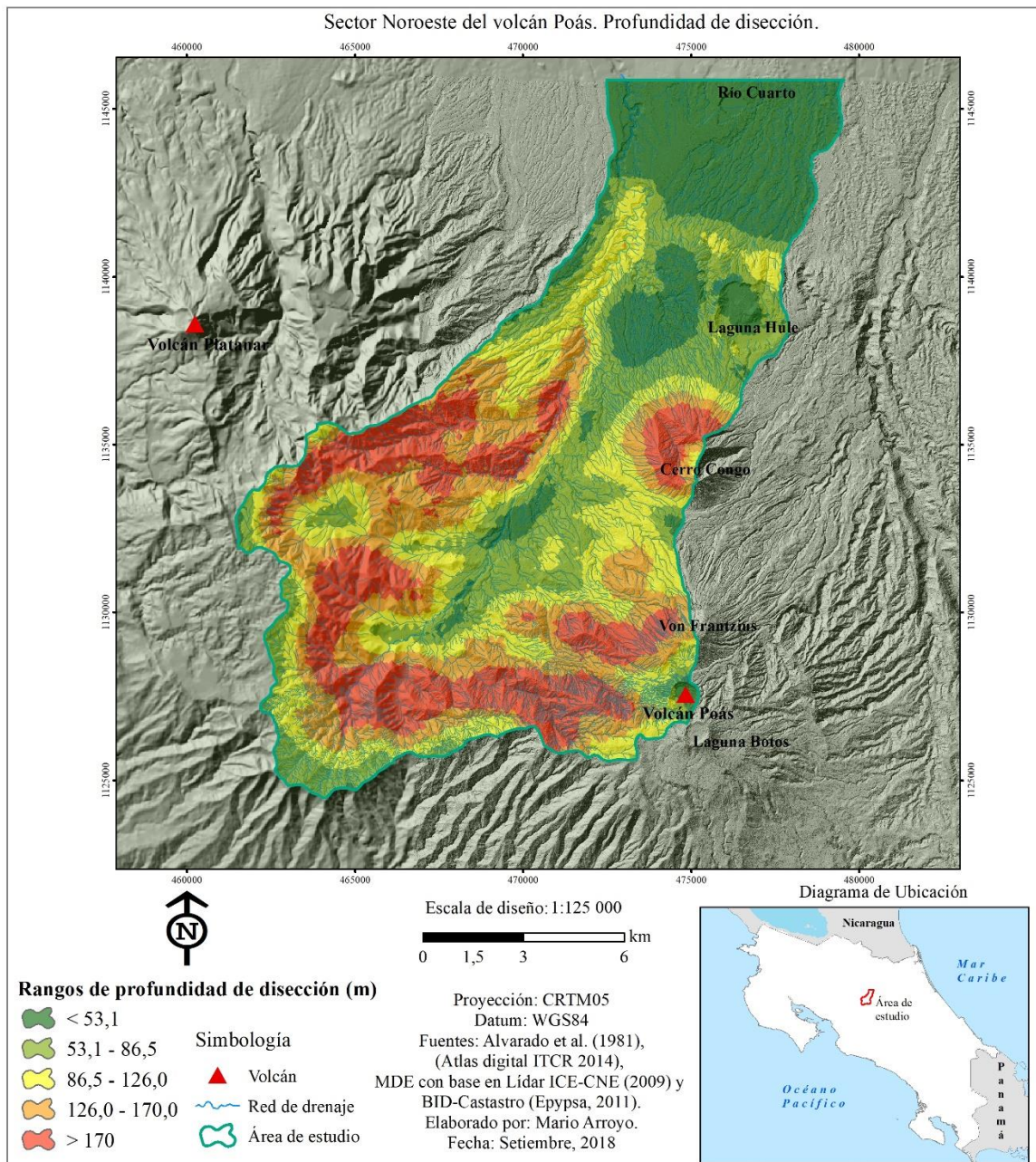
$$\text{Profundidad de disección: } P = \text{altura máxima} - \text{talweg}$$

Para cada punto que representa un cuadrante, se extrajo su valor de altura máxima y talweg desde el raster del MDE y la cobertura hidrográfica, para posteriormente generar un nuevo campo en la tabla de atributos de los centroides de la grilla, donde se aplica la formula anterior y se determina la profundidad de disección para cada cuadrante (Mapa 12). Para determinar la densidad de disección, se calcula la concentración de los cauces para cada punto que representa un cuadrante de 0,1 km² utilizando un radio de búsqueda de 250 m con la herramienta llamada *Line Density* (Mapa 13). Por último, se interpolan los valores utilizando la herramienta Kriging y una clasificación en cinco clases por el método estadístico de cuartiles, obteniendo coberturas en formato raster correspondientes a la densidad y profundidad de disección.

La profundidad de disección mide la capacidad erosiva de los cauces fluviales, para lo cual se realiza un análisis de la diferencia de profundidades que existen entre el punto más alto y bajo (talweg) de un área determinada. En este caso se identificaron los valores más críticos en la cuenca alta y que tienen relación con las zonas más altas y de elevada pendiente de los edificios volcánicos, pues la topografía del terreno y las diferencias de elevación provocan que este parámetro muestre una alta intensidad, de igual manera en el sector encañonado del Río Toro en la cuenca media, se presentan valores considerables de este parámetro. Las partes planas de la cuenca (al norte) poseen en su mayoría intensidades bajas, pues al no haber diferencias representativas de altura, se reduce la capacidad erosiva. Las áreas de media densidad se establecen en las laderas de valle del Río Toro y en laderas volcánicas de pie de montaña donde las profundidades son considerables más no extremas.

La profundidad de disección, a su vez, se puede relacionar a la litología y sus edades, donde se observan niveles más altos de profundidad de disección en función de la

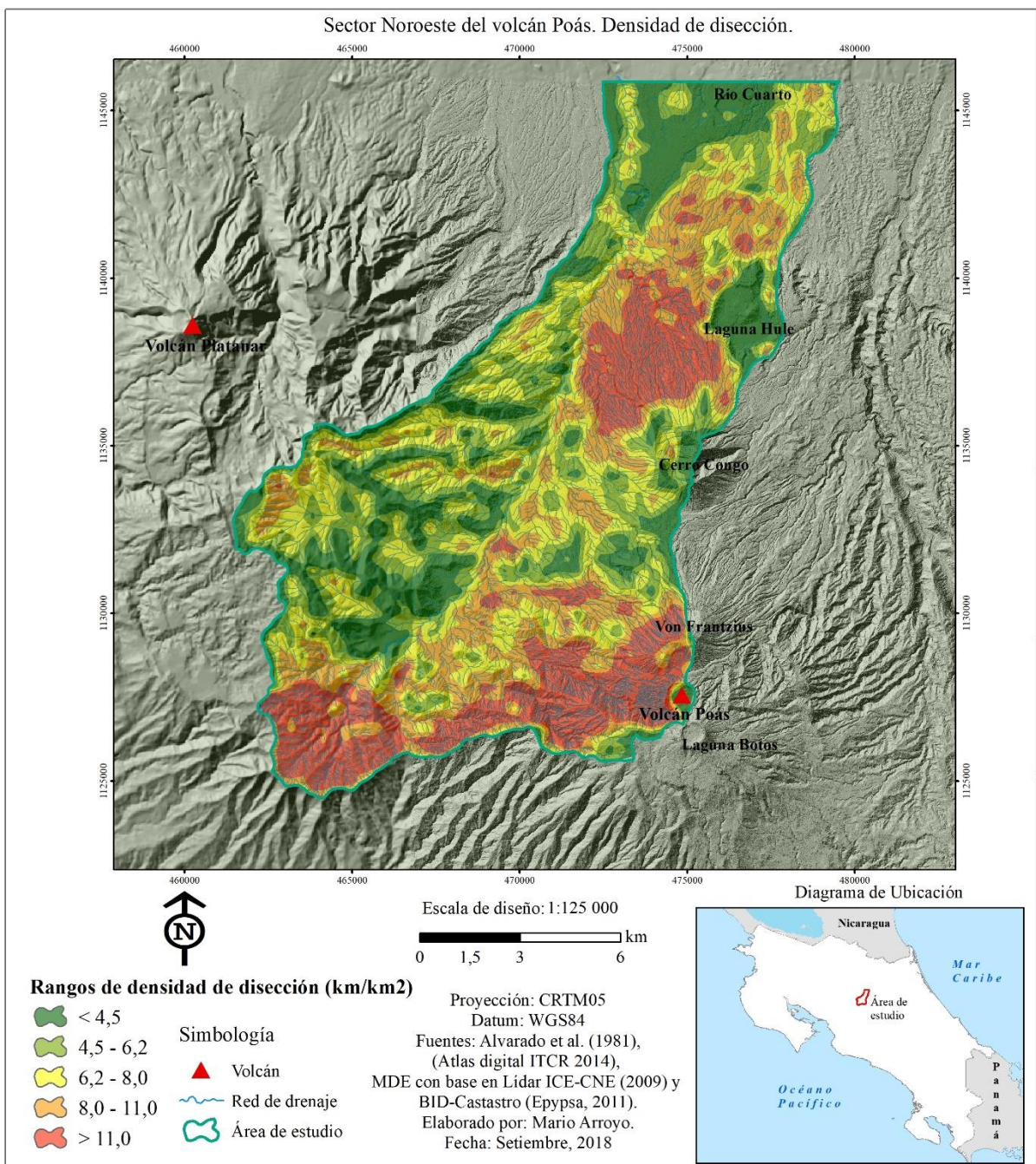
pendiente cuando la Unidad Geológica responde a edades más viejas o “Paleo”. Aquí es donde se observa una fuerte correspondencia entre altas pendientes y Unidades como las de Volcán Platanar y Andesitas La Paz, las cuales según Ruiz et al. (2010), presentan edades mayores a 500 ka. Los valores más altos son \geq a 170 m, los que a su vez están asociados a las laderas de los edificios volcánicos del Poás y Platanar y a algunas de las fallas principales como la Sabanilla, Carbonera y Viejo-Aguas Zarcas.



Mapa 12. Profundidad de disección.

La densidad de disección contabiliza la concentración de cauces fluviales en un área determinada, con el fin de comprender el efecto de la erosión del agua sobre la superficie, este subdivide la cuenca en áreas de baja, media y alta intensidad. Los sectores de baja

densidad constituyen principalmente zonas donde no hay interacción fuerte de cauces fluviales. Las áreas de media densidad son zonas con pendiente moderada y se observan principalmente en el piedemonte de los edificios volcánicos y cerca de las áreas adyacentes al cauce del Río Toro. Las áreas con mayor densidad se ubican en gran parte de las laderas volcánicas de la cuenca alta, así como cerca de estructuras como Conos volcánicos, como se aprecia en las inmediaciones del Cerro Congo y Von Frantzius. Son zonas que poseen una gran afectación por efecto de la erosión que realizan los cauces fluviales, por lo tanto, son consideradas peligrosas.



Mapa 13. Densidad de disección.

Según Quesada y Barrantes (2017), para poder combinar las variables se requiere una previa estandarización de estas, lo que se logra con la estandarización omega (Ω), la cual permite que todas las variables se expresan en valores entre 0 y 1, sin perder información de los valores extremos. Para cada parámetro morfométrico se realizó esta estandarización y por el método de cuantiles se dividió en cinco clases que representan las categorías de susceptibilidad de muy baja, baja, moderada, alta y muy alta, con valores de 1 a 5, en ese mismo orden (Figura 7 A y B).

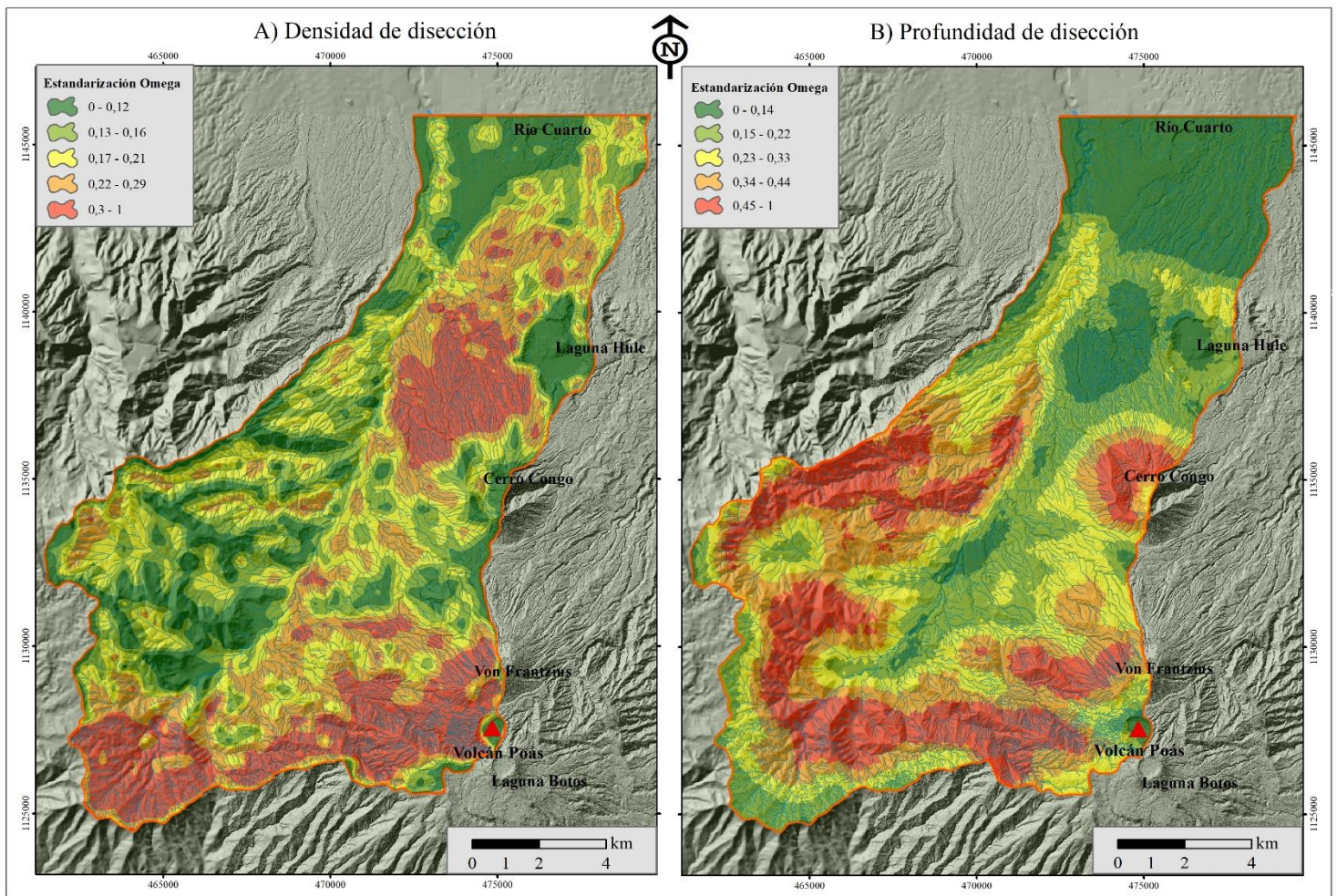
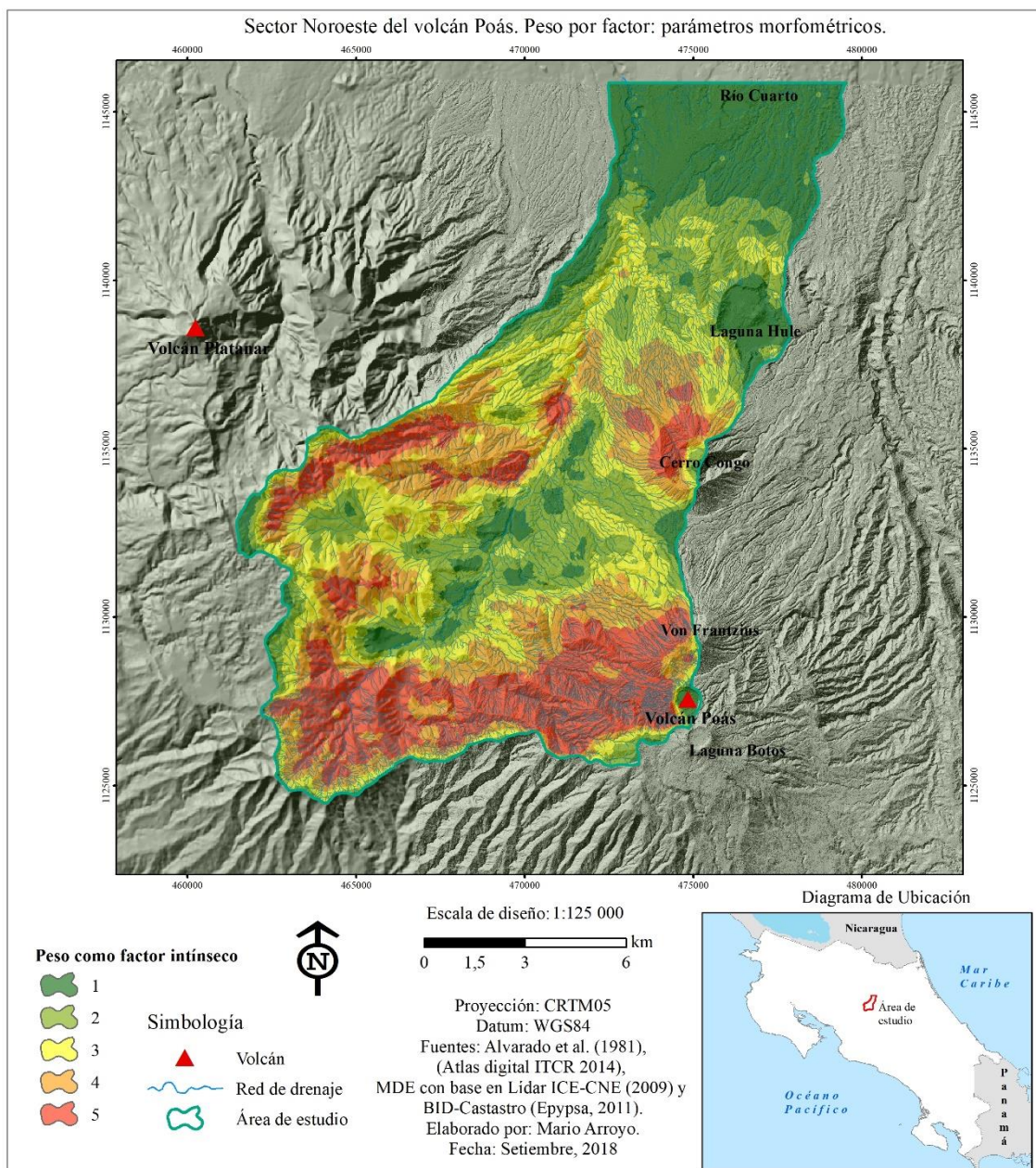


Figura 7. Estandarización Omega de los parámetros morfométricos analizados. Fuente: Elaboración propia

Calculados los valores de las variables morfométricas de manera independiente se procede a la estandarización (Omega) de los mismos para su integración con base en la ecuación 9. Para su interpretación en cinco clases o pesos siguiendo la línea de la metodología Mora-Vahrson, se aplicó una clasificación por cuantiles. El Mapa 14, muestra dicha clasificación de la ponderación de los parámetros morfométricos como pesos en la susceptibilidad al deslizamiento.

Las zonas de menor peso se asocian a áreas de pendientes por lo general menores a 16°, donde no es de esperar la ocurrencia de eventos, no obstante, se presentan valles fluviales profundos, que podrían desarrollar lahares. Las zonas de moderada susceptibilidad se asocian principalmente al piedemonte, con una geodinámica que podría verse potenciada por la presencia de fallas y fracturas en Unidades como las del volcán Platanar o Andesitas La Paz, de más de 500 ka, los cuales presentan una fuerte meteorización y favorecerían el desarrollo de deslizamientos puntuales. Las zonas de alta susceptibilidad se asocian con divisorias de aguas, laderas volcánicas de alta pendiente y a los edificios volcánicos del Poás y Platanar, así como a los profundos cañones del Río Toro.



Mapa 14. Peso por factores morfométricos (M).

4.3.2. Factor de disparo

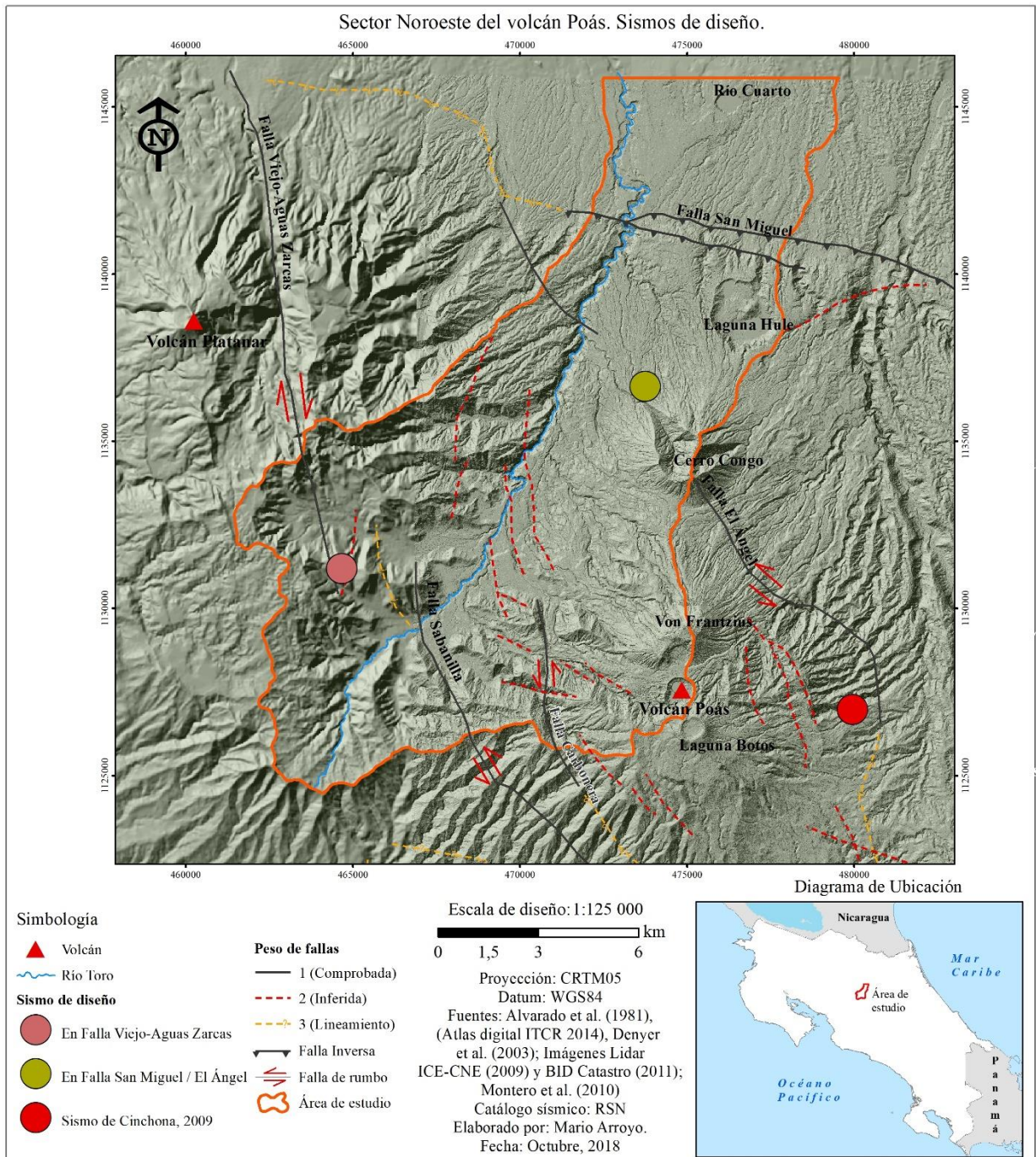
Disparo por terremoto (DT)

Como se ha mencionado a lo largo de este trabajo, el enfoque esencial del mismo se basa en la evaluación sísmica y geomorfológica, por lo que se centró en el disparador por terremotos para analizar la posible ocurrencia de deslizamientos. Para obtener los valores de susceptibilidad al combinar este factor de disparo con los factores intrínsecos, se hace un estudio en primera instancia de los escenarios sísmicos o sismos de diseño derivados de los análisis de los capítulos anteriores, dentro del mismo se incorporan la magnitud (Mw) y la profundidad o distancia hipocentral (km). Los resultados obtenidos para este factor de disparo parten de las ecuaciones 12 y 13, aplicadas en Ruiz (2012) y sus pesos o valoraciones respectivas (Cuadro 2), explicadas en el capítulo metodológico.

Sismos de diseño

Con base en el comportamiento sísmico histórico, así como las características sismotectónicas, en específico los trazos de las fallas más importantes y considerando las UMTV determinadas en el área estudiada, han sido definidos tres escenarios, dos de sísmicos hipotéticos y un tercero para evaluar la efectividad del método con base en el sismo de Cinchona de 2009. Siendo consecuentes con el método determinista en cuanto a ubicar el epicentro dentro o lo más cercano al área de estudio (peor escenario), se han establecido dos criterios para los sismos hipotéticos: uno probable y otro muy probable. Para efectos de este análisis se trabajó sobre el peor escenario posible. Los anexos 5 y 6 muestran las figuras y mapas para los escenarios conservadores (más probables).

Se han considerado 2 sectores para ubicar los sismos de diseño. El primero consiste en localizar el epicentro en la Falla Viejo-Aguas Zarcas, lo más dentro posible del área de estudio y donde también se tiene un trazo de falla inferido que se ha relacionado tanto a esta falla como a la Falla Sabanilla. El segundo se determinó ubicar en un punto donde se podría tener un sismo tanto de la Falla San Miguel, si se supone un buzamiento entre 30° a 40° para esta falla, como de la Falla el Ángel, en el sector de la posible continuación de la misma que mencionan Montero et al. (2010), al Noroeste del Cerro Congo. El tercer sector corresponde con la localización del sismo de Cinchona del 8 de enero de 2009, que será utilizado únicamente para la verificación del método de modelado empleado. El Mapa 15, muestra la localización de los epicentros propuestos.



Mapa 15. Ubicación de sismos de diseño.

Peor escenario (probable)

El primer criterio consiste en determinar las profundidades y magnitud de los sismos, como el peor de los casos posibles, lo que a su vez conlleva una probabilidad más baja de ocurrencia. Esto se establecerá a partir de asignarle a los sismos de diseño la máxima magnitud inferida para toda la zona sísmica Cordillera Volcánica Central (C6), la cual es de 6,8 Mw (Cuadro 6) y una profundidad muy somera, que se ha establecido en 5 km con base en la Figura 5.A, como se puede apreciar, las profundidades para esta zona sísmica

se concentran en su mayoría y con una mayor probabilidad de ocurrencia entre los 0 y 10 km. El Cuadro 7 resume las magnitudes y profundidades asociadas según el peor escenario, para los casos de los dos sismos hipotéticos.

Cuadro 7. Resumen sobre los sismos de diseño propuestos según el peor escenario probable. Ver figuras 8 y 9

Falla	Epicentro (Coordenadas CRTM 05)	Epicentro (Coordenadas Geográficas decimales)	Magnitud (Mw)	Profundidad (km)
Viejo-Aguas Zarcas	464665,82 X 1131189,23 Y	-84,32 10,23	6,8	5
San Miguel / El Ángel	473746,22 X 1136645.03 Y	-84,24 10,27	6,8	5

Escenario conservador (muy probable)

El segundo criterio consiste en considerar una probabilidad de ocurrencia más alta a partir de tomar en cuenta para las magnitudes máximas posibles, los trazos que se han determinado para las fallas en cuestión y con base en los cálculos del Cuadro 5, asignar magnitudes a tales fallas. En el caso de la profundidad de igual manera con base en que la mayor probabilidad de ocurrencia se encuentra entre los 0 y 10 km, se ha determinado una profundidad de 10 km para este escenario. El Cuadro 8 resume las magnitudes y profundidades asociadas según el escenario un poco más conservador, para cada uno de los sectores propuestos.

Cuadro 8. Resumen sobre los sismos de diseño propuestos según un escenario más conservador. Ver anexos.

Falla	Epicentro (Coordenadas CRTM 05)	Epicentro (Coordenadas Geográficas decimales)	Magnitud (Mw)	Profundidad (km)
Viejo-Aguas Zarcas	464665,82 X 1131189,23 Y	-84,32 10,23	6,7	10
San Miguel / El Ángel	473746,22 X 1136645.03 Y	-84,24 10,27	6,7	10

La Falla Viejo-Aguas Zarcas se ha propuesto como el primer escenario de disparo sísmico para la evaluación de la susceptibilidad al deslizamiento. A esta falla le han sido asociados, junto con la Falla Sabanilla, algunos de los sismos históricos más importantes en la zona y en específico para el poblado de Bajos del Toro. Esta es una falla de rumbo que, debido a su injerencia en el área de estudio, sus antecedentes históricos, así como su gran extensión y su potencial asociado, se considera importante de analizar.

El segundo escenario toma en consideración la posibilidad de ocurrencia en la Falla San Miguel o la Falla El Ángel. La Falla San Miguel es una falla de tipo inversa que debido a su injerencia en el área de estudio y ser una de las fallas sin registro instrumental o histórico de sismos importantes, podría ser una de las más próximas estructuras a presentar actividad relevante, tomando en cuenta que podría estar próximo su recurrencia en cuanto a actividad importante. La Falla El Ángel ha sido asociada al sismo de Cinchona de 2009, siendo el antecedente más reciente y con grandes daños registrados en la zona por los deslizamientos que generó. Esta falla de rumbo con un componente normal asociado, debido a su relevancia en el área de estudio, sus antecedentes recientes e históricos, así como su gran extensión que algunos autores prolongan hacia el Noroeste atravesando el Cerro Congo, se considera importante de analizar.

Los valores de PGA en el peor escenario propuesto para la Falla Viejo-Aguas Zarcas (Figura 8.E), estuvieron en el rango de poco menos de 300 cm/s^2 a poco más de 700 cm/s^2 . Se podrían presentar valores de PGA mayores a 500 cm/s^2 , en un radio de alrededor de 5 km inmediatos al epicentro. Por otra parte, los valores de PGA en el peor escenario propuesto para la Falla San Miguel o El Ángel (Figura 8.B), estuvieron en el rango de poco menos de 300 cm/s^2 a poco más de 700 cm/s^2 . Se podrían presentar valores de PGA mayores a 500 cm/s^2 , en un radio de 6 a 7 km inmediatos al epicentro.

Los mapas de intensidades máximas esperadas para los sismos de diseño en cada una de estas fallas muestran que, para el peor escenario, de acuerdo con la magnitud máxima estimada para la zona sísmica y su profundidad superficial, se tendrían valores de hasta IX en la escala de Intensidad Mercalli-Modificada. La fórmula y el alcance de este estudio no consideran posibles efectos específicos de sitio en cuanto a amplificación sísmica, lo cual se podría presentar en zonas de antiguos lahares y/o depósitos de tefra de algunas de las Unidades geológicas presentes.

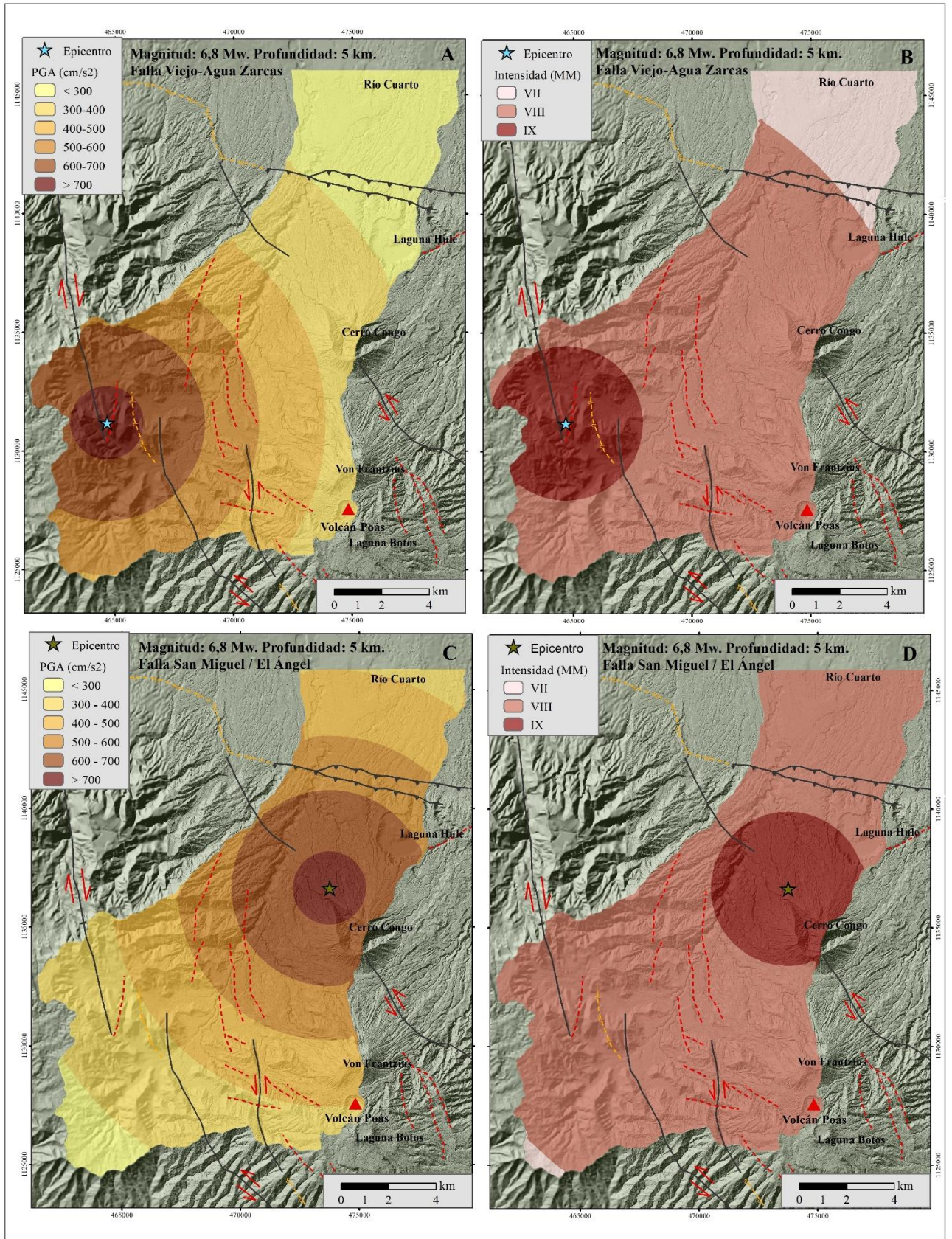


Figura 8. A y B) Valores de PGA e Intensidades máximas, respectivamente, para el peor escenario propuesto para la Falla Viejo-Aguas Zarcas. C y D) Valores de PGA e Intensidades máximas, respectivamente, para el peor escenario propuesto que podría corresponder a la Falla San Miguel o a la Falla El Ángel.

Con base en la fórmula de la atenuación de la aceleración de Schmidt (2010) para terremotos corticales en Costa Rica (Ecuación 12), se ha estimado los valores de aceleración pico (PGA) para el peor escenario en cada una de los que han sido propuestos para cada falla (Figura 8. A, C y E) y con base en el Cuadro 2 se ha relacionado los diferentes rangos de máximas aceleraciones pico con intensidades en la escala Mercalli-Modificada (MM) (Figura 8. B, D y F). A partir de los valores de PGA, con base en la Ecuación 13, se obtienen los valores de peso por disparo sísmico (DT) (Figura 9 A y B).

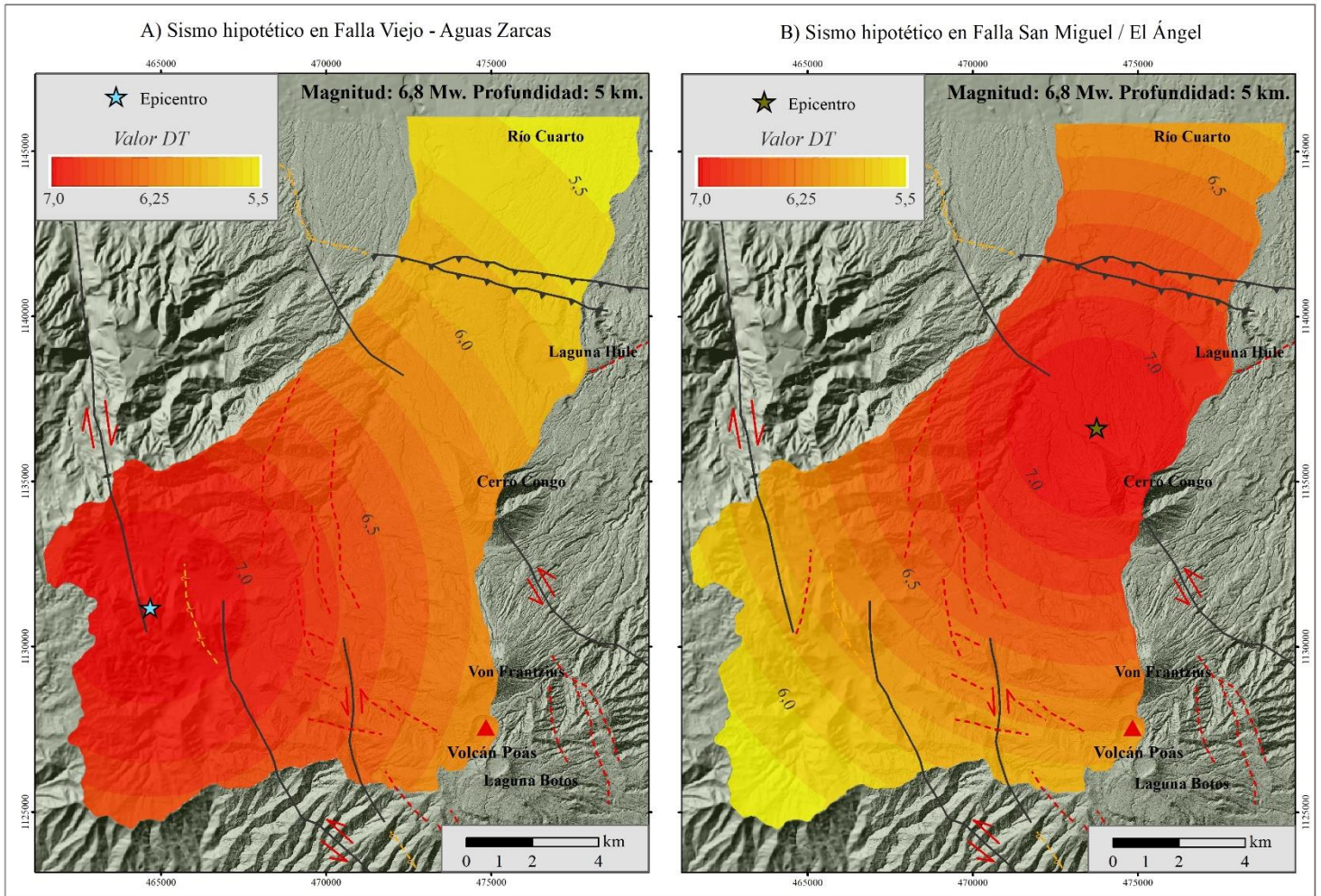


Figura 9. Valor de disparo DT para cada uno de los sismos de diseño propuestos (peores escenarios).

4.3.3. Mapas de susceptibilidad

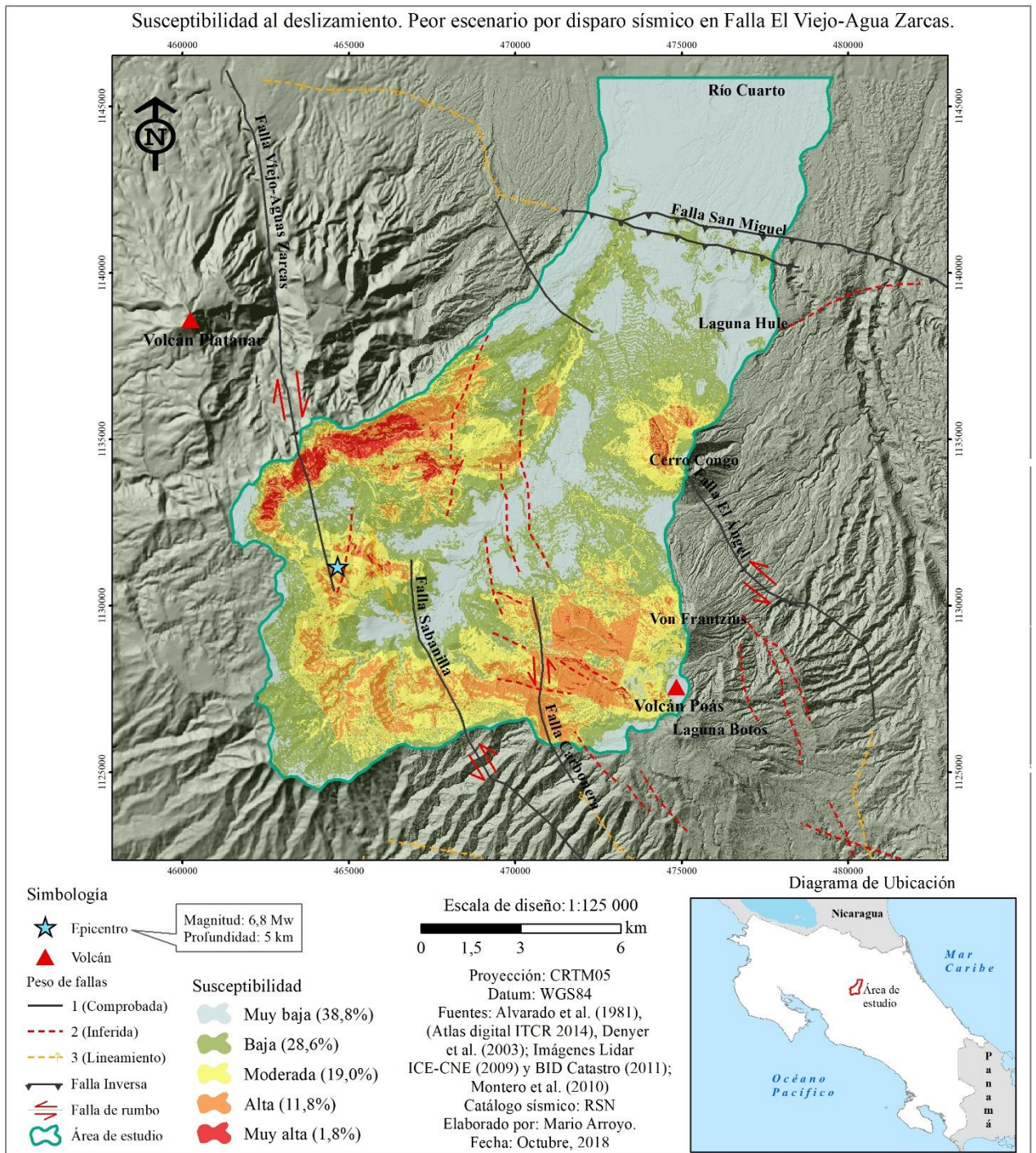
Los valores de la susceptibilidad a deslizamientos disparados por sismos obtenidos de la aplicación de la Ecuación 10, fueron agrupados en cinco rangos o categorías, dividiendo entre cinco intervalos iguales el valor obtenido al multiplicar el valor máximo de cada uno de los factores de la ecuación.

A cada rango se le asignó una clasificación de susceptibilidad (muy baja, baja, moderada, alta y muy alta). Según Mora et al. (1992) se podría presentar deslizamientos en las zonas de moderada, alta y muy alta susceptibilidad. Se ha modelado los peores escenarios que se mencionaron con anterioridad, partiendo de que dichos escenarios consideran intrínsecamente los escenarios conservadores (Ver anexos). A continuación, se presentan los mapas obtenidos de la susceptibilidad al deslizamiento producto de los hipotéticos escenarios sísmicos que se proponen.

Sismo hipotético en Falla Viejo-Aguas Zarcas (6,8 Mw, Profundidad 5 km)

Se ha considerado este escenario debido a que para la Falla Viejo-Aguas Zarcas se tienen asociados eventos sísmicos importantes a partir de los registros macrosísmicos de sismicidad histórica y es una de las fallas más grandes en el área de estudio. En este caso se propone un epicentro en la zona intermedia entre dos grandes eventos históricos, el de 1888 asociado a la Falla Viejo-Aguas Zarcas y el de 1911 asociado a la Falla Sabanilla.

La distribución según el modelado fue de muy baja susceptibilidad 38,8%, baja = 28,6%, moderada = 19,0%, alta = 11,8% y muy alta = 1,8%. Las áreas clasificadas como susceptibilidad alta o muy alta al deslizamiento se ubican cerca del epicentro, específicamente la zona del corredor empinado sin vegetación ubicado al oeste del cráter principal Poás, también en el flanco sureste del Volcán Platanar y los cañones del Río Toro (Mapa 16). Las unidades de la fase temporal Paleo-Poás o Volcán Platanar también serían las que se asocian con mayor susceptibilidad.

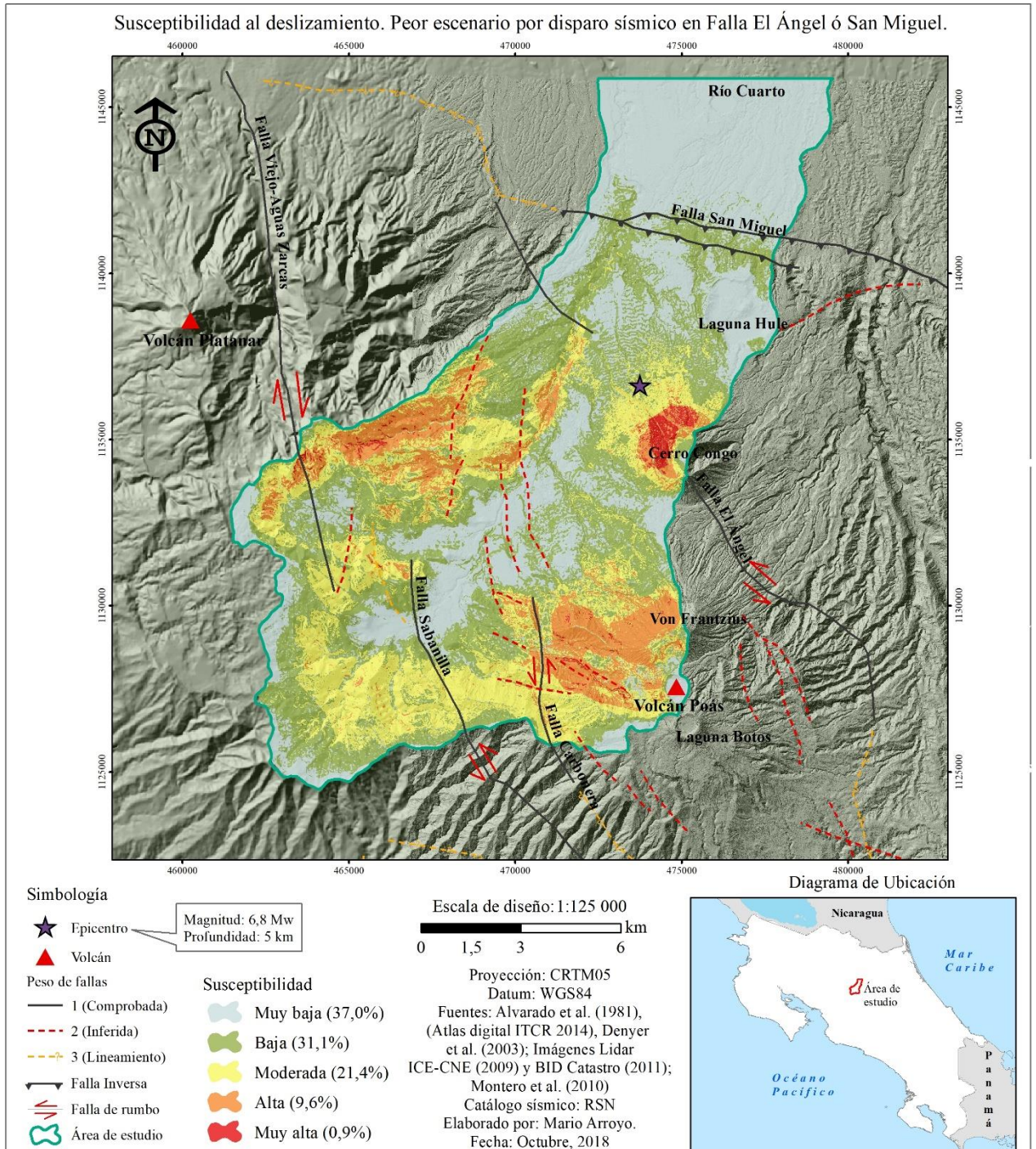


Mapa 16. Susceptibilidad a deslizamientos por peor escenario sísmico en Falla Viejo-Aguas Zarcas

Sismo hipotético en Falla San Miguel o Falla El Ángel (6,8 Mw, Profundidad 5 km)

A pesar de no haber registros instrumentales e históricos de actividad importante de la Falla San Miguel, debido a su longitud, tipo de falla y su trascendencia con el área de estudio, esta falla se ha considerado como una de las que podría tener potencial de producir uno de los peores escenarios posibles. Por otra parte, la Falla El Ángel es una de

las más grandes en la zona y la de mayor actividad reciente. En el marco de esta situación autores como Montero et al. (2010) mencionan que su trazo podría extenderse aún más hacia el Noroeste, por lo que se propone un epicentro que podría considerar un sismo en dicha prolongación de esta falla o también como producto de la Falla San Miguel, considerando un posible ángulo de buzamiento de la falla de entre 30° y 40° (Mapa 17).



Mapa 17. Susceptibilidad a deslizamientos por peor escenario sísmico en Falla El Ángel o San Miguel.

La distribución de las categorías de susceptibilidad del mapa anterior fue para muy baja susceptibilidad de 37,0%, baja = 31,1% =, moderada = 21,4%, alta = 9,6% y muy alta = 0,9%. Poco más del 30% del área de estudio se vería afectada por deslizamientos y solo las pendientes de bajo ángulo, al norte o centro del área de estudio, estarían seguras. Si ocurre un terremoto como este, podría generarse una situación muy peligrosa debido a los deslizamientos que desencadenaría, incluso en áreas ubicadas a más de 15 km del epicentro.

Las zonas de alta o muy alta susceptibilidad se localizan principalmente en el Cerro Congo y Von Frantzius, además el cañón del Río Toro y el flanco sureste del Volcán Platanar podrían verse gravemente afectados (Mapa 17). En los conos de los Volcanes Congo y Von Frantzius los derrumbes que podrían ocurrir son principalmente flujos de escombros o lahares, que podrían afectar las áreas bajas y los valles de los ríos. Las unidades geológicas de la fase temporal Paleo-Poás o Volcán Platanar serían las más afectadas.

Los sismos someros por falla local en cada uno de los escenarios que se evaluaron para el área de estudio, originarían disparos de deslizamientos importantes principalmente en las zonas altas y de elevada pendiente, tales como las laderas volcánicas tanto del Volcán Poás como del Volcán Platanar; además del área que comprende el sector encañonado del Río Toro y otras estructuras con alta pendiente como los conos volcánicos del Cerro Congo y Von Frantzius y en menor medida el escarpe de la Falla San Miguel.

Para cada sismo hipotético muchas áreas estarían sometidas a intensidades Mercalli del orden de VII-VIII y en las zonas más inmediatas al epicentro (alrededor de 5 km) se presentarían valores de hasta IX (Figura 8. B y D). Con base en la primicia de que pueden suceder deslizamientos con muy alta probabilidad en zonas desde moderada susceptibilidad en adelante, los escenarios presentan poco más del 30% del área de estudio donde se podrían generar movimientos en masa. Sin embargo, tomando en cuenta solo alta o muy alta susceptibilidad, el peor escenario para un sismo en la Falla San Miguel o El Ángel representaría un 10,5% del área de estudio y en la Falla Viejo-Aguas Zarcas un 13,6%. Con base en lo anterior, el sismo que resultaría potencialmente con mayor disparo de deslizamientos sería uno somero en la Falla Viejo-Aguas Zarcas con una magnitud $M_w \sim 6,8$ (Mapa 16).

4.4. Zonificación final de la amenaza al deslizamiento

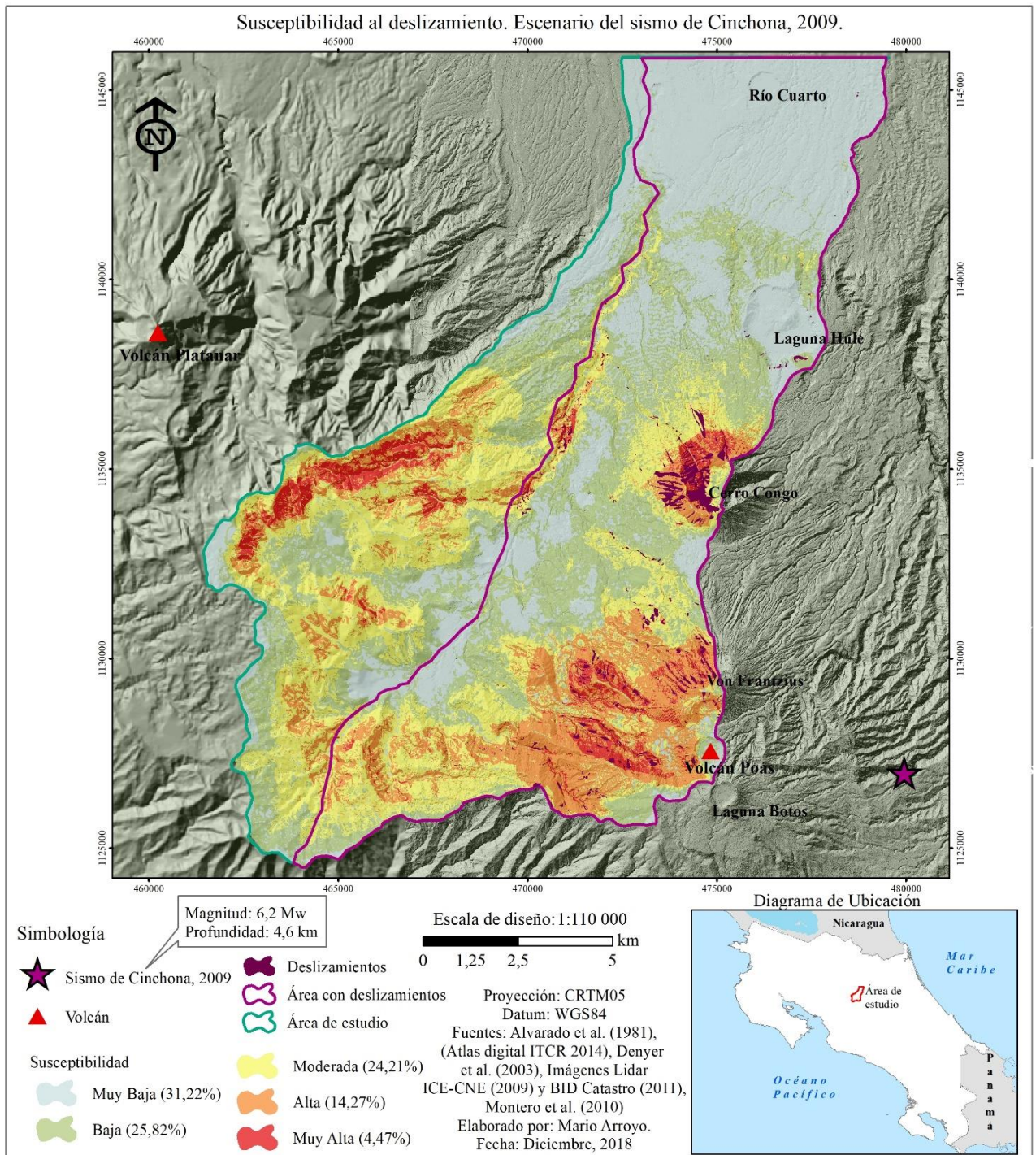
4.4.1. Verificación del modelo de susceptibilidad

Para verificar la efectividad del modelado se utilizó una combinación entre los catálogos de deslizamientos de Barrantes et al. (2013) y Ruiz (2012), que corresponden con las zonas de remoción en masa producto del sismo de Cinchona de 2009. Se modeló dicho terremoto con la metodología propuesta en esta investigación usando una clasificación por “Natural breaks” (ver Mapa 18), de tal manera que se posea un caso real de comparación. Se utilizó para la verificación únicamente el sector Este del área de estudio, tomando como referencia el cañón del Río Toro, ya que se considera el área más próxima al epicentro de este sismo y representa mejor la verificación que se pretende.

El sismo de Cinchona del 8 de enero de 2009 tuvo una magnitud de 6,2 Mw y una profundidad aproximada de 4,6 km (RSN, 2018; Ruiz, 2012), lo cual dista de la máxima magnitud inferida como peor escenario posible para evaluar la zona de estudio, además de encontrarse el epicentro de este terremoto a una distancia de alrededor de 10 km fuera del área de interés, lo cual también suaviza el escenario. Sin embargo, los inventarios en los estudios de Ruiz (2012) y Barrantes et al. (2013) contemplan deslizamientos en gran parte de la extensión del área que se analiza en esta investigación, con lo cual se evalúan las categorías de susceptibilidad obtenidas, siendo el mejor insumo disponible para la verificación del método de modelado aquí empleado.

La conformación del catálogo final de deslizamientos tomó en cuenta únicamente las zonas o laderas desde las cuales se desprendió el material, eliminando las partes de acumulación mapeadas como parte de los deslizamientos en la investigación de Ruiz (2012) y Barrantes et al. (2013). Esta diferenciación se realizó a partir de una verificación con el modelo de elevación generado de las imágenes LIDAR y los modelos complementarios de Radar y fotografías aéreas Carta 2005 (Anexos 1, 2 y 3), así como con imágenes satelitales, de esta manera el catálogo final enfocado en el sector Este del área de estudio, contó con un total de 606 deslizamientos y 2,39 km² de área deslizada.

Se evaluó principalmente la cantidad porcentual de deslizamientos por categoría de susceptibilidad, el porcentaje del total de área deslizada por categoría y la relación entre el área deslizada por categoría de susceptibilidad y el área de dicha categoría. El cuadro 9 muestra la distribución de los deslizamientos y parte de los datos estadísticos y porcentuales, con respecto a las categorías de susceptibilidad, obtenidos según el catálogo final generado.



Mapa 18. Susceptibilidad a deslizamientos por escenario sismo de Cinchona de 2009.

El número de deslizamientos indica la frecuencia de estos en cada categoría de susceptibilidad, sin embargo, esto se condiciona fuertemente a la consecuencia de las dimensiones del área de cada categoría, debido a que una mayor área lo hace más propenso a presentar deslizamientos, aunque estos sean de dimensiones muy pequeñas o poco representativas.

Al hacer una evaluación de la cantidad de área deslizada por categoría y su relación porcentual con respecto al total del área que se deslizó, se evidencia mejor la efectividad o no del modelado, ya que a pesar de tener áreas muy grandes las categorías de baja y muy baja susceptibilidad, las zonas con mayor área deslizada deberían ubicarse dentro de las categorías de moderada, alta y muy alta susceptibilidad. Situación similar evidenciaría la relación entre área deslizada y el área de la categoría de susceptibilidad, lo cual permite determinar el porcentaje del área de cada categoría que se deslizó (Cuadro 9).

Cuadro 9. Distribución de los deslizamientos y sus áreas con base en las categorías de susceptibilidad determinadas por el método de modelado de la susceptibilidad utilizado.

Categoría de Susceptibilidad	Área de la categoría en sector evaluado		Número de deslizamientos		Área de deslizamientos		Relación Área deslizada (km ²) / Área de la categoría de susceptibilidad(km ²)
	km ²	%	Cantidad	%	km ²	%	
Muy Alta	5,46	4,18	177	29,21	0,96	40,20	17,58
Alta	20,24	15,50	168	27,72	0,99	41,46	4,89
Moderada	23,84	18,26	125	20,63	0,32	13,40	1,34
Baja	32,34	24,77	91	15,02	0,09	3,73	0,27
Muy Baja	48,68	37,29	45	7,43	0,03	1,21	0,06

Fuente: Obtenido con base en los catálogos de deslizamientos de Ruiz, 2012 y Barrantes et al, 2013.

La Figura 10, muestra cuatro gráficos que se han utilizado como método visual en complemento del Cuadro 9, donde se evidencian algunas comparaciones entre las categorías de susceptibilidad definidas por el modelado implementado y el catálogo de deslizamientos utilizado para evaluar las mismas. En principio se observa que el área cubierta por las categorías en el sector del área de estudio evaluada disminuye a medida que aumenta el grado de susceptibilidad (Cuadro 9 y Figura 10. A).

Por otra parte, como sería de esperarse, las categorías más susceptibles deberían generar una alta frecuencia de deslizamientos. En efecto, la relación entre las categorías de susceptibilidad determinadas y el número de deslizamientos identificados en cada una de ellas cumple muy bien con respecto a que mayor susceptibilidad, mayor cantidad de deslizamientos (Cuadro 9 y Figura. 10. B). Se logra apreciar como la frecuencia de deslizamientos aumenta de acuerdo con el grado de susceptibilidad.

La Figura 10. C, muestra muy pequeñas áreas de deslizamientos en baja y principalmente muy baja susceptibilidad debido a ser pendientes de bajo ángulo y menos susceptibles a deslizamientos al estar ubicadas lejos del epicentro. Se aprecia el aumento proporcional del área deslizada, conforme se aumenta en la categoría de susceptibilidad, sin embargo, la categoría de alta susceptibilidad presenta deslizamientos de mayores dimensiones con respecto a la de muy alta susceptibilidad, lo cual se evidencia al haber menos deslizamientos, pero a su vez, un área mayor deslizada en la primera con respecto a la segunda en mención. Esto se debe a que el modelo presenta muy poca cantidad de área en la categoría de muy alta susceptibilidad. Para poder apreciar mejor esto, la Figura 10. D y el Cuadro 9, muestran que grandes extensiones como las zonas de muy baja susceptibilidad presentan en proporción a su tamaño, un porcentaje muy bajo de área con deslizamientos (menos del 1%), caso contrario en las de muy alta susceptibilidad, donde con relación a su pequeña área, el 20% de la misma presentó deslizamientos.

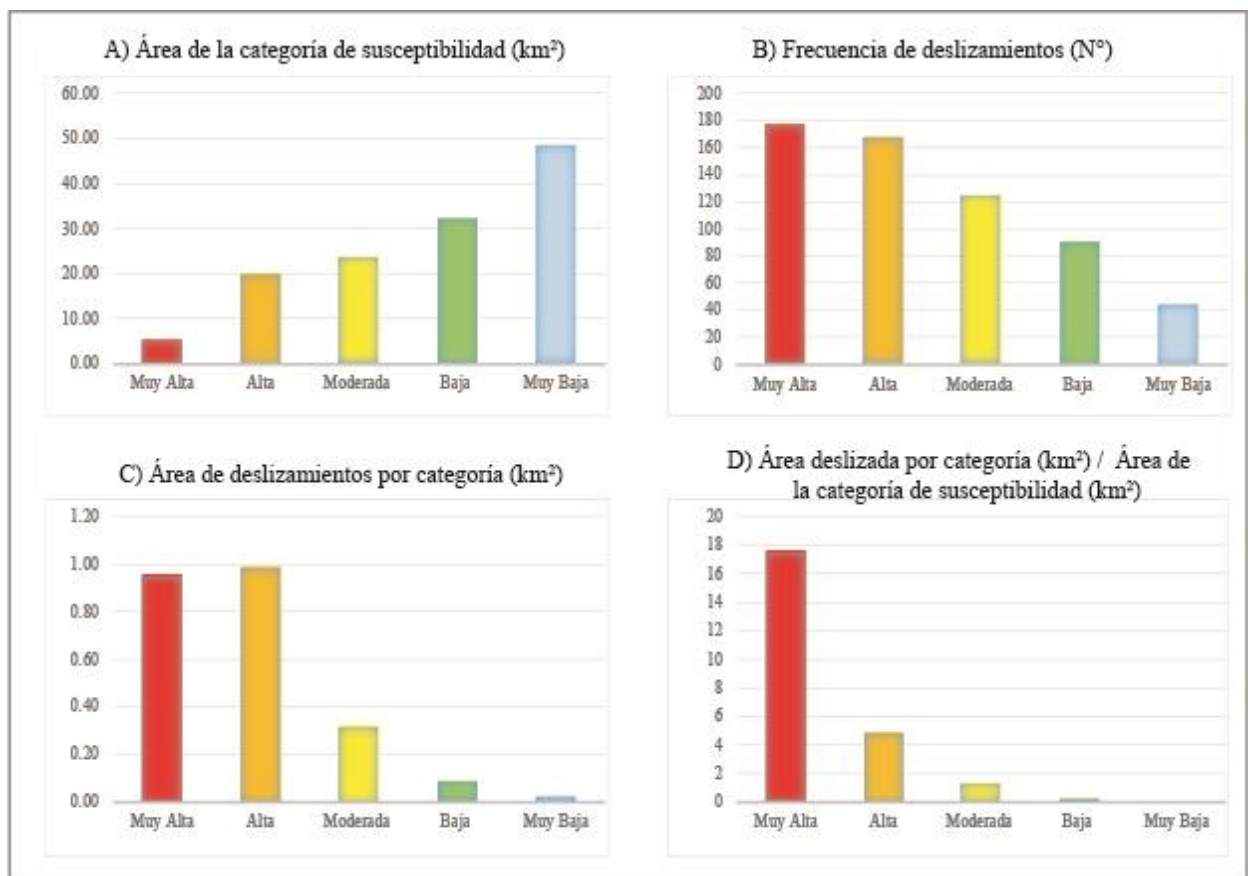
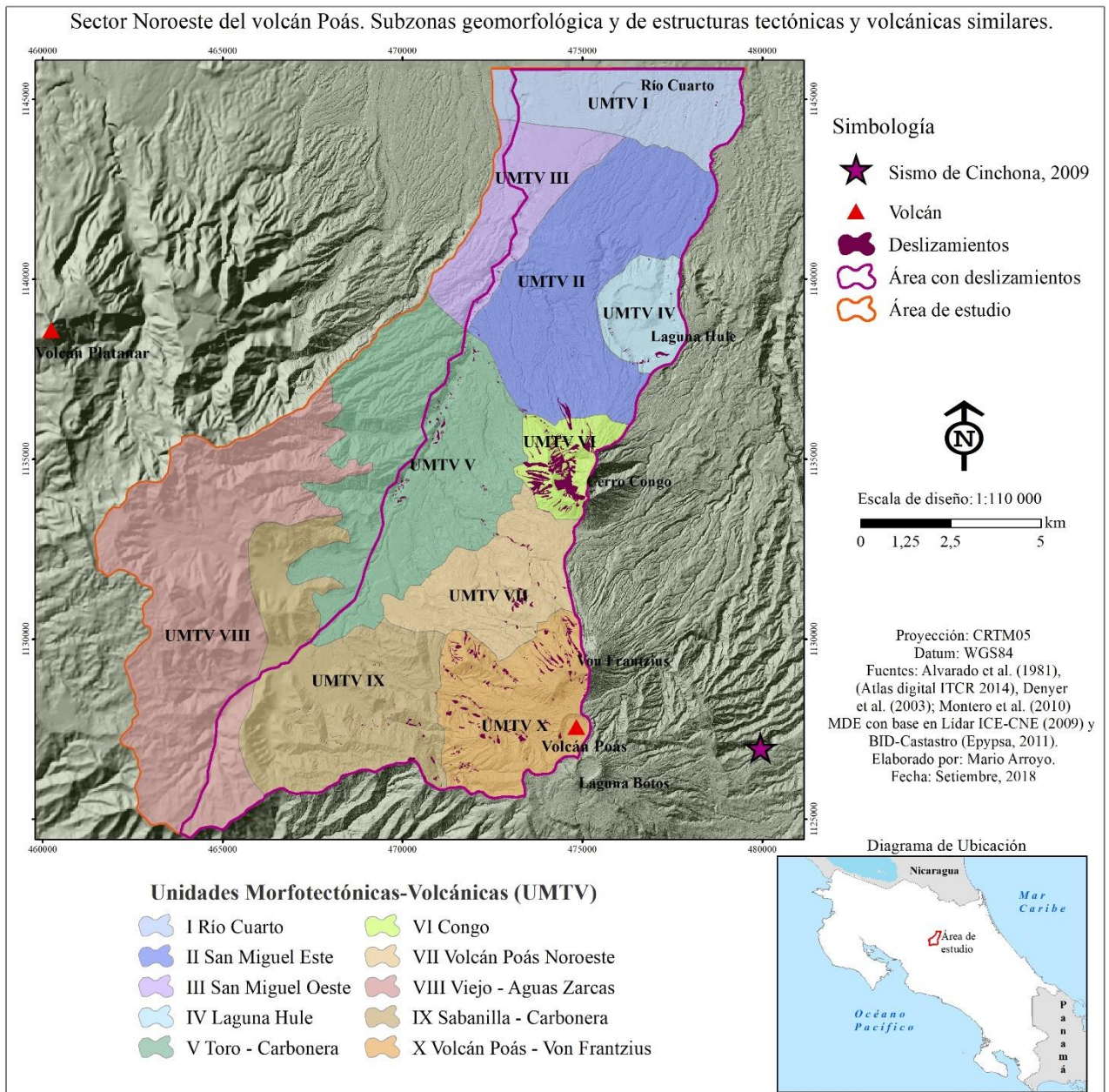


Figura 10. Gráficos resumen que relacionan las categorías de susceptibilidad y el catálogo de deslizamientos analizado.

4.4.2. Relación entre deslizamientos y Unidades Morfotectónicas

La inspección y comparación entre las UMTVs y los deslizamientos se realizó a través de la medición del grado de superposición entre los deslizamientos cosísmicos del catálogo del terremoto de Cinchona, del catálogo generado de la combinación y edición de los inventarios de Ruiz (2012) y Barrantes, et al. (2013) y dichas UMTVs (Mapa 19). Se evalúa principalmente la cantidad porcentual de deslizamientos por UMTV, el porcentaje del total de área deslizada y la relación entre el área deslizada en cada unidad y el área de dicha UMTV.



Mapa 19. UMTVs y los deslizamientos producto del sismo de Cinchona de 2009.

El Cuadro 10 muestra la distribución de los deslizamientos y parte de los datos estadísticos y porcentuales, con respecto a las UMTV. La cantidad de deslizamientos indica la frecuencia de estos en cada una de las UMTV, donde cómo se puede apreciar, (Cuadro 10) las UMTV con mayor cantidad de deslizamientos son las Unidades Toro-Carbonera y Volcán Poás-Von Frantzius. Las áreas deslizadas indican el tamaño de los deslizamientos, donde las UMTVs de más área deslizada son las Unidades Cerro Congo y Volcán Poás-Von Frantzius (Cuadro 10).

Cuadro 10. Distribución de los deslizamientos y sus áreas con base en las Unidades Morfotectónicas-volcánicas (UMTVs).

UMTV	Área de la UMTV		Número de deslizamientos		Área de deslizamientos		Relación Área deslizada (km ²) / Área de la UMTV (km ²)
	km ²	%	Cantidad	%	km ²	%	
I Río Cuarto	21,23	9,37	4	0,66	0,01	0,23	0,04
II San Miguel Este	27,44	21,02	30	4,95	0,06	2,51	0,22
III San Miguel Oeste	6,17	4,73	15	2,48	0,01	0,46	0,18
IV Laguna Hule	6,12	4,69	20	3,30	0,06	2,51	0,98
V Toro - Carbonera	18,99	14,55	116	19,14	0,18	7,52	0,95
VI Congo	5,59	4,28	99	16,34	1,14	47,63	20,39
VII Volcán Poás Noroeste	12,98	9,94	46	7,59	0,18	7,52	1,39
VIII Viejo - Aguas Zarcas	4,07	3,12	-	-	-	-	-
IX Sabanilla - Carbonera	20,57	15,76	41	6,77	0,10	4,05	0,47
X Volcán Poás - Von Frantzius	16,40	12,56	235	38,78	0,66	27,58	4,03

Fuente: Obtenido con base en los catálogos de deslizamientos de Ruiz, 2012 y Barrantes et al, 2013.

La Figura 11, muestra cuatro gráficos que han sido utilizados como método visual en complemento del Cuadro 10, donde se evidencian algunas comparaciones entre las UMTV y el catálogo de deslizamientos utilizado para evaluar las mismas. En el sector evaluado del área de estudio, de las diez UMTV, nueve presentaron deslizamientos (Cuadro 10 y Figura 11). Las tres unidades con mayor frecuencia de deslizamientos son: la Unidad Volcán Poás-Von Frantzius, la Unidad Toro-Carbonera y la Unidad Congo. Debido a que el epicentro del terremoto se ubicó más cercano a estas UMTVs (Mapa 19), es comprensible la alta frecuencia de deslizamientos en estas unidades (Figura 11. B).

Las dos UMTV que presentaron los deslizamientos más extensos son: la Unidad Congo y la Unidad Volcán Poás-Von Frantzius (Cuadro 10 y Figura 11.C). En la ubicación y delimitación de estas UMTV se asocia la mayoría de los deslizamientos que se produjeron con eventos de flujo de escombros, que tienden a exponer más área que los eventos menos complejos de deslizamiento (flujo de tierra o caídas), debido a que viajan distancias más largas (Ruiz, 2012). Este efecto se observa, por ejemplo, en la Unidad Toro-Carbonera, la cual tiene un número significativo de deslizamientos, que probablemente fueron relativamente pequeños, con lo cual su contribución en el área total afectada por deslizamientos de tierra es relativamente pequeña, especialmente si la comparamos con la Unidad Congo, que presentó una frecuencia similar de deslizamientos, pero tuvo desprendimientos mucho más grandes y despojó aproximadamente seis veces más área.

La Figura 11.D y el Cuadro 10 permiten identificar aspectos de las UMTV según su relación entre área deslizada vs área de cada Unidad. Se identifica que la Unidad Congo, presentó el mayor porcentaje de su área con deslizamientos. Posteriormente, las Unidades Volcán Poas-Von Frantzius, Volcán Poas-Noroeste, Laguna Hule y Toro-Carbonera son las que de manera general y en ese orden, presentan mayor incidencia con respecto a los deslizamientos. Aspectos en común que presentan estas UMTV podrían ser tomadas como insumos a priori para definir zonas más propensas a deslizamientos, por ejemplo:

- Las Unidades Congo, Laguna Hule y Volcán Poas-Von Frantzius presentan en común la presencia de conos volcánicos secundarios.
- Todas estas UMTV presentan fallas, fracturamiento o fallas inferidas o sistemas de fallas importantes, en zonas de pendientes superiores a los 20°.
- Las UMTV Congo, Laguna Hule, Volcán Poas-Von Frantzius y Volcán Poas-Noroeste están alineadas y dentro de la fractura volcanotectónica del Poás.
- Las UMTV Toro-Carbonera, Volcán Poas-Von Frantzius y Volcán Poas-Noroeste, presentan en común grandes cañones de río.
- Todas presentan patrones de drenaje radiales, semiradiales o subparalelos.
- Las UMTV Congo y Von Frantzius, presentan antiguos deslizamientos importantes, los cuales las muestra con alta susceptibilidad a los mismos.

Zonas con conos volcánicos, con fallas importantes o fracturamiento en pendientes de moderadas a altas y con control tectónico-estructural, son de alta posibilidad de incidencia de deslizamientos, lo cual por lo general correspondería con UMTV volcánicas de tipo

cónico y estructurales o tectónicas de fallamiento activo en geomorfologías con laderas de pendientes al menos mayores a 15°. Encañonamiento de ríos, patrones de drenaje de geomorfologías volcánicas y aspectos denudacionales asociados con deslizamientos antiguos son aspectos que pueden ayudar también en la mejor identificación de susceptibilidad de zonas a deslizarse con base en UMTV. La Unidad Viejo-Aguas Zarcas, no se pudo contraponer con respecto a deslizamientos, por lo que no fue posible la evaluación de esta, pero recopilando las señas demarcadas anteriormente, se tendría una alta posibilidad de que esta zona sea altamente afectada por deslizamientos en el peor escenario según un sismo en la Falla Viejo-Aguas Zarcas (Mapa 16).

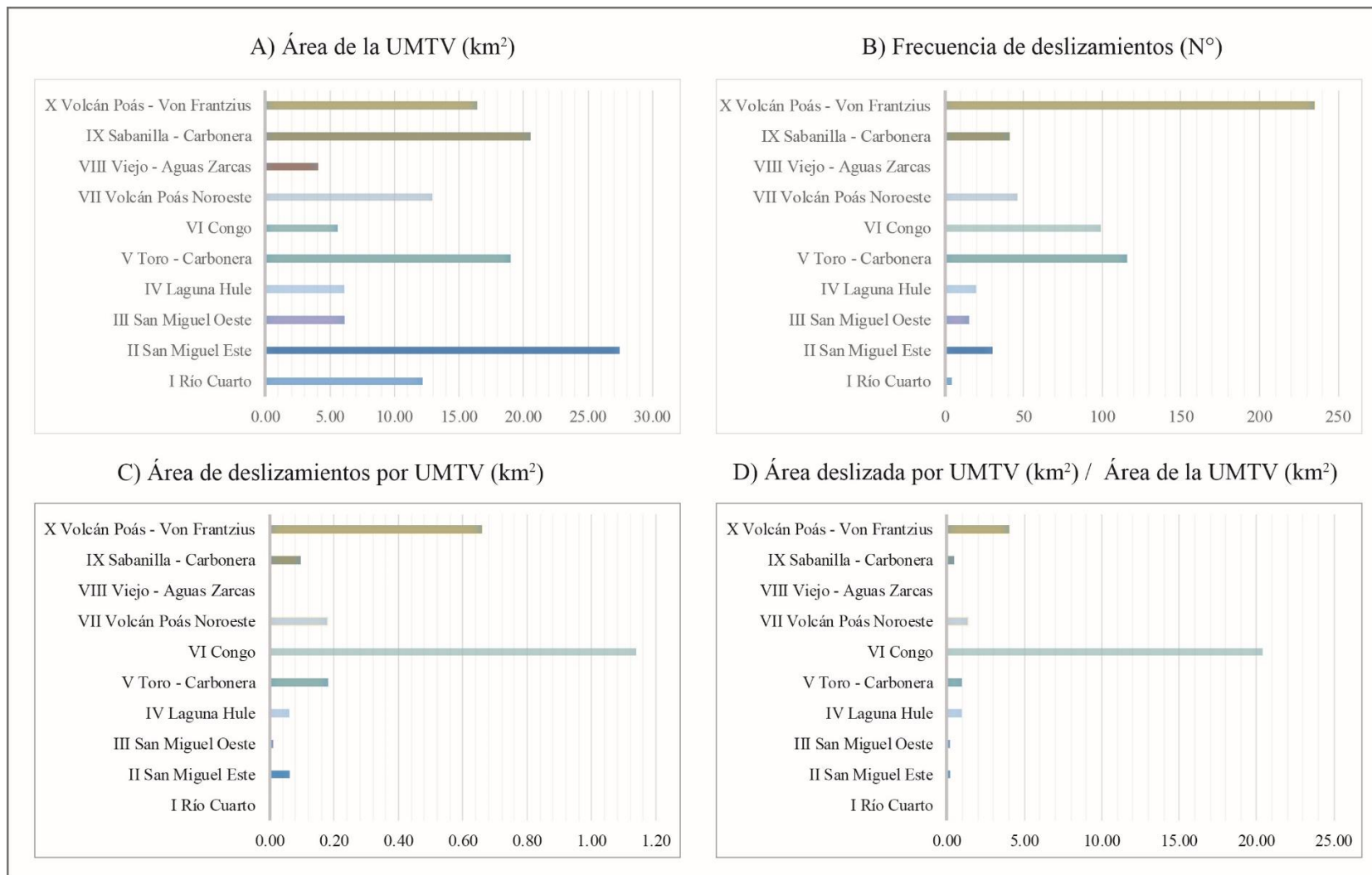
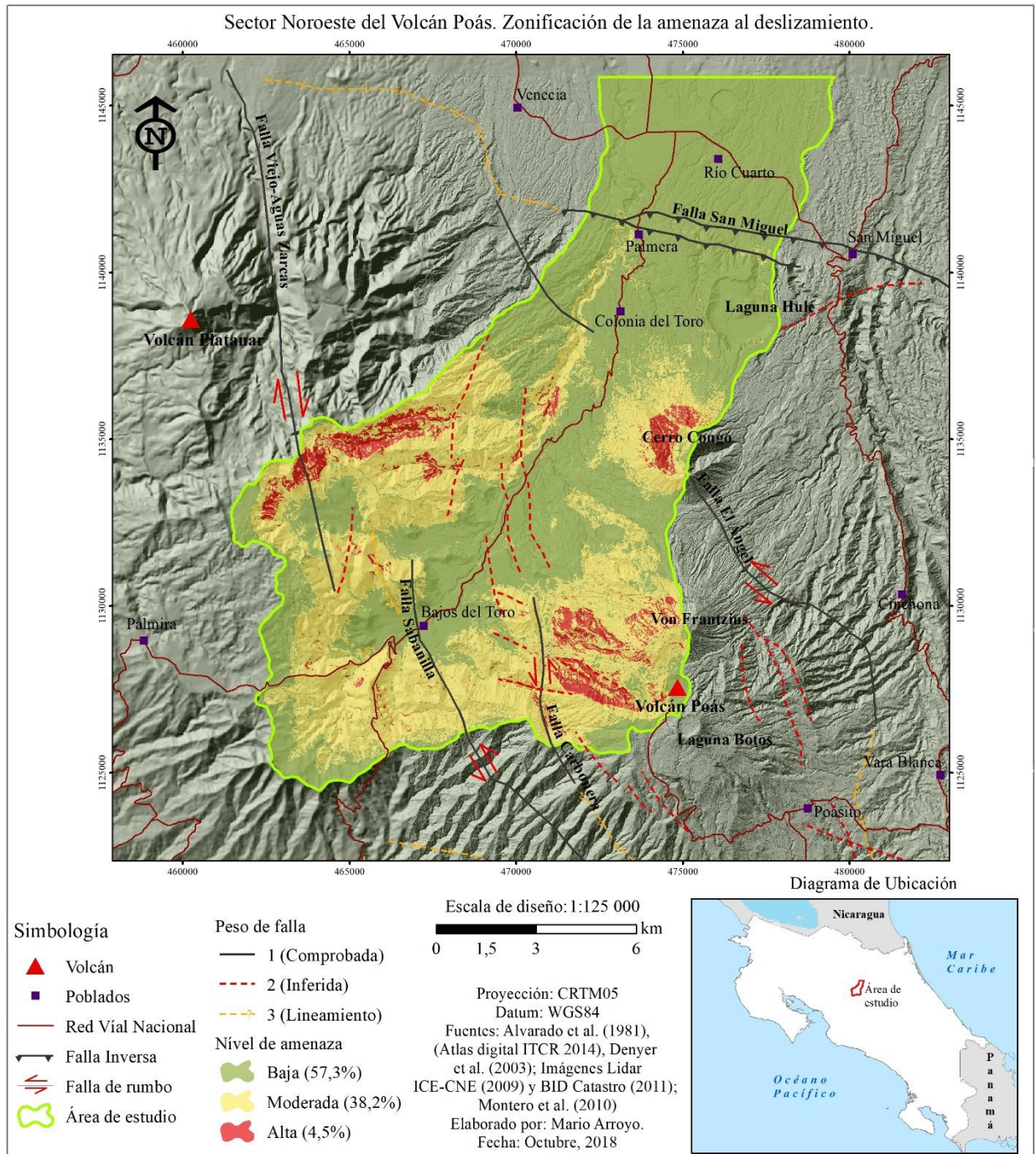


Figura 11. Gráficos resumen que relacionan las Unidades Morfotectónicas-volcánicas (UMTVs) y el catálogo de deslizamientos analizado.

4.4.3. Mapa de zonificación final de la amenaza al deslizamiento

Con base en los modelos de susceptibilidad generados para cada peor escenario por disparo sísmico evaluado, sumado a la correspondencia con el catálogo de deslizamientos asociado y a su vez complementado con la identificación de unidades morfotectónicas-volcánicas, que algunas de estas son por sus características más propensas a eventos de movimientos en masa, se ha generado el mapa final de la zonificación de la amenaza al deslizamiento para la zona de estudio (Mapa 20).



Mapa 20. Zonificación final de la amenaza al deslizamiento.

Los mapas de susceptibilidad (Mapas 16, 17 y 18) muestran 5 rangos de susceptibilidad con base en la metodología Mora-Vahrson (muy baja, baja, moderada, alta y muy alta), sin embargo, en esta investigación se pretende su interpretación cualitativa en tres clases, de tal manera que se aplicó una clasificación por “Natural breaks” de la multiplicación de los dos peores escenarios de sismo propuestos, esto por las diferencias que enmarcan cada uno de estos escenarios debido a su distancia y similitud de magnitudes, por lo que se considera relevante para un mapa de zonificación final del área de estudio la integración de los mismos, que fueron interpretados como de baja, moderada y alta amenaza al deslizamiento.

Las clases fueron definidas automáticamente, seleccionando la clasificación que mejor engloba los escenarios modelados, de una manera bastante razonable y con una alta posibilidad de cumplirse, en escenarios sísmicos de intermedia a alta magnitud ($5,0 \leq M_w$), ya que al explorar el resultado de la multiplicación de los peores escenarios por medio de los otros métodos de clasificación estadística, se identificó que en el caso de los cuartiles se obtiene un resultado muy extremo en cuanto a los escenarios de alta amenaza, mientras que con el método de intervalos iguales, se obtiene una muy baja amenaza para prácticamente casi toda la zona de estudio.

Como se aprecia en el Mapa 20, las zonas de bajo nivel de amenaza se asocian principalmente con áreas de pendientes menores a 20° , donde no es de esperar la ocurrencia de deslizamientos importantes. A pesar de esto, en algunos de estos sectores los valles fluviales profundos podrían desarrollar flujos de lodo dada la presencia de depósitos piroclásticos juveniles o recientes y lavas meteorizadas. A su vez, la erosión lateral en los márgenes de los afluentes del Río Toro podría propiciar cierto grado de remoción en masa en estas zonas.

Las zonas de moderado nivel de amenaza se caracterizan por presentarse en pendientes que por lo general superan los 20° , principalmente en sectores de la cuenca alta y media del Río Toro. Se aprecian formas de relieve dominadas por agentes exógenos dominados por la erosión como las de tipo denudacional y fluvial, así como endógenos como los de origen tectónico y volcánico, asociados con la presencia de fallas y fracturas en unidades geológicas principalmente relacionados con las fases temporales Paleo Poás y Volcán Platanar, de más de 500 ka, los cuales en su mayoría presentan una fuerte meteorización y favorecerían el desarrollo de procesos de ladera puntuales como los desprendimientos, deslizamientos e incluso flujos de lodo.

Las zonas de alta susceptibilidad se distribuyen cerca de las divisorias de aguas, en los sectores de mayor altitud y caracterizados por altas pendientes (por lo general mayores a 35°). Lo anterior, asociado con rampas piroclásticas, sectores de ríos encañonados y las laderas de los Complejos volcánicos Poás y Platanar, hacen que sea muy probable el desarrollo de deslizamientos, desprendimientos, flujos de lodo y movimientos complejos, lo cual se refleja en los tres peores escenarios sísmicos, donde dichas zonas coinciden.

El 42,7% del área de estudio posee una elevada probabilidad de ocurrencia de deslizamientos (nivel de amenaza moderado y alto), los cuales se relacionan fuertemente con las laderas de los edificios volcánicos, principalmente cuando se trata de las unidades geológicas más viejas como las Andesitas la Paz o la Unidad Volcán Platanar (Paleo), así como con pendientes pronunciadas y con los cañones del Río Toro o sus afluentes. El porcentaje del área de estudio restante, aunque su nivel de amenaza es bajo y por ende la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos también, eventos de remoción en masa en sectores específicos podrían generarse en caso de sismos mayores a 6,0 Mw y a distancias cortas donde aún no se haya presentado una atenuación considerable de las ondas. Por ejemplo, en los sectores aledaños al escarpe de la Falla San Miguel, los taludes de las lagunas Hule y Río Cuarto, así como de algunos ríos afluentes encañonados.

Con respecto a la asociación descriptiva entre la amenaza a los deslizamientos evaluada y la vulnerabilidad física de la zona, con base en las carreteras y poblados (Mapa 20) y tomando en consideración las comunidades aledañas, es claro que los asentamientos aislados ubicados en sectores con laderas pronunciadas o cercanos a ríos con valles profundos serían los inmediatamente afectados por un evento de este tipo, sin embargo, estos son poco densos poblacionalmente y con poca infraestructura expuesta.

Por otra parte, poblados como Bajos del Toro o Colonia del Toro y algunos otros más pequeños en la zona se ubican principalmente en sectores de baja pendiente, por lo cual, de generarse deslizamientos, es probable que la principal afectación por estos eventos en la zona sea su posible transformación en flujos de lodo o lahares y que puedan afectar viviendas aledañas al cauce principal del Río Toro y los puentes de la Ruta Nacional 126, como ocurrió en el Terremoto de Cinchona. Esta misma situación podría presentarse también por momentos de importante actividad y emisión de material volcánico tanto del Poás (actualidad), como de un posible despertar del Platanar, situación que puede combinarse con disparos sísmicos como los aquí evaluados, así como con periodos de intensas lluvias.

Con respecto a posibles lineamientos sobre el ordenamiento territorial, estos aspectos competirían en este caso principalmente a los cantones de Valverde Vega y al nuevo cantón de Río Cuarto, sin dejar de lado que cantones como Alfaro Ruiz, San Carlos y Alajuela presentan pequeños sectores de su jurisdicción dentro del área. A partir de los escenarios sísmicos propuestos y el mapa final de zonificación del nivel de amenaza al deslizamiento, a partir del cual se regule el uso del suelo.

El área de estudio presenta un área protegida con categoría de Parque Nacional, como lo es el caso del Parque Nacional Volcán Poás. La cual además de proteger la biodiversidad de la zona, genera restricciones al uso del suelo y estas a su vez ayudan a salvaguardar a la población para que no se ubique en zonas vulnerables. Por ejemplo, en este caso la zona de parque por sí misma abarca dos sectores importantes de alto y moderado nivel de amenaza al deslizamiento, ubicados al Sureste y Este del área de estudio y relacionados al edificio volcánico del cráter activo del Poás y el cono Von Frantzius, lo cual descarta los asentamientos o actividades económicas de cualquier tipo.

El sector restante que presenta gran parte del área con alto nivel de amenaza, son las laderas del Volcán Platanar, sobre el cual, al no tratarse de un Parque Nacional, aún no se han realizado lineamientos respectivos de áreas de protección. La topografía complicada de esta zona hace que los asentamientos no sean comunes, lo que sí existe son actividades agrícolas y ganaderas en algunas zonas de moderado nivel de amenaza. Con respecto a esta situación, a pesar de no identificarse asentamientos en estos sitios, se recomienda restringir el uso del suelo urbano al Oeste del área de estudio, así como limitar las actividades de tipo agrícola, ganadero o económico, dada la presencia de fuertes pendientes, materiales geológicos antiguos y probablemente meteorizados, que facilitarían la ocurrencia de deslizamientos durante un sismo fuerte.

Otros sitios con alto nivel de amenaza se relacionan específicamente con los cañones del Río Toro, sus afluentes, o a los sectores de gran altitud y topografía quebrada en el sector Suroeste del área de estudio. Se debe tomar en cuenta la posible afectación a la Ruta Nacional 126 que pasa por la zona (Mapa 1), donde a pesar de que la mayoría de la misma se encuentra con nivel de amenaza bajo, varios sectores presentan amenaza moderada. Además, sitios donde por lahares o deslizamientos en zonas altas que podrían transformarse en flujos de lodo, que generarían gran afectación a puentes de la Ruta Nacional 126 y a algunos de los poblados que se encuentren cerca de los cauces, como ocurrió en el Terremoto de Cinchona (Ruiz et al., 2014).

Se debe priorizar el ser estrictos con el respeto a mantener la distancia de los márgenes respectivos al cauce del río, donde según la Ley Forestal, se enmarca una distancia mínima de 10m a ambos márgenes del río si el terreno es plano y de 50m si es quebrado. Si se respeta un mínimo de estas distancias se pueden evitar muchos asentamientos que resultarían afectados por procesos de deslizamientos en los bordes de los cañones o crecidas del mismo en los sectores no muy encañonados; sin embargo, es claro que, en sectores específicos, estudios como este permiten identificar sitios donde este margen debería ser mayor. Sectores como Bajos del Toro y la Colonia del Toro serían los principales poblados que podrían verse afectados por este tipo de eventos (Mapa 20).

En general, el instrumento que considera las amenazas naturales en el caso de los Planes Reguladores municipales, son los Índices de Fragilidad ambiental (IFAS). Los IFAS buscan establecer un balance total de carga ambiental de un espacio geográfico dado, que resume la condición de aptitud natural del mismo (bioaptitud, geoaptitud y de uso potencial del suelo a partir de la antropoaptitud y edafoaptitud). Sin embargo, su aplicación a una escala local como lo es en el caso de las municipalidades requiere idealmente profundizar en aspectos puntuales de cada tipo de amenaza posible y a escalas más detalladas, para poder tener una mejor y más real visión de los posibles efectos consecuentes.

El método IFA, en específico en el caso del componente de geoaptitud, el cual es el de interés de esta investigación al ser el que incorpora las amenazas naturales, presenta la limitante de que al ser una simple suma de las variables de amenazas en la zona, muchas veces sitios con alta vulnerabilidad por un tipo de amenaza específico, no quedan representadas de esta manera debido a que la ponderación de todas las amenazas no lo evidencia, lo cual es un grave error conceptual del manejo y proceso de reducción de riesgo de desastres. Además, el uso indiferenciado en las limitantes para la zonificación de los usos del suelo que este índice general, provoca que se generen limitaciones innecesarias o en otros casos permisos de uso inadecuado, al tomar en cuenta únicamente la ponderación final que se genera, donde se dejan de lado aspectos asociados a su potencial o vulnerabilidad.

Los IFAS por lo general toman otros estudios a escala nacional o regional, lo cual dista mucho del detalle que se ocuparía para una buena planificación del territorio, por lo que se hace oportuno el desarrollar metodologías como la propuesta en este estudio, debido a la consideración de las condiciones locales a nivel municipal y en particular como mejora

al método de valoración de la amenaza sísmica con un análisis que incorpora los métodos determinista y probabilista.

En el caso específico de esta investigación se profundiza en la evaluación del potencial y amenaza sísmica como disparador de deslizamientos, con una metodología que parte de la credibilidad y aceptación del método Mora-Vahrson con modificaciones, al cual en este caso se le ha incorporado los parámetros morfométricos para sopesar un poco el alcance de escala, por levantamientos o mapeos principalmente de cartografía geológica, los cuales deberían de responder con las litologías más o menos resistentes.

Lo anterior se ha tomado para utilizarse en la determinación de zonas más propensas a deslizamientos con métodos reconocidos por su efectividad y que se han adaptado para complementarse entre sí, como lo son el Mora Vahrson modificado por Ruiz (2012) y el morfométricos utilizado por Quesada y Barrantes (2017). Se recomienda adoptar esta metodología para estudios específicos a nivel municipal o local, de manera tal que sirvan como mejora en la determinación de la variable ambiental y de amenazas naturales con miras a su incorporación en el Ordenamiento Territorial.

5. CONCLUSIONES

Se logró determinar los niveles de amenaza al deslizamiento en función de la metodología implementada con base en la combinación e integración del Método Mora-Vahrson-Mora modificado y el método morfométrico para el área de estudio en las cuencas altas del Río Toro y Cuarto. Se elaboraron mapas de todos los parámetros e insumos para la interacción entre los mismos mediante un proceso de álgebra de mapas donde se determinó el modelado para cada escenario sísmico evaluado.

El potencial sísmico evaluado en la zona de estudio se determinó en una magnitud máxima inferida de 6,8 Mw y se aprecia una distribución de profundidades de sismos corticales, predominantemente entre 5 y 10 km. La probabilidad más alta de ocurrencia para este tipo de sismos con magnitudes de 6,8 es de aproximadamente un 90% para 500 años. Las principales fallas con mayor potencial para la zona de estudio serían la Falla San Miguel, la Falla El Ángel y la Falla Viejo-Aguas Zarcas, sobre las cuales se han modelado los sismos de diseño que se determinaron.

El ejercicio de la identificación de Unidades Morfotectónicas volcánicas (UMTVs) ayuda a poder señalar zonas con características similares dentro de un contexto específico que se evalúa. A su vez se ha explorado la correspondencia de estas UMTVs con los deslizamientos, en este caso del sismo de Cinchona en 2009, donde se pueden identificar ciertos patrones que tienen en común las unidades con más incidencia de deslizamientos, como que en zonas con conos volcánicos antiguos, secundarios o actuales, zonas con fallas importantes o fracturamiento en pendientes de moderadas a altas y con control tectónico-estructural son de alta posibilidad de incidencia de deslizamientos en las mismas, lo cual por lo general correspondería con UMTVs volcánicas de tipo cónico y estructurales o tectónicas de fallamiento activo en geomorfologías con laderas de pendientes al menos mayores a 15°.

Las UMTV Congo, Volcán Poas-Von Frantzius, Volcán Poas-Noroeste, Toro-Carbonera y Laguna Hule son las que de manera general y en ese orden, presentan mayor incidencia con respecto a los deslizamientos. Resalta también que características de algunas de estas unidades, como encañonamiento considerable de los ríos, patrones de drenaje radial o semiradiales, así como subparalelos, asociados con geomorfologías volcánicas, y aspectos denudacionales producto de procesos históricos asociados con deslizamientos

antiguos, pueden ayudar en la mejor comprensión e identificación de susceptibilidad de zonas a deslizarse.

La verificación del método de modelado de la susceptibilidad que ha sido empleado, muestra como el modelado resulta bastante aceptable y eficaz al encontrarse la mayoría de los deslizamientos del catálogo utilizado, en las categorías de alta y muy alta susceptibilidad, sin embargo, se deben tomar en cuenta dos aspectos que son limitantes:

1. El catálogo de deslizamientos con el que se cuenta como insumo para este proceso de evaluación, presenta su epicentro fuera del área de estudio, aproximadamente a 10 km.
2. Parte de la zona de estudio no se pudo contemplar en la verificación, producto de no poseer inventario de deslizamientos en el sector Oeste de la misma.

Desde este punto de vista, principalmente se evaluó la efectividad de la predicción del método, comparando porcentualmente el área deslizada en cada categoría del total de deslizamientos presentes y verificando cuanto se desliza proporcionalmente en las mismas.

El análisis logra evidenciar una buena relación entre las categorías de susceptibilidad definidas por el modelado implementado y el grado de susceptibilidad, ya que donde se presenta una mayor susceptibilidad también se presenta proporcionalmente una cantidad de deslizamientos y mayor cantidad de área deslizada en relación con la extensión del área de dicha susceptibilidad. Se concluye que el modelado resulta ser aceptable y eficaz con correspondencia adecuada entre categorías y deslizamientos. Estudios previos realizados en la zona son consistentes con lo que se observa en esta investigación (Ruiz, 2012; Quesada y Barrantes, 2017).

Zonas de muy baja susceptibilidad presentan en proporción a su área, un porcentaje muy bajo de la misma con deslizamientos (menos del 1%), caso contrario a lo que sucede en las de muy alta susceptibilidad, donde en relación con su pequeña área, casi el 20% de la misma presentó deslizamientos durante este evento sísmico, según el catálogo final generado como verificación del modelado. La pendiente, resultó ser el factor intrínseco más relevante en la susceptibilidad a deslizamientos.

Según los niveles de baja, moderada y alta amenaza, se puede afirmar que al menos el 42,7% del área de estudio posee una elevada probabilidad de ocurrencia de deslizamientos

(niveles de amenaza moderado y alto), los cuales se relacionan fuertemente con las laderas de los edificios volcánicos, principalmente cuando se trata de las unidades geológicas más viejas como las Andesitas la Paz o la Unidad Volcán Platanar (Paleo), así como con pendientes pronunciadas y con los cañones del Río Toro o sus afluentes. En el 57,3% del área de estudio restante, si bien su nivel de amenaza es bajo y por ende la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos también lo es, en caso de sismos mayores a 6,0 Mw, se podrían presentar deslizamientos en algunos sectores específicos, principalmente si los sismos se generan a distancias cortas de estos sitios, donde aún no se haya presentado una atenuación considerable de las ondas. Por ejemplo, en los sectores aledaños al escarpe de la Falla San Miguel, los taludes de las lagunas Hule y Río Cuarto, así como de algunos ríos afluentes encañonados.

Tomando en consideración los elementos de vulnerabilidad física estudiados de manera descriptiva para las comunidades aledañas de acuerdo con el mapa de zonificación final, es claro que los asentamientos aislados ubicados en sectores con laderas pronunciadas o cercanos a ríos con valles profundos serían los inmediatamente afectados por un evento de este tipo.

Poblados como Bajos del Toro o Colonia del Toro y algunos otros más pequeños en la zona se ubican principalmente en sectores de baja pendiente, esto hace pensar que, de generarse deslizamientos, es probable que la principal afectación por estos eventos sea su posible transformación en flujos de lodo o lahares y que puedan afectar viviendas aledañas al cauce principal del Río Toro y los puentes de la Ruta Nacional 126, como ocurrió en el Terremoto de Cinchona. Esta misma situación podría presentarse también por momentos de importante actividad y emisión de material volcánico tanto del Poás (actualidad), como de un posible despertar del Platanar, situación que puede combinarse con disparos sísmicos como los aquí evaluados, así como con periodos de intensas lluvias.

Con base en los resultados obtenidos, la mayor virtud del método planteado está en el uso de parámetros morfométricos de fácil obtención a partir de dos variables fundamentales: la red hidrográfica y las curvas de nivel en sustitución de la litología, el cual corresponde a un parámetro más técnico y con cartografía disponible que por lo general no es de mucho detalle. Por estas razones el método tiene la ventaja de poder ser aplicado en los territorios de países pobres o en zonas donde aún no se tenga mucho conocimiento sobre su geología, en virtud de la disposición de esta información base. Como limitación del método de

modelado, se podría mencionar la escala de algunos de los datos fuentes y el tamaño de las celdas de análisis que componen la rejilla del área de estudio.

La integración de métodos como el Mora-Vahrson-Mora y los morfométricos, puede verse como herramienta práctica para la mitigación del riesgo a desastres mediante la determinación de áreas susceptibles a procesos de ladera en general. Esto sumado al estudio de las formas de relieve y amenazas naturales intrínsecas de las zonas, potencia mucho este tipo de estudios.

En estudios de este tipo, se requiere una cartografía precisa (escalas 1:25 000 o de mayor detalle), lo que solamente puede ser realizado por medio de mapas geomorfológicos a detalle, como se analizó en esta investigación, añadiendo la interpretación de Unidades Morfotectónicas-volcánicas, las cuales evidenciaron que pueden aportar más allá del ejercicio científico de entender la formación de territorios montañosos, la clasificación morfoestructural, la búsqueda de estructuras asociadas con minerales metálicos y recursos energéticos, entre otras, ya que ayudan en investigaciones sismotectónicas y como elementos a priori que según sus características y procesos de génesis, se pueden identificar como más propensos a deslizamientos

6. RECOMENDACIONES

Los resultados de este análisis y la cartografía generada podrían ser analizados desde un punto de vista político, de modo que sea considerado en la toma de decisiones en el ordenamiento del territorio, en este caso específico resultaría de utilidad en especial para el nuevo cantón de Río Cuarto, con el fin de reducir el impacto de futuros deslizamientos de tierra en la población y en la infraestructura civil (puentes, carreteras, etc.). Sobre esta temática, resulta muy importante enfatizar la labor de los gobiernos locales en hacer respetar los márgenes a los ríos debido a los efectos aledaños a estos que se podrían generar por deslizamientos que se conviertan en lahares o flujos de lodo.

Se logró construir una metodología alternativa que utiliza insumos que por lo general son más accesibles y de gran utilidad en el Ordenamiento Territorial. Se parte de la combinación de dos métodos previamente existentes y aceptados, para buscar seguir implementando en temas de identificación de la amenaza o la susceptibilidad al deslizamiento y que a su vez puede ser replicable en muchas otras zonas del país, en especial en zonas volcánicas como la que se evaluó.

Con respecto al contenido de humedad, se recomienda para estudios futuros explorar el uso de datos de sensores de la NASA, para afinar detalle, ya que este parámetro es sobre el cual se cuenta con menos detalle dentro de los insumos utilizados. Las UMTVs, resultaron funcionales como herramientas a priori para identificar sitios más propensos a deslizamientos con su potencial replicación en otros sitios que presentan características similares a la zona de estudio en ambientes volcánicos y climas tropicales.

Se propone la realización de estudios de este tipo en vez del componente geoaptitud dentro de los instrumentos IFA para la planificación territorial. Esto debido a que distan mucho del detalle que se ocuparía para una buena planificación del territorio y que tiende a generalizar las amenazas naturales, por lo que se hace oportuno el desarrollar metodologías como la propuesta en este estudio debido a la consideración de las condiciones locales a escalas más detalladas.

Se sugiere desarrollar un sistema de alerta o atención temprana (SAT) que ayude a priorizar focos de atención. Esto a partir de la implementación por parte de instituciones públicas como la CNE y las universidades, donde se adapte este tipo de metodologías y en conjunto con centros de computación avanzada en el país y las redes sísmicas o meteorológicas, se logre implementar un algoritmo que realice las corridas con

metodologías como la expuesta en este estudio, donde se tenga la información base de los factores intrínsecos de distintas zonas del país y cuando se presente una eventualidad sísmica o de grandes lluvias, únicamente se agregue la información de entrada del posible evento disparador de deslizamientos, de tal manera que se pueda identificar a priori y de manera casi inmediata los sitios con más probabilidad de haberse visto afectados por sismos específicos o casos de acumulación de lluvias determinados.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrahamson, N. (2006). Seismic hazard assessment: problems with current practice and future developments. . *First European conference on earthquake engineering and seismology.*, (págs. pp 3–8). Geneva, Switzerland.
- Abril, A. (2011). *Estudio e implementación de un modelo para la zonificación de áreas susceptibles a deslizamiento mediante el uso de sistemas de información geográfica: caso de estudio sector Quimsacocha*. Ecuador: (Disertacion de tesis de licenciatura no publicada). Universidad de Cuenca.
- Aguiar, R. (2008). Peligrosidad sísmica. En R. Aguiar, *Análisis sísmico de edificios, Primera edición* (págs. 1-22). Valle de los Chillios, Ecuador: Centro de Investigaciones científicas, Escuela Politecnica del Ejército.
- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimated of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 43(2): 237-239.
- Alcántara, I. (2002). Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Elsevier*. (47), 107-124., (47), 107-124.
- Alfaro, D., & Romero, M. (2009). Plan regulador de Poás y terremoto: oportunidad para ordenar el territorio y mejorar la calidad de vida. *Ambientico*, 17-18.
- Alvarado, G. (2011). *Los volcanes de Costa Rica: Geología, historia y riqueza natural*. San José: 3a ed. EUNED.
- Alvarado, G., Benito, B., Staller, A., Climent, Á., Camacho, E., Rojas, W., Lindholm, C. (2017). The new Central American seismic hazard zonation: Mutual consensus based on up to day seismotectonic framework. *Tectonophysics*, 721 (2017) 462–476.
- Alvarado, G., Morales, L., Montero, W., Climent, A., & Rojas, W. (1988). Aspectos sismológicos y morfotectónicos en el extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 75-98.
- Alvarez, J. (2009). *Tectónica Activa y Geodinámica en el Norte de Centroamérica*. Madrid, España: Univ. Complutense de Madrid. Tesis Doctoral.
- Arroyo, M., Godínez, K., y Linkimer, L. (2017). Completitud del catálogo de la Red Sismológica Nacional de Costa Rica durante 1975-2014. *Boletín de Geología*, 39(3): 87-98.
- Arrowsmith, J. R., & Zielke, O. (2009). Tectonic geomorphology of the San Andreas Fault zone from high resolution topography: An example from the Cholame segment. *Geomorphology.*, 113(1–2), 70–81.
- Barquero, R. (2009). *El terremoto de Cinchona del 8 de enero de 2009*. San José, Costa Rica: RSN.
- Barrantes, G. (2010). Lecciones aprendidas en gestion del riesgo a deslizamientos: caso zonificacion de susceptibilidad por deslizamientos en Cuenca, Ecuador. *I Congreso Internacional Gestión de Riesgos, Ambiente y Energías Alternativas* , (pág. 24 p). Quito, Ecuador.

- Barrantes, G., & Marquéz, R. (2011). De la atención del desastre a la gestión del riesgo; una visión desde la Geografía. *Revista Geográfica de América Central.*, (47), 15-38.
- Barrantes, G., & Salcedo, E. (2016). Consideración de la amenaza sísmica en el Ordenamiento Territorial del cantón de Poás, Costa Rica. *Boletín de Geología*, 38(3): 109-127.
- Barrantes, G., Barrantes, O., & Núñez, O. (2011). Efectividad De La Metodología Mora-Vahrson Modificada En El Caso De Deslizamientos Provocados Por El Terremoto De Cinchona , Costa Rica. . *Revista Geográfica de América Central.*, 47, 141–162.
- Barrantes, G., Jiménez, C., & Ocón, M. (2013). Deslizamientos provocados por el terremoto de Cinchona de 2009, Costa Rica. *Revista Geográfica de América Central*, (51): 89–100.
- Barrantes, R. (2014). *Investigación: un camino al conocimiento , a un enfoque cuantitativo, cualitativo y mixto*. San José, Costa Rica: UNED.
- Becerra, P., & Cortés, M. (2006). *Geografía de los riesgos: Una propuesta pedagógica para el municipio de Yumbo*. Universidad del Valle, Colombia.: (Disertación de licenciatura no publicada).
- Bergoeing, J.P., Brenes, L.G. (2017). Atlas Geomorfológico de Costa Rica: Escala 1: 100000. Primera Edición. Escala 1:100000. Heredia, Costa Rica. EUNA, 2017. 72 págs.
- Borgia, A., Burr, J., Montero, W., Morales, I.D. y Alvarado, G.E., (1990). Fault Propagation Folds Induced by Gravitational Failure and Slumping of the Central Costa Rica Volcanic Range: Implications for large Terrestrial and Martian Volcanic Edifices.- *J. Geophys. Res.* 95 (B9): 14357-1438
- Brenes, C. (2006). *Sistemas de Información Geográfica*. . Obtenido de <http://www.oirsa.org/aplicaciones/subidoarchivos/BibliotecaVirtual/sistemasinfgeog.pdf>
- Buzai, G. (2013). El mapa social de la ciudad de Luján, 2010. Modelo socioespacial basado en cluster analysis. *Tiempo y espacio*, 31.
- Calvo, F. (1984). La Geografía de los riesgos. *Cuadernos críticos de Geografía humana* (54)., 54.
- Cardona, O. (2001). *Estimación holística del riesgo sísmico utilizando sistemas dinámicos complejos*. Barcelona, España: UPC.
- Cárdenas, C., Garzón, Y., Santa, L., y Castillo, L. (2010). Modelo de Poisson para la ocurrencia y magnitud espacio-temporal de los sismos en Colombia. *UD y la Geomática*. 4: 28-43.
- Chuvieco, E. (2010). *Teledetección ambiental. La observación de la Tierras desde el espacio*. . Madrid, España: Ariel.
- Climent, A., Alvarado, G., & Boschini, I. (2006). *PH Toro 3: estudio de amenaza sísmica*. San José, Costa Rica: Instituto costarricense de electricidad (ICE).
- Climent, A., Barquero, R., & Alvarado, G. (2002). *Estimación de la amenaza sísmica del P.H. Cariblanco*. San José, Costa Rica: Inf. Interno ICE. 8 pp.

- Climent, A., Rojas, W., Alvarado, G., & Benito, B. (2008). *Proyecto Resis II, Evaluación de la amenaza sísmica en Costa Rica*. San José, Costa Rica: Upm, NORSAR.
- Comité Sectorial Agropecuario Región Huetar Norte. (2011). *Plan Regional de Desarrollo Región Huetar Norte 2011-2014*. Obtenido de <http://www.mag.go.cr/bibliotecavirtual/a00331.pdf>
- Cordero, N. (2015). *Mapas de susceptibilidad al deslizamiento en las microcuencas de los ríos Torres y Tibás, Costa Rica*. . Cartago, Costa Rica: (Disertación de licenciatura no publicada). Universidad Tecnológica de Costa Rica.
- Cubero, D. (2014). *Asociatividad agroecoturística como eje potenciador del desarrollo local en la comunidad de Bajos del Toro*. San José, Costa Rica.: (Tesis de maestría). Facultad Latinoamericana de Ciencias Sociales – Instituto Tecnológico de Costa Rica.
- Delgado, O. (2003). *Debates sobre el espacio en la Geografía contemporánea: La Geografía como ciencia espacial*. Bogotá: UNAL.
- Denyer, P., Montero, W., & Alvarado, G. (2003). *Atlas Tectónico de Costa Rica*. San José, Costa Rica: Universidad de Costa Rica.
- Epyypsa (2011). Informe final de Consultoría Elaboración de planes reguladores costeros. Programa de Regularización de Catastro y Registro. San José, Costa Rica.
- Etkin, D. (2016). *Disaster Theory: An Interdisciplinary Approach to Concepts and Causes*. The Boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford OX5 1GB, UK 225 Wyman Street, Waltham, MA 02451, USA: Butterworth-Heinemann is an imprint of Elsevier
- Fernandez, M. (2013). Seismotectonic and the Hypothetical Strike – Slip Tectonic Boundary of Central Costa Rica. *Earthquake Research and Analysis - New Advances in Seismology*, 77-105.
- Gardner, J. K., & Knopoff, I. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 64(5), 1363–1367.
- González, L., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid, España: Pearson Educación.
- Goudie, A. (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. England: Routledge, Taylor & Francis Group.
- Gutenberg, B., and Richter, C. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4): 185-188.
- Gutiérrez, M. (2008). *Geomorfología*. . Madrid, España: Pearson Educación, S.A.
- Hanks, T. C., & H. Kanamori (1979), A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 84(B5), 2348–2350, doi:10.1029/JB084iB05p02348.
- Hernández, R., Fernández, C., & Baptista, P. (2010). *Metodología de la investigación*. México: McGraw-Hill.

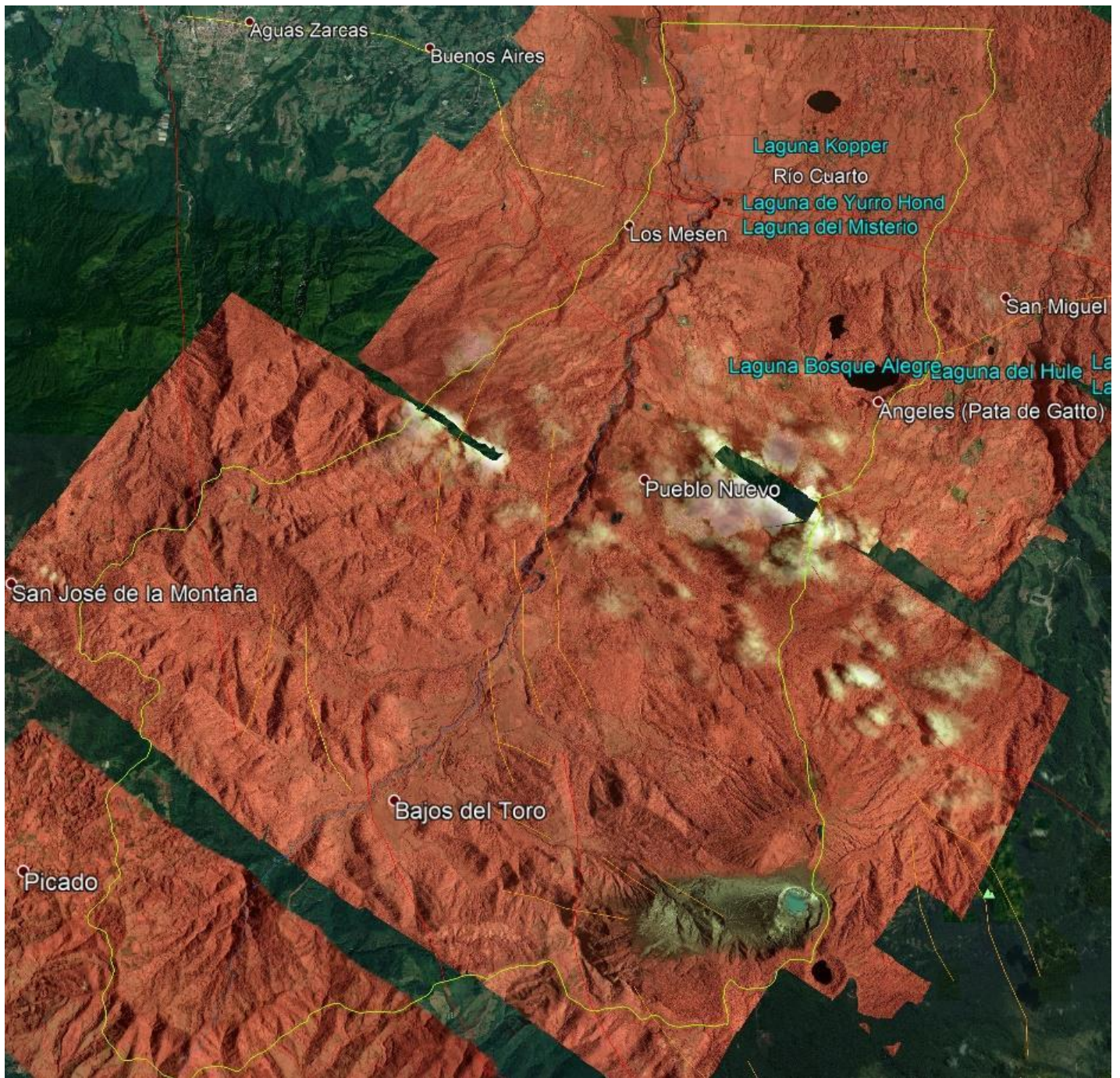
- Herrera, L., Mena, Y., & Martínez, R. (2011). *Aplicación de Métodos indirectos para el análisis de susceptibilidad de deslizamientos en la subcuenca del Río Gatuncillo, Panamá*. Ciudad de Panamá, Panamá.
- Herrera, W. (1985). *Clima de Costa Rica. Vegetación y clima de Costa Rica. Vol 2*. EUNED. San José, Costa Rica.
- Huggett, J. (2007). *Fundamentals of Geomorphology*. New York: Routledge.
- Instituto Nacional de Estadística y Censos (INEC) (2011). Costa Rica: Población total por zona y sexo, según provincia, cantón y distrito. Obtenido desde: <http://www.inec.go.cr/Web/Home/GeneradorPagina.aspx>
- Lin, Z., Kaneda, H., Mukoyama, S., Asada, N., & Chiba, T. (2013). Detection of subtle tectonic-geomorphic features in densely forested mountains by very high-resolution airborne LiDAR survey. *Geomorphology*, 182: 104-115.
- Linkimer, L. (2008). Relationship between peak ground acceleration and Modified Mercalli Intensity in Costa Rica. *Rev. Geol. de América Central.*, (38): 81-94.
- Lugo, J. (1988). *Elementos de geomorfología aplicada (Métodos cartográficos)*. México D.F: UNAM.
- McGuire, R. (2001). Deterministic vs probabilistic earthquake hazards and risks. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 21(5): 377-384. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering.*, 21(5): 377-384.
- Ministerio de Salud de la República de Argentina. (2015). *Conceptos básicos de la gestión del riesgo*. Obtenido de <http://www.msal.gob.ar/salud-y-desastres/index.php/informacion-para-comunicadores/conceptos-basicos-de-la-gestion-de-riesgos>
- Modenesi-Gauttieri, M. C., Takashi Hiruma, S., & Riccomini, C. (2002). Morphotectonics of a high plateau on the Northwestern flank of the continental rift of Southeastern Brazil. *Geomorphology*, 43: 257-271.
- Mollá, M., & Zamorano, J. (2014). *Conflictos de poder sobre el espacio: historia naturaleza y gestión: Distribución de los desastres asociados por lluvias en la ciudad de México: El papel de la cartografía geomorfológica en la prevención de riesgos naturales*. México D.F: EUMED.
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 29-56.
- Montero, W. (2014). Neotectónica en la Revista Geológica de América Central. *Revista Geológica de América Central*, Número Especial 2014: 30 Aniversario: 83-98.
- Montero, W., Soto, G., & Rojas, G. A. (2010). División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y sismicidad histórica. *Revista Geológica de América Central*, 13-36.
- Mora, R. (2004). *Evaluación de la susceptibilidad al deslizamiento del cantón de San José, provincia de San José, Costa Rica*. Escuela Centroamericana De Geología. Universidad de Costa Rica.

- Mora, R. (2009). *Observaciones geotécnicas del terremoto de Cinchona, 2009*. San José, Costa Rica: El terremoto de Cinchona. Inf. RSN, 94-100.
- Mora, R., & Morales, L. (1992). La susceptibilidad a la inestabilidad de laderas en la zona norte de Alajuela y el terremoto de Fraijanes de 1888. Efecto y prevención. *En: Revista Geográfica de América Central*, (25-26), 311-322.
- Mora, R., Chaves, J., & Vásquez, M. (2002). *Zonificación de la Susceptibilidad al Deslizamiento: Resultados obtenidos para la Península de Papagayo mediante la modificación del método Mora-Vahrson (Mora, R., Vahrson & Mora, S. (1992))*. Escuela Centroamericana de Geología. Universidad de Costa Rica.
- Mora, S., & Vahrson, W. (1991). Determinación a priori de la amenaza de deslizamientos sobre grandes áreas, utilizando indicadores morfodinámicos. *Memoria sobre el Primer Simposio.*, (págs. 259-273). Bogotá, Colombia.
- Mora, S., & Vahrson, W. (1993). Determinación “a priori” de la amenaza de deslizamientos utilizando indicadores morfodinámicos. *Tecnología ICE*, (3): 1-32.
- Morales, L., Montero, W., & Madrigal, R. (1992). El terremoto de Fraijanes 1888 y el sistema de fallas de Alajuela, implicaciones del peligro sísmico potencial para el valle central occidental. *Revista Geográfica de América Central*, (25-26): 227-240.
- Mujica, S., & Pacheco, H. (2013). Metodología para la generación de un modelo de zonificación de amenaza por procesos de remoción en masa , en la cuenca del Río Camurí Grande , estado Vargas, Venezuela. *Revista de Investigación*, 37, 215-244.
- Municipalidad de Alajuela. (2012). *Municipalidad de Alajuela*. Obtenido de Plan de Desarrollo del cantón de Alajuela. : <http://www.munialajuela.go.cr/app/contenido/documentos/PLANDESARROLLOANTONAL2013-2023.pdf>
- Muñoz, D. (1989). Conceptos básicos en riesgo sísmico. *Cátedra de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas*. (pág. 17). Madrid, España: Univ. Complutense.
- Naylor, M., Orofanogiannaki, K., and Harte, D. (2010). Exploratory data analysis: Magnitude, space, and time. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, 3: 1-42
- Pérez, J. (2007). *Introducción a los sensores remotos*. . Obtenido de Universidad Papellón.: http://aviris.gl.fcen.uba.ar/Curso_SR/Guia_Curso_sr_2007.pdf
- Porras, J., Linkimer, L., Araya, M., Rojas, W., Taylor, M., & Barquero, R. (2016). Sismicidad en Costa Rica durante el 2015. *Revista Geológica de América Central*, (54), 193-200.
- Quesada, A. (2016). *Peligros geomorfológicos: inundaciones y procesos de ladera en la cuenca alta del Río General, Pérez Zeledón, Costa Rica*. México DF: [Tesis de Maestría]. UNAM, México.
- Quesada, A., & Barrantes, G. (2016). Procesos de ladera cosísmicos del terremoto de Cinchona (Costa Rica) del 8 de enero de 2009 (Ms=6,2). *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 25 (1): 217-232. DOI: 10.15446/rcdg.v25n1.52590.

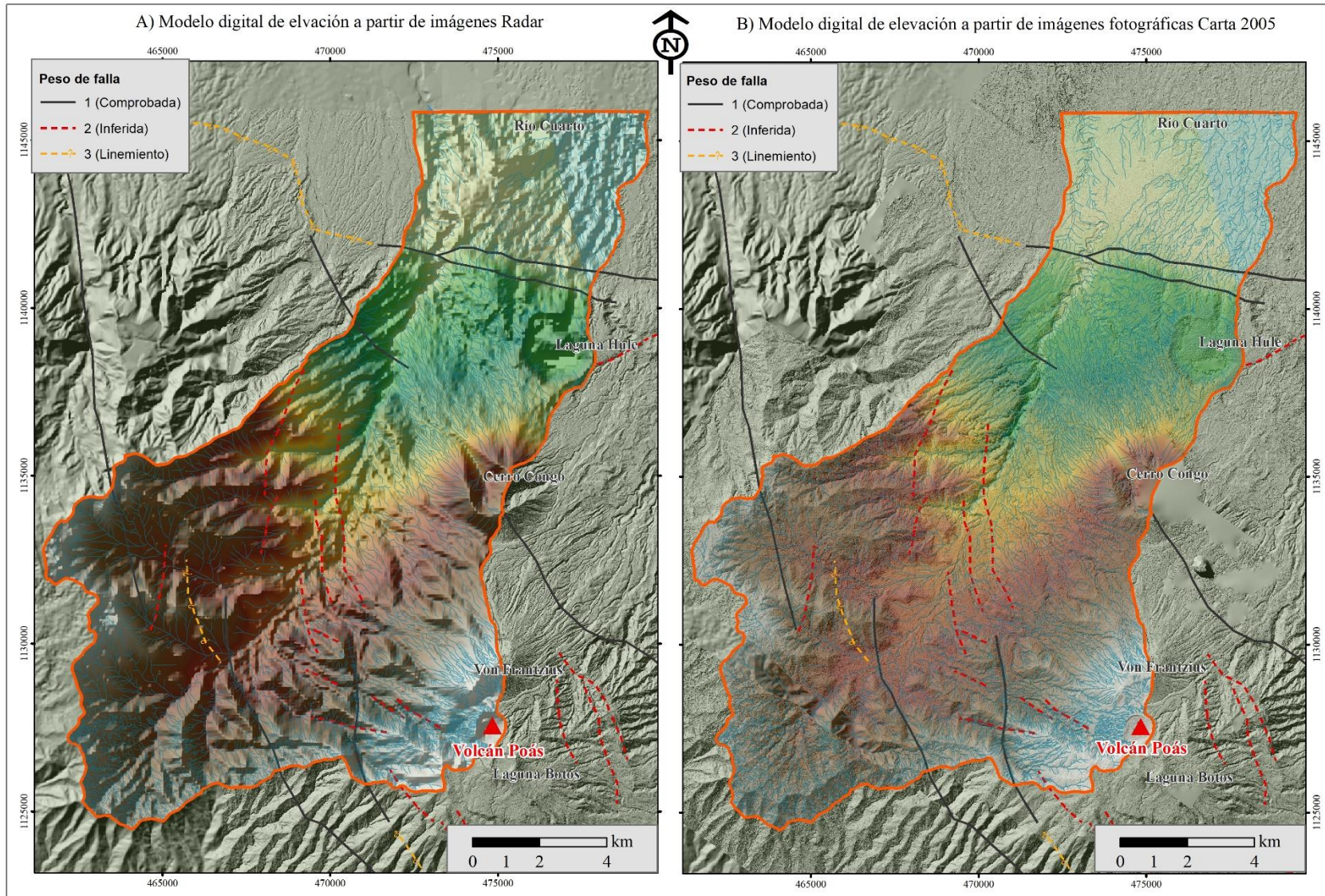
- Quesada, A., & Barrantes, G. (2017). Modelo morfométrico para determinar áreas susceptibles a procesos de ladera. *Investigaciones Geográficas*.
- Quirós, L., & Alfaro, C. (2011). Dinámica territorial asociada a la actividad agropecuaria en el cantón de Poás, Alajuela. *Revista geográfica de América Central*, (46) 155-184.
- Red Sismológica Nacional. (2009). *El Terremoto de Cinchona del 8 de enero de 2009*. Obtenido de http://www.rsn.ucr.ac.cr/images/Biblioteca/Informes_sismos/terremoto_cinchona.pdf
- Red Sismológica Nacional. (2018). *Vulcanología*. Obtenido de Actividad volcánica: <http://rsn.ucr.ac.cr/index.php>
- Rivas, A., Aguiar, R., Benito, B., Gaspar, J., Parra, H. (2014). Determinación del período de recurrencia y magnitud máxima para el control de las estructuras en el rango elástico ante un sismo asociado a las fallas inversas de Quito. *Revista Internacional de Ingeniería y Estructuras*, 19,2, 203 - 221.
- Rojas, W. (1993). Catálogo de Sismicidad Histórica y Reciente en América Central: Desarrollo y Análisis. -91 págs. Univ. De Costa Rica, San José. [Tesis de Lic]
- Ruegg, J. C. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del Ciclo Sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra.*, 6: 241-243.
- Ruiz, P. (2012). *Reconstruction of the Paleo and Neo stages of Poás and Turrialba volcanoes, Costa Rica: Competing processes of growth and destruction*. Rutgers, University, New Jersey: Tesis Doctoral. 172pp.
- Ruíz, P., & Soto, G. (2014). *Preparación del mapa de susceptibilidad a deslizamientos utilizando imágenes lidar en los Cerros de Escazú, cantones Aserrí, Desamparados, Alajuelita, Santa Ana y Escazú, Costa Rica*. San José, Costa Rica: Informe final CNE.
- Ruiz, P., Gazel, E., Alvarado, G., Carr, M., & Soto, G. (2010). Caracterización geoquímica y petrográfica de las unidades geológicas del macizo del volcán Poás, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (43), 37-66.
- Ruiz, P., Soto, G., & Barrantes, R. (2014). Uso de imágenes LIDAR en el estudio de la vulnerabilidad de la red vial Nacional, caso de estudio Ruta N°126. *Congreso de Ingeniería Civil CIC 2014*, (pág. 18). San José, Costa Rica.
- Santacana, N. (2001). *Análisis de la Susceptibilidad del Terreno a la Formación de Deslizamientos Superficiales y Grandes Deslizamientos mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica*.
- Schmidt, V. (2010). *Avances para estudios del riesgo a escala regional y local: Aplicación a América Central y la bahía de Cádiz (Sur de España)*. Cataluña, España: Universidad Politécnica de Catalunya. Tesis Doctoral.
- Segura, G., Badilla, E., & Obando, L. (2011). Susceptibilidad Al Deslizamiento En El Corredor Siquirres-Turrialba. *Revista Geológica de América Central.*, 45,101–121.
- Soto, D., Chaves, I., Duran, M., & Herra, D. (2012). *Susceptibilidad al deslizamiento del cantón de Escazú y análisis a detalle de cinco casos específicos: Palo Campana,*

- Salitrillo, Curio, y la cuenca de los ríos Agres y Guayabos*. San José, Costa Rica: (Disertación no publicada). Universidad de Costa Rica.
- Suárez, A., Badilla, E., Obando, L., & Peraldo, G. (2009). Zonificación geomorfológica para la evaluación de la susceptibilidad a los deslizamientos en la cuenca del Río Viejo, Puriscal, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central.*, (41), 55-69.
- Suarez, J. (1998). Zonificación de susceptibilidad, amenaza y riesgo. En J. Suarez, *Deslizamientos Tomo I: Análisis Geotecnico* (págs. 527-582).
- Summerfield, M. (1991). *Global Geomorphology*. Inglaterra, Esta Unidos: Routledge.
- Velásquez, G., Alcántara-Ayala, I., Hernández, J., & Garnica-Peña, R. (2015). La zonificación morfotectónica-volcánica en el análisis morfoestructural del relieve: el caso del municipio de Managua, Nicaragua. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, México*, (87), pp. 118-140, dx.doi.org/10.14350/rig.43549.
- Velazquez, G., & Celemin, J. (2011). Elaboración y aplicación de un índice de calidad ambiental para la Región de Cuyo, Argentina, 2010. *Cuadernos Geográficos*, 49(2), 179-197.}
- Weichert, D. H. (1980). Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 70, 1337–1346.
- Wells, D., and Coppersmith, K. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4): 974- 1002.
- Westen, C., Montoya, L., Boerboom, L., & Vargas, R. (2012). *Aplicación de SIG para la evaluación de la amenaza sísmica y el riesgo asociado: Kathmandu, Nepal*. Enschede, The Netherlands: International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, ITC. Obtenido de www.zotero.org/groups/research_icg/items/6AZNTTUB
- Wilches-Chaux, G. (1993). *Los desastres no son naturales*. . Ciudad de Panamá: La RED.

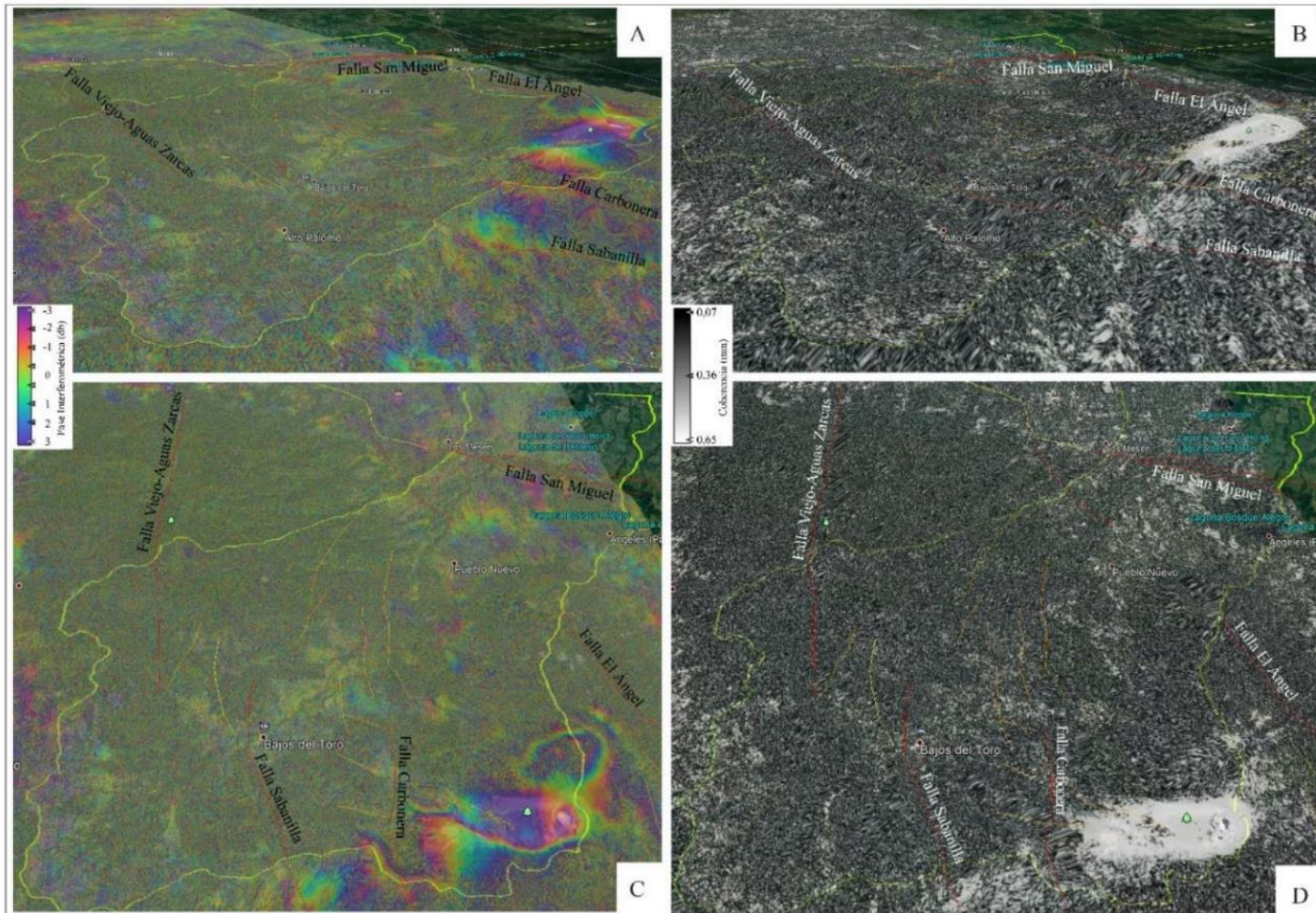
8. ANEXOS



Anexo 1. Modelo de elevación digital a partir de imágenes fotográficas Carta 2005, procesamiento preliminar con el software Agisoft PhotoScan 1.4.0. Fuente: Elaboración propia.

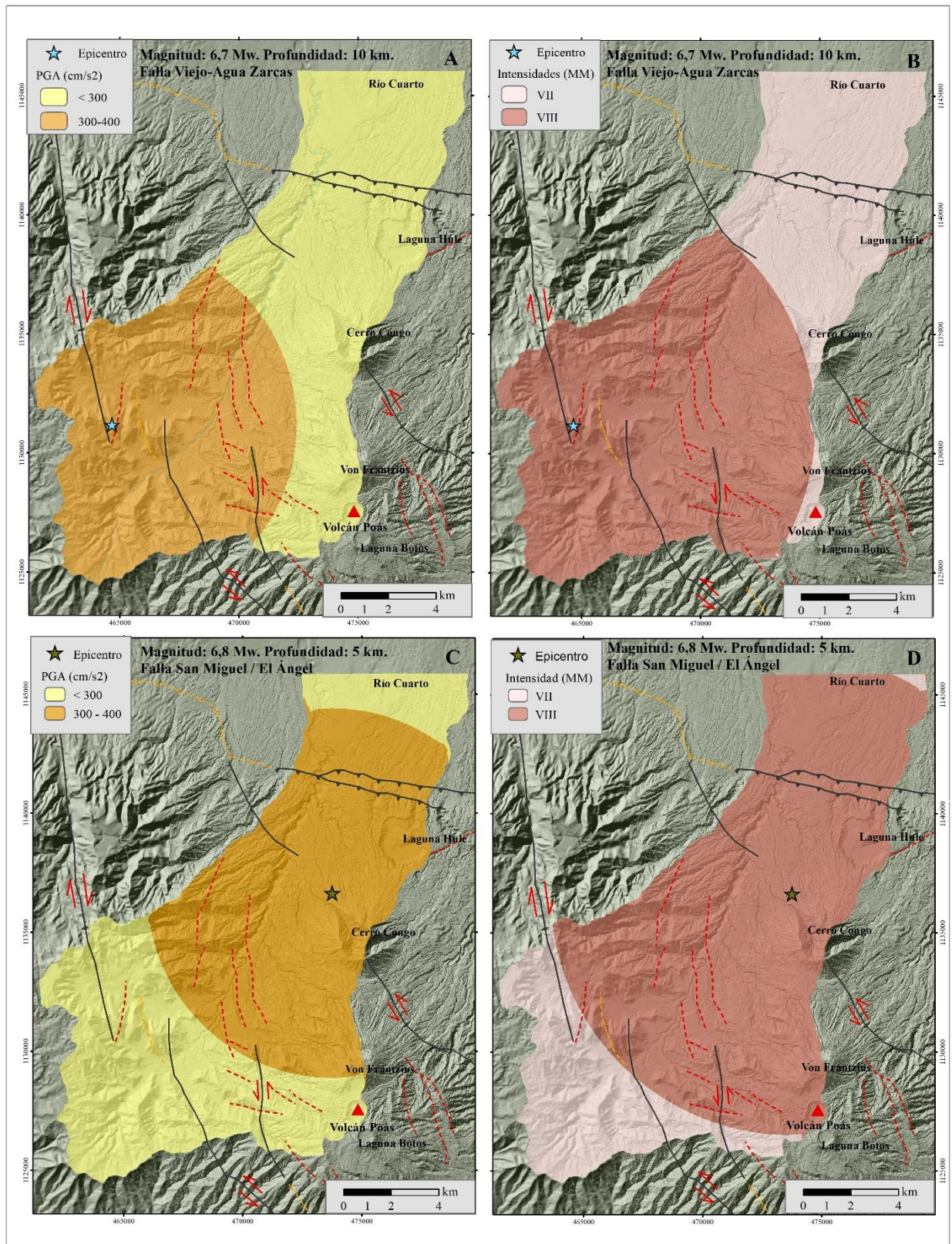


Anexo 2. A) Modelo de elevación digital a partir de imágenes del sensor Sentinel 1, del 28 de febrero y 12 de marzo de 2018. B) Modelo de elevación digital a partir de imágenes fotográficas Carta 2005. Fuente: Elaboración propia

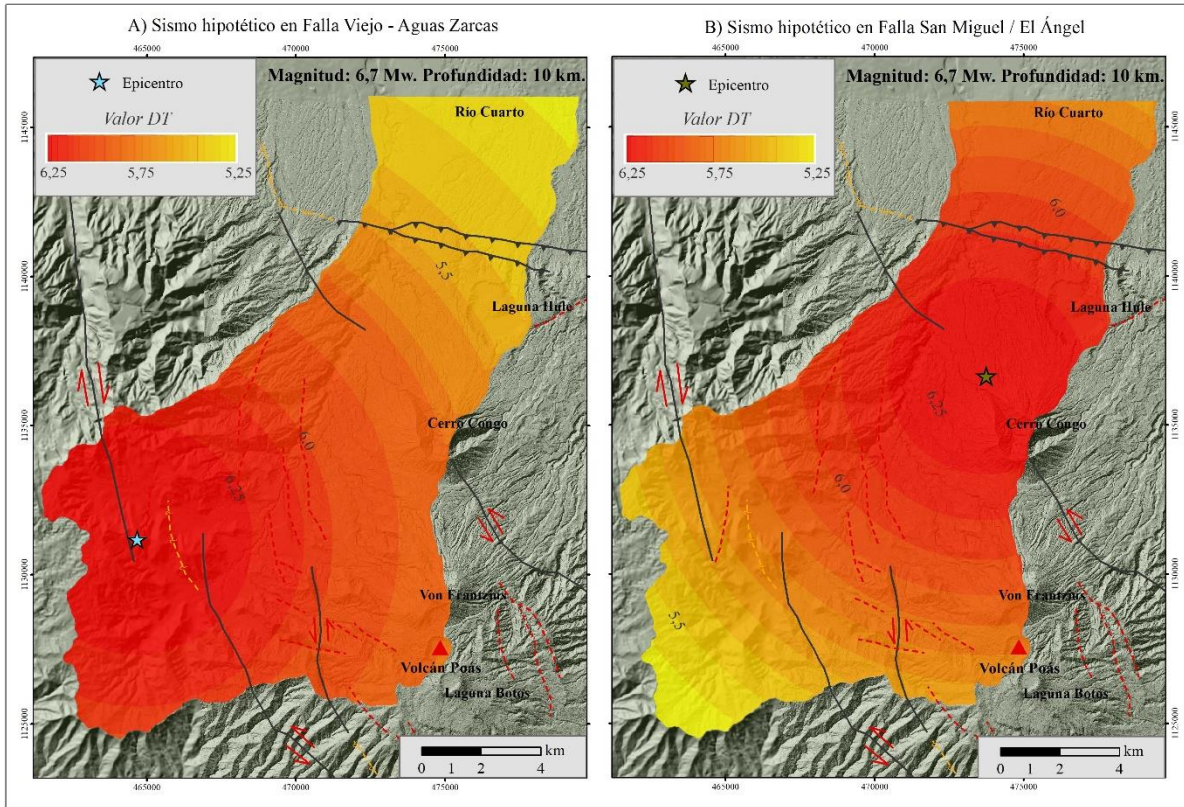


Anexo 3. A) Fase interferométrica en vista de perfil hacia el Norte. B) Coherencia en vista de perfil hacia el Norte. C) Fase interferométrica en vista de planta. D) Coherencia en vista de planta. Fuente: Imágenes de Radar Sentinel 1, del 28 de febrero y 12 de marzo de 2018

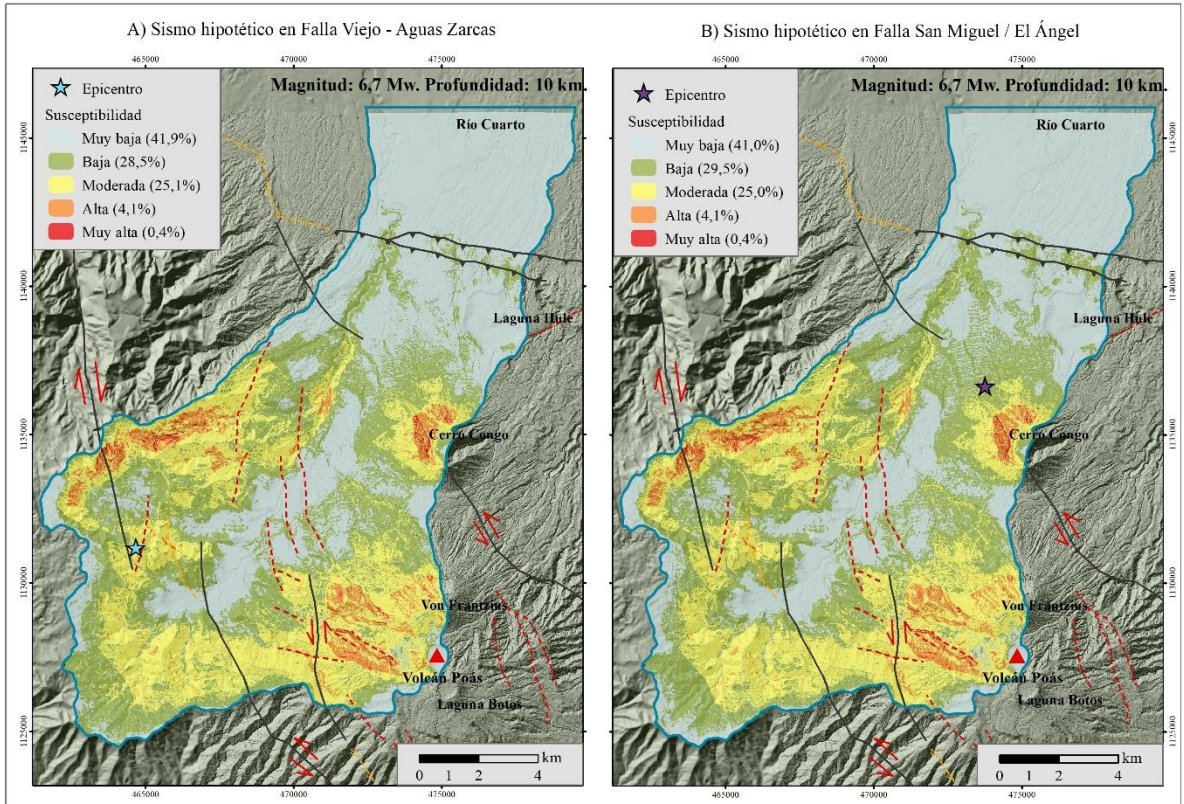
Anexo 4. Criterios para definir unidades morfotectónicas-volcánicas	
<i>Morfotectónicos y morfoestructurales</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Fallas y tipo de falla - Rasgo tectónico en relieve (escarpe, domo de presión, etc.) - Lineamientos - Sentido de buzamiento o pseudobuzamiento (inclinación preferencial) - Grado de fracturación - Sismicidad asociada
<i>Morfométricos</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Rango altitudinal - Pendiente - Orientación de laderas - Grado de profundidad de disección (erosión)
<i>Litoestratigráficos</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Formación o Unidad geológica - Edad - Depósitos de la zona - Proveniencia asociada
<i>Forma de relieve y génesis</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Tipo de geomorfología - Origen de la forma de relieve (estructural, denudacional, volcánico, etc.)



Anexo 5. A y B) Valores de PGA e Intensidades máximas, respectivamente, para un escenario más conservador propuesto para la Falla Viejo-Aguas Zarcas. C y D) Valores de PGA e Intensidades máximas, respectivamente, para un escenario más conservador que podría corresponder a la Falla San Miguel o a la Falla El Ángel.



Anexo 6. Valor de disparo DT para cada uno de los sismos de diseño propuestos (escenarios más conservadores).



Anexo 7. Categorías de susceptibilidad para cada uno de los sismos de diseño propuestos (escenarios más conservadores).