



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN GEOGRAFÍA
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA
GEOGRAFÍA AMBIENTAL

PELIGROS GEOMORFOLÓGICOS: INUNDACIONES Y PROCESOS DE
LADERA EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO GENERAL, PÉREZ ZELEDÓN,
COSTA RICA.

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:
ADOLFO QUESADA ROMÁN

TUTOR:
JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F., ABRIL, 2016

Dedicatoria

Este trabajo se lo dedico primero a Dios, porque me dio la fortaleza suficiente para salir adelante con este proyecto durante el tiempo que viví en México y una parte en Costa Rica. Con especial cariño también dedico este trabajo a mis padres y hermanos: Gerardo y Rosa Elena; Leonardo e Isaac quienes confían y dan todo su apoyo siempre.

Agradecimientos

Agradezco profundamente al Dr. José Juan Zamorano, quién se tomó la paciencia de enseñarme Geomorfología, de sacar de su tiempo para siempre darme buenos consejos profesionales y para mi vida personal. Siempre le estaré muy agradecido.

Le doy las gracias a los sinodales de este trabajo: Dr. Gabriel Legorreta, Dra. Irasema Alcántara, Dra. Lucia Capra y Dr. José Ramón Hernández, quienes hicieron importantes correcciones en el documento final que mejoraron sustancialmente su explicación y resultados. Además agradezco al Dr. Lorenzo Vázquez por su atenta ayuda en el inciso de geomorfología glaciar.

A mi hermanillo, Carlo Mendoza, quien siempre sacó de su tiempo y “muinas” para ayudarme en este proceso, además que me brindó su sincera amistad, gracias. A los destacados geomorfólogos: Sergio Salinas, Raúl Alvarado y Osvaldo Franco por sus insistentes consejos y ayudas en el desarrollo de la maestría y este documento final. A mis compañeros de batalla y amigos en el Instituto de Geografía: Agustín Camacho (el Panda), Juan Carlos De Jesús (JC), Daniel García (El Niño), Andrés Lallande, Isaac Quijada, Miguel Santos y Ernesto Figueroa quienes me brindaron su amistad y siempre estuvieron atentos a ayudar en lo que fuera, como Zamoboyos que somos.

A mis mejores amigos de toda la vida Gustavo Pineda y Ricardo Quesada, quienes siempre me apoyaron en todo momento en este proceso y me acompañaron a la distancia durante mi estancia en México.

Le doy las más sinceras gracias a muchos amigos y familia que México me dio durante mi estadía en ese maravilloso país, entre ellos Gloria, Yolita, Evelia, Juan Pablo Proal, Alejandra Luna, y muchos más que de momento olvido pero siempre quedarán en mi corazón.

Agradezco al Instituto de Geografía por facilitarme sus instalaciones durante el desarrollo de mi tesis, así también a todos sus funcionarios que siempre fueron cordiales y atentos en ayudar en lo que estuviera a su alcance.

Por último y no menos importantes, fueron los apoyos socioeconómicos brindados por el CONACYT y el MICIT por medio del CONICIT del Gobierno de Costa Rica durante mi maestría, fondos económicos con los que pude realizar este trabajo.

CONTENIDO

Introducción	6
CAPÍTULO I. PELIGROS GEOMORFOLÓGICOS: MARCO CONCEPTUAL	8
1.1. Peligro, riesgo y desastre	8
1.2. Procesos y agentes modeladores del relieve: peligros geomorfológicos	12
1.3. Vulnerabilidad física y el análisis geomorfológico	13
CAPÍTULO II. CARACTERÍSTICAS FÍSICO - GEOGRÁFICAS	15
2.1. Localización	15
2.2. Provincias Fisiográficas: el contexto regional	16
2.3. El clima en la cuenca alta del río del General.....	20
2.3.1. La precipitación estacional en la zona de estudio	23
2.3.2. Precipitación extraordinaria y sus efectos en la cuenca alta del río General	24
2.4. Hidrografía regional (Costa Rica) y local (cuenca alta del río General).....	28
2.5. Suelos a escala regional (Costa Rica) y local (cuenca alta del río General)	31
2.6. Vegetación y uso de la tierra en la cuenca alta del río General	34
CAPÍTULO III. TECTÓNICA Y GEOLOGÍA	40
3.1. Marco tectónico regional	40
3.2. Aspectos geológicos regionales	45
3.3. Geología y tectónica de la cuenca alta del río General.....	48
CAPÍTULO IV. MORFOMETRÍA	55
4.1. Altimetría	55
4.2. Inclinación del terreno	61
4.3. Densidad de la disección.....	65
4.4. Profundidad de la disección.....	68
4.5. Energía del relieve	71
4.6. Erosión potencial.....	74
4.7. Erosión total	77

CAPÍTULO V. GEOMORFOLOGÍA	80
5.1. Mapa Geomorfológico de la cuenca alta del río General	80
I. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO	83
1. Laderas de montaña	83
II. RELIEVE TECTÓNICO	88
III. RELIEVE EXÓGENO	92
3. Erosivo fluvial.....	92
4. Acumulativo fluvial	100
5. Acumulativo - erosivo fluvial.....	112
6. Erosivo Gravitacional	114
7. Acumulativo Gravitacional.....	118
8. Erosivo Glaciar	120
9. Acumulativo Glaciar	126
10. Sedimentario.....	129
CAPÍTULO VI. PELIGROS GEOMORFOLÓGICOS	132
6.1. Mapa de zonificación de procesos de ladera e inundaciones, con base en métodos indirectos (valores morfométricos)	132
6.1.1. Asociación con los procesos de ladera	134
6.1.2. Asociación con inundaciones	136
6.2. Mapa de peligros geomorfológicos en la cuenca alta del río General	140
6.2.1. Terrenos susceptibles a procesos de ladera	140
6.2.2. Terrenos susceptibles a inundaciones	142
Conclusiones	145
Bibliografía	149

Introducción

La cuenca alta del río General se localiza en el centro-sur de Costa Rica, a 80 km al SE de San José. Esta región está sujeta a una declaratoria oficial por parte de la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias como área de amenaza potencial de inundaciones y procesos de ladera, sin que existan estudios claros que demuestren su peligrosidad en toda su extensión. Esto conlleva a la afectación directa del desarrollo socioeconómico del territorio y a un aumento de la vulnerabilidad, que se incrementa por la existencia de un crecimiento urbano informal (ilegal). Si bien no es posible regular la ocupación de terrenos no aptos para la vivienda, un estudio de peligros geomorfológicos permite zonificar el grado de amenaza a inundaciones y procesos de ladera, y de esta manera los habitantes serían menos vulnerables, podrían evitarse pérdidas humanas y acortar los tiempos de recuperación social.

La dinámica de este territorio se ve influenciada por eventos de intensas lluvias estacionales, el impacto indirecto de ciclones tropicales y la sismicidad que disparan procesos de ladera e inundaciones, como fueron los casos de los huracanes Kittie en 1955, Joan en 1988, César en 1996 y la tormenta tropical Alma en 2008; así como el terremoto de Buenavista en 1983. Lo anterior justifica la elaboración de un mapa de peligros a inundaciones y procesos de ladera en la cuenca alta del río General, bajo un criterio geomorfológico. Para su construcción fue necesario realizar una serie de mapas morfométricos y uno morfogenético, cartografías que se sobreponen para establecer las zonas con diferente grado de peligro.

En Costa Rica, la Geomorfología tuvo sus primeros pasos desde finales del siglo XIX e inicios del XX con el aporte de investigadores suizos, alemanes, ingleses y franceses que hicieron amplios inventarios de las grandes formas del relieve del país, donde destacan las descripciones de volcanes, los ríos más importantes así como de sus valles asociados. Los primeros investigadores radicados en Costa Rica fueron el M.Sc. Rodolfo Madrigal Gómez, quien diseñó el primer mapa geomorfológico del país a escala 1:200 000, posteriormente el Dr. Jean Pierre Bergoeing quién desde 1977 ha publicado diversos mapas e incluso el libro sobre la Geomorfología del país por regiones, y el M.Sc. Luis Guillermo Brenes quién es un geomorfólogo costarricense que ha publicado distintos trabajos regionales y es co-autor del Atlas Geomorfológico de Costa Rica escala 1:350 000 (Bergoeing, 2007; Brenes, 2007; Bergoeing *et al.*, 2010). La Geomorfología en Costa Rica tiene una fuerte tradición francesa debido al aporte de estos dos últimos geomorfólogos y sus colaboradores.

Los criterios utilizados para la elaboración de la cartografía morfométrica y geomorfológica detallada de la cuenca alta del río General fueron los de Bashenina (1977) y Simonov (1985) los cuales están basados en una clasificación genética del relieve (endógeno, endógeno modelado y exógeno). Este método se podría clasificar como la Escuela Mexicana, la cual combina aspectos de la Geomorfología Francesa y Rusa. Dicha metodología es la primera vez que se desarrolla en Costa Rica y será utilizada en otras regiones del país para el conocimiento científico así como la solución de problemas tanto en la prevención de desastres como el ordenamiento territorial.

El trabajo se compone por cinco capítulos. Capítulo I: Peligros geomorfológicos: marco conceptual, se explican los conceptos relacionados con la gestión del riesgo aplicados a la zona de estudio, entre ellos peligro o amenaza, riesgo y desastre, procesos y agentes modeladores del relieve, vulnerabilidad física y el análisis geomorfológico.

Capítulo II: Características Físico-Geográficas, se estudian las variables que conforman y modelan el relieve del territorio, entre ellas se describe su localización,

provincias fisiográficas, el clima regional y local, la precipitación estacional y extraordinaria, la hidrografía, los suelos, la vegetación y el uso de la tierra.

Capítulo III: Geología y Tectónica, en este apartado se explican las características tectónicas regionales, los aspectos geológicos del país, las formaciones litológicas y la configuración de las fallas de la cuenca alta del río General.

Capítulo IV: Análisis morfométrico, se desarrolla una metodología donde se cuantifican las características del relieve mediante las variables de altimetría, inclinación del terreno, profundidad de la disección, densidad de la disección, energía del relieve, erosión potencial, erosión total y la zonificación de procesos de ladera e inundaciones.

Capítulo V: Geomorfología, analiza la interpretación de 251 fotografías aéreas que dieron como resultado un mapa geomorfológico que se compone de 46 formas divididas de acuerdo a su génesis en: endógeno modelado, tectónico y exógeno (fluvial, gravitacional, glacial y sedimentario).

CAPÍTULO I. PELIGROS GEOMORFOLÓGICOS: MARCO CONCEPTUAL

El estudio de los peligros naturales es un tema de actualidad en las ciencias de la tierra, hecho que ha favorecido la aparición de numerosos conceptos y variadas opiniones; algunas veces contradictorias entre ellas (Barrantes y Márquez, 2011). De ahí surge la idea de hacer una revisión minuciosa donde se jerarquice, se fundamente y homologuen, los criterios que serán utilizados en esta investigación. En otras palabras, este capítulo es el marco conceptual y el punto de partida del trabajo.

El análisis conceptual sobre el peligro, su gestión y la vulnerabilidad física bajo un criterio geomorfológico, es objetivo de este capítulo. El enfoque que se utiliza en este proceso, nos permitirá identificar las características físico-naturales del territorio, los mecanismos de ocurrencia, la extensión de su impacto y la frecuencia. En este marco, los procesos modeladores de la superficie terrestre se entenderán como fenómenos que pueden ser de peligro para la población. En particular, para los asentamientos humanos que se localizan en la cuenca alta y en la ribera del río General: procesos de ladera e inundaciones, respectivamente.

1.1. Peligro, riesgo y desastre

El peligro o amenaza, se entiende como la probabilidad de ocurrencia de un evento natural, en potencia perjudicial para una comunidad en un tiempo y lugar específico (Cardona, 1993). Puede ser permanente o pasajero, no obstante en cualquiera de sus variantes tiene un potencial dañino, característica que podrá magnificarse de acuerdo a la probabilidad de ocurrencia y al área de afectación (Maskrey, 1993). En general, se entienden como eventos naturales extremos que pueden afectar diferentes sitios, en distintos momentos con varios grados de intensidad y severidad (Blaikie *et al.*, 1996).

Es la posibilidad de ocurrencia de un evento natural, que genere peligro para las actividades del ser humano, expresada por la combinación de diversas variables en intensidades diferentes y en donde una de ellas actúa como factor desencadenante (mecanismo disparador), con una magnitud determinada, presente en cierto lapso de tiempo y en un lugar específico (Thomas, 2008).

El concepto de peligro se entiende, en este trabajo, como una situación no deseada y repentina, que sucede por la activación de factores naturales o antrópicos. Las condiciones que determinan el impacto, lo explica la vulnerabilidad física. Dicho criterio hace referencia a la condición de exposición de una sociedad a procesos naturales peligrosos como consecuencia de una débil planificación territorial o a un desconocimiento de la dinámica (extrema y de peligro) del territorio que habita.

Los factores naturales que determinan la vulnerabilidad física y los peligros de Costa Rica, se analizan de acuerdo a su génesis: endógena y exógena. Los primeros tienen su origen en el interior de la Tierra y se manifiestan en la región a partir de la interacción de las Placas: Caribe y Cocos (subducción); Cocos, Caribe y Nazca (punto triple: sismo-stress) y las fallas activas transcurrentes que tienen origen en Panamá (sismo-stress). Esta dinámica es la responsable del vulcanismo del sistema montañoso Central, de Tilarán, de Guanacaste y así como una pequeña porción de la de Talamanca (Montero, 2000a; Montero, 2000b).

Los procesos exógenos se gestan en el binomio radiación solar-energía gravitatoria y en particular se refiere a los agentes modeladores del relieve (intemperismo, erosión, transporte y sedimentación). En este marco, la precipitación es la característica hidrometeorológica que más influye en la dinámica geomorfológica del país, en esto

tiene que ver la posición geográfica entre océanos (Pacífico y Caribe-Atlántico), la activa participación de la Zona de Convergencia Intertropical, la orientación NW-SE de los sistemas montañosos que favorecen el desarrollo de lluvias orográficas y el paso de ciclones tropicales (Vargas, 2012).

Las lluvias estacionales tanto en Costa Rica como el área de estudio están presentes de mayo a noviembre, en este periodo la precipitación anual máxima promedio es $\geq 3\ 000$ mm y tiene una amplia distribución. Por otro lado, las lluvias extraordinarias, se relacionan con el efecto directo o indirecto de los ciclones tropicales tanto del Mar Caribe como del Océano Pacífico. Este tipo de eventos por lo general causan inundaciones, favorecen el desarrollo de procesos de ladera y por tanto afectaciones en la infraestructura pública, viviendas e inclusive muertes.

Entre los factores antrópicos que inciden en los peligros resaltan las modificaciones al relieve, debido a la construcción de vías de comunicación o urbanizaciones (tajos, graderías o terrazas), dicho proceso cambia la morfología y el ángulo de reposo de las laderas, hecho que favorece un escenario propicio para el desarrollo de procesos gravitacionales (deslizamientos, desprendimientos y vuelcos) (Goudie, 1993). Por otro lado, el cambio en el uso de la tierra (término utilizado en Costa Rica; de acuerdo a Lücke, 1986); de bosques a plantaciones agrícolas o pastos, ha dado paso a una menor infiltración, un incremento en la escorrentía, un mayor aporte de sedimentos al sistema fluvial y por tanto una tasa de erosión superficial de consideración (desarrollo de canales, regueros y surcos) (Goudie, 2006).

Los peligros más recurrentes en la cuenca alta del río General, son las inundaciones y los procesos de ladera (también llamados procesos de remoción en masa, procesos gravitacionales o movimientos en masa; de acuerdo a Alcántara-Ayala, 2000), ambos tienen un vínculo estrecho ya que su frecuencia y magnitud dependen de las lluvias extraordinarias o ciclónicas. Con amenaza a desborde de ríos están los poblados de Rivas, Hermosa y Peñas Blancas (SW y SE); con problemas gravitacionales, sucede con regularidad en varios sectores de la carretera Interamericana y en las cabeceras fluviales localizadas en las cercanías de San Gerardo, Herradura, Monterrey, Buenavista y San Juan Norte (NW y NE).

El peligro se diferencia del riesgo porque el primero identifica el daño potencial que los procesos naturales pueden provocar en un poblado o actividad humana, en un momento y un espacio preciso; mientras que el segundo es la probabilidad de ocurrencia de amenazas naturales conocidas por una comunidad y conlleva con pérdidas económicas e incluso humanas. A su vez, el riesgo está influenciado por la vulnerabilidad, la cual se compone de las condiciones determinadas por factores o procesos físicos, sociales, económicos, y ambientales, que aumentan la susceptibilidad de una comunidad al impacto de peligros (EIRD, 2015).

El riesgo es cualquier fenómeno natural o humano que signifique un cambio en el medio ambiente que ocupa una comunidad determinada (Wilches-Chaux, 1993). Este se concibe como un daño, destrucción o pérdida esperada ante la probabilidad de ocurrencia de eventos peligrosos y de la vulnerabilidad de los elementos expuestos, con consecuencias económicas y sociales en cierto periodo de tiempo (Cardona, 1993).

Una población es menos vulnerable a sus riesgos, en la medida que entienda y conozca mejor el funcionamiento de los diferentes elementos de la naturaleza de su territorio (Barrantes y Márquez, 2012). Distintas herramientas como el análisis geomorfológico y la cartografía de peligros permiten conocer la dinámica de la

superficie terrestre, por tanto ayudan en la prevención, mitigación y el favorecimiento de una recuperación más pronta.

En el área de estudio existen reportes sobre eventos peligrosos y trágicos que ocurrieron durante el último siglo, estos hacen referencia, entre otros, a los huracanes Joan (1988) y Cesar (1996) (Vallejos *et al*, 2012). Ambos desencadenaron el desarrollo de numerosos procesos de ladera e inundaciones, sus efectos fueron nefastos, cobraron vidas humanas, hubo decenas de heridos, así como la destrucción de numerosas viviendas y obras de infraestructura pública como puentes, acueductos y caminos (LA RED, 2011). En la actualidad, poblaciones que fueron afectadas ocupan los mismos espacios, lo que incrementa su exposición al peligro y por tanto un aumento del riesgo. Por otro lado la falta de políticas gubernamentales que planifiquen el territorio según aptitudes, permite asentamientos humanos en zonas de peligro; a lo que se suma la falta de opciones para ubicarse en lugares más adecuados y condiciones económicas precarias de la población.

Tanto el peligro como el riesgo, tienen una estrecha relación con la vulnerabilidad; el primero, debido a la ubicación de asentamientos humanos en zonas peligrosas; mientras el segundo, con la incapacidad de una comunidad de superar y adaptarse con facilidad a modificaciones del medio ambiente. Por tanto, la interacción del peligro y el riesgo es la responsable de los desastres, que serán explicados a detalle a continuación.

Un desastre es la correlación entre fenómenos naturales así como determinadas condiciones socioeconómicas y físicas vulnerables (Maskrey, 1993). Se desarrolla cuando un sistema natural no es capaz de absorber cambios, lo que produce una crisis que acarrea pérdidas materiales y víctimas humanas (Wilches-Chaux, 1993). Estos cambios irrumpen con el orden habitual de la sociedad, impactan a nivel individual o colectivo, reconfiguran el espacio y marcan el tiempo (Toscana, 2006).

En la zona de estudio y en este contexto se tienen como ejemplos, el sismo de Buenavista (1983), los procesos de ladera e inundaciones asociados a los huracanes Joan (1988), César (1996) y la tormenta tropical Alma (2008) (Vallejos *et al*, 2012). El sismo de Buenavista (1983), afectó de manera directa las poblaciones de División, San Gerardo de Rivas, Herradura, Buenavista, Pueblo Nuevo y Monterrey; más los daños tuvieron una distribución más amplia, existen registros de 400 personas evacuadas, decenas de heridos, cientos de damnificados y un total de 50 viviendas destruidas en San Isidro del General (20 km al sur del epicentro) (Morales y Leandro, 1985; Peraldo, 2004; LA RED, 2011).

El huracán Joan (1988) afectó un total de 200 personas por inundaciones, en particular en los poblados de Rivas, General Viejo, Hermosa, Morazán, Repunta, el centro urbano de San Isidro y el barrio de Santa Cecilia; todos ellos, ubicados en la porción baja de la llanura del río General. En este mismo evento, los daños por procesos de ladera estuvieron presentes en varios sectores de la Carretera Interamericana y en las localidades de San Gerardo, Herradura y Buenavista, todas ellas asentadas en terrenos que superan los 25° de inclinación. En general las averías en infraestructura vial y energética fueron cuantiosas; no así los decesos, un total de 4 (Peraldo, 2004; LA RED, 2011).

El huracán César (1996) inundó y provocó procesos de ladera en diversas comunidades de la cuenca alta del río General. Los desbordes destruyeron un total de 440 viviendas repartidas entre las comunidades de Rivas, General Viejo, Hermosa, Cajón y San Isidro. Los fenómenos de remoción en masa provocaron daños en las vías públicas nacionales (Carretera Interamericana) así como las vecinales, que

comunican comunidades aledañas al poblado de Pérez Zeledón (Fig. 1). Los damnificados se contaron por centenas, mientras los decesos fueron 10 (Peraldo, 2004; LA RED, 2011).

Áreas afectadas por inundaciones y procesos de ladera: Huracán Cesar (1996).

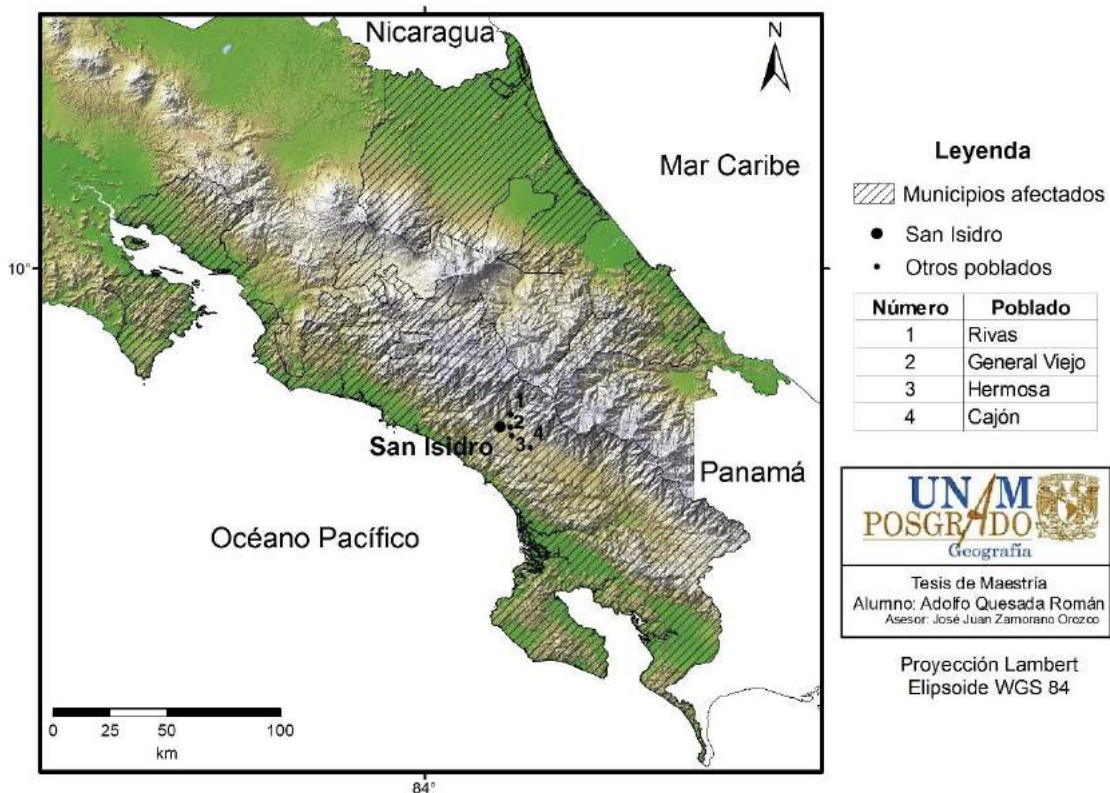


Figura 1. Localización de los poblados afectados por inundaciones y procesos de remoción en masa durante el huracán César en 1996 en la cuenca alta del río General.

La tormenta tropical Alma (2008), tuvo a diferencia de las demás su origen en el Océano Pacífico, por lo que sus efectos directos impactaron poblados como Alaska, Piedra Alta y San Martín, todos ellos ubicados en terrenos montañosos (cerca de las cabeceras fluviales de los ríos Chirripó Pacífico y Buenavista). La morfología del relieve en suma con una intensa y abundante precipitación, activó más de cien procesos de ladera a lo largo de la Carretera Interamericana, estos interrumpieron su tránsito por doce días y estuvo bajo paso regulado durante un par de meses. Las inundaciones fueron frecuentes en las porciones bajas de los valles y afectaron las poblaciones de Rivas, San Isidro del General y los barrios Sinaí, Santa Cecilia, Morazán y el Hoyón, el total de afectados sumó 450 personas (LA RED, 2011; Mora y Peraldo, 2011).

Los conceptos de peligro, riesgo y desastre son fundamentales para integrar un enfoque físico encaminado a la gestión del riesgo y la disminución de desastres. La búsqueda y aplicación de estos términos, confirma la línea de investigación que se desarrolla en este trabajo; la cual estudia los peligros, en la cuenca alta del río General, a partir del análisis geomorfológico y de su cartografía (en particular del mapa de procesos de ladera e inundaciones). De esta manera se busca disminuir el impacto y como consecuencia, los daños que podrían provocar los procesos mencionados.

1.2. Procesos y agentes modeladores del relieve: peligros geomorfológicos

La morfología o expresión de la corteza terrestre resulta de la interacción de procesos y agentes modeladores. Los primeros hacen referencia a los cambios físicos o químicos que sufre el sustrato (rocoso o detrítico). Este tipo de alteraciones se conoce, en general, como intemperismo y su importancia geomorfológica radica en la preparación del material para su transporte, este mecanismo conlleva un cambio en la morfología del relieve.

Los procesos geomorfológicos se vinculan con la erosión; es decir, con la capacidad natural de obtener, transportar y depositar variados materiales. Hay que mencionar que la intensidad y la dinámica de esta secuencia en la evolución del relieve, depende de la latitud y la altitud del terreno; la influencia de estos dos factores se aplica de igual manera al intemperismo.

Los procesos y agentes modeladores de la superficie terrestre, se clasifican en endógenos y exógenos (Fig. 1). Los primeros son respuesta de la actividad interna de la Tierra (la tectónica, la sismicidad y el magmatismo: plutonismo y vulcanismo), están influenciados por la gravedad y la energía interna de la Tierra. Los fenómenos que forman parte de este grupo, por lo general, son de extraordinaria ocurrencia, imprevisibles y de carácter catastrófico, por lo que se considera de peligro.

Los exógenos, por otro lado, responden a las fuerzas externas del planeta y los condiciona la radiación solar, la energía gravitatoria, la altitud y la latitud. Algunos de ellos son de recurrencia periódica, no siempre son catastróficos y algunos de ellos pueden ser previsibles.

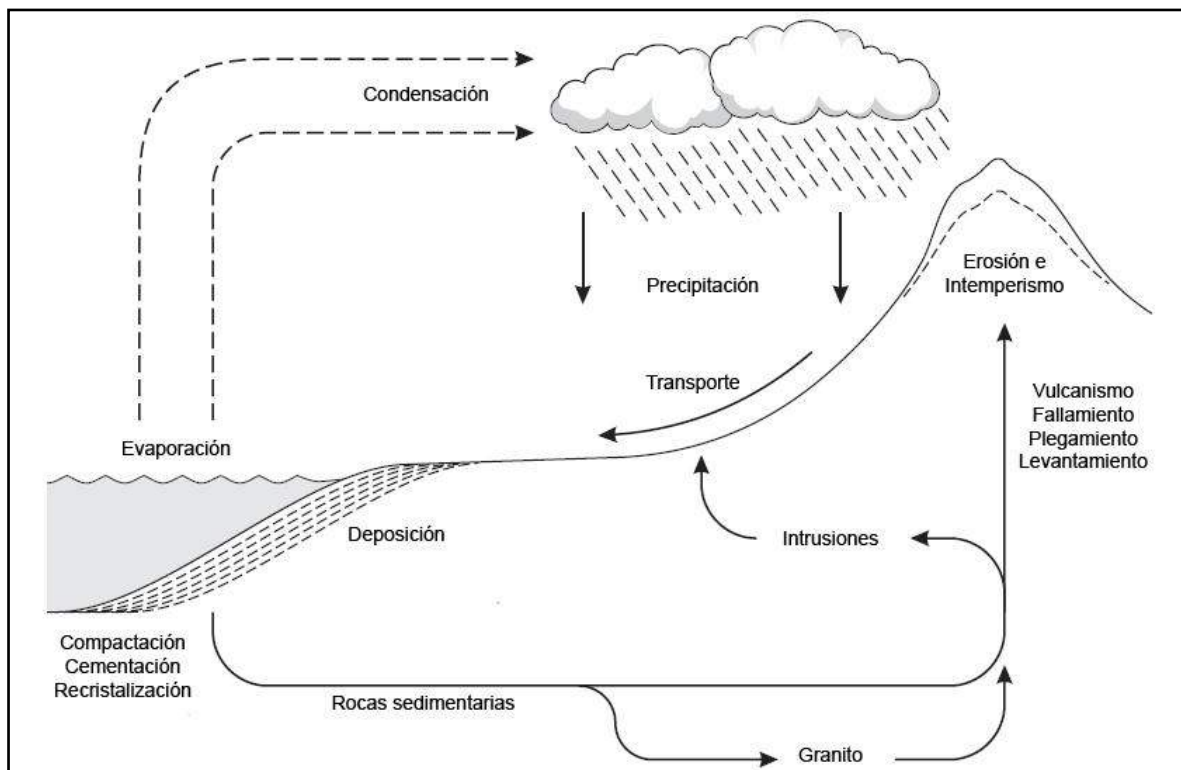


Figura 2. Interacción de los procesos y agentes modeladores; la correlación de elementos endógenos y exógenos como responsables del modelado terrestre (Huggett, 2007).

La expresión manifiesta de los procesos y agentes modeladores del relieve (tanto endógenos como exógenos) pueden ser un peligro y evolucionar a un desastre cuando tienen una ocurrencia extraordinaria, una rápida evolución y son de carácter imprevisible. En este marco, se hace necesario revisar el concepto de peligro geomorfológico; si bien no se utiliza con frecuencia, cuando se emplea se usa como sinónimo de peligro, lo cual no es del todo correcto.

El término de peligro geomorfológico es propuesto por Gares *et al.* (1994) y lo define como un conjunto de fenómenos peligrosos para los humanos, que tienen su origen en la inestabilidad de la superficie terrestre. En este sentido Scheidegger (1994), complementa la idea anterior al considerarlos como procesos endógenos y exógenos de cuyos vínculos depende la evolución del relieve; es en esta relación, donde existe la posibilidad de generar una catástrofe para un grupo humano.

Con base en lo anterior, se puede afirmar que los peligros geomorfológicos se asocian con la evolución del relieve y se llevan a cabo de manera simbiótica con uno (o varios) eventos que pueden ser de carácter climático, hidrológico, geológico o geofísico. Cuando la relación entre los factores mencionados y las formas terrestres presentan un proceso de transformación dinámico, súbito y violento (de alta energía) puede considerarse un peligro geomorfológico.

En este trabajo se usa el concepto de peligro geomorfológico y se acepta el vínculo con los procesos modeladores que los activan (endógenos y exógenos) y que llegan a condicionar su ocurrencia y su impacto en la sociedad. Se puede concluir que el concepto en cuestión, es una expresión repentina de los procesos endógenos y exógenos y en dependencia con las características del territorio (donde se manifiesta) puede llegar a ser un peligro, un riesgo o un desastre.

Los procesos de ladera y las inundaciones son fenómenos recurrentes en la zona de estudio, esta dinámica es responsable de pérdidas económicas y daños severos a la infraestructura de la cuenca alta del río General. La activación repentina de estos procesos sumada con la existencia de asentamientos humanos en terrenos inclinados o en el fondo de los valles (incremento de la vulnerabilidad física), hacen que el impacto del peligro geomorfológico sea mayor.

1.3. Vulnerabilidad física y el análisis geomorfológico

Como menciona Cardona (1993), la vulnerabilidad física es el grado de exposición y fragilidad de los elementos de un territorio a la acción del peligro (procesos modeladores). El concepto está dirigido a la caracterización o análisis de los terrenos donde existen asentamientos humanos. En la mayoría de los casos, se trata de superficies que no tienen esa vocación (Wilches-Chaux, 1993). A este hecho, se suma una condición económica precaria y el desconocimiento de la situación de peligro del territorio habitado.

Por otro lado, Thomas (2011) explica la vulnerabilidad como el nivel de exposición, fragilidad, propensión de daño y resistencia que se ofrece, ante la potencial ocurrencia de amenazas y la capacidad de asimilación, ajuste y recuperación posterior; dados por condicionamientos socio-culturales, políticos e institucionales, incluyendo la percepción de la amenaza misma y la concientización que se tiene acerca de la posibilidad de ser afectado por un evento catastrófico (riesgo).

La vulnerabilidad física comprende también, la condición de la infraestructura, así como el tipo de materiales de construcción y su capacidad de soportar efectos directos

o indirectos de un peligro geomorfológico (inundación, procesos gravitacionales, sismos, etc.) (Wilches-Chaux, 1993; Cardona, 1993).

Una característica común en países en vías de desarrollo, es la existencia de asentamientos humanos informales o no reglamentados, hecho que refleja la ausencia o la existencia de una deficiente planificación territorial. Este aspecto cobra una importancia en el momento que se quiere estimar la vulnerabilidad física.

Con base en lo anterior se considera la vulnerabilidad física como el desconocimiento funcional (por uno o varios grupos humanos) de los procesos activos (endógenos-exógenos), presentes en un determinado territorio. Este hecho hace que la población quede expuesta al impacto de fenómenos naturales, mismos que pueden iniciar como peligro y evolucionar a desastre.

En el área de estudio la vulnerabilidad física se reconoce en poblados como Rivas, San Isidro del General, Hermosa y Peñas Blancas. Todas estas localidades están emplazadas en la porción más baja del valle del río General, la planicie. La particularidad de dicho territorio son las inundaciones frecuentes, todas ellas asociadas a lluvias intensas, tanto estacionales como ciclónicas.

En la zona de montaña es posible reconocer a la vulnerabilidad física en las vías de comunicación (Carretera Interamericana) y poblaciones emplazadas en terrenos escarpados, en donde la inclinación del terreno supera los 25° (Monterrey, Zapotal, San Juan Norte, San Rafael Norte y San Ramón Norte). Importante mencionar que durante el último siglo esta región ha presentado un acelerado cambio en el uso de la tierra; de bosques a terrenos agrícolas o ganaderos. Por último, mencionar que la precipitación anual es de 2500 mm anuales. Todas las condiciones mencionadas, tienen un vínculo estrecho con los procesos gravitacionales, en particular con la existencia de deslizamientos de tierra, caídas de roca y flujos de lodo.

A partir del análisis geomorfológico detallado, se identifican los mecanismos de ocurrencia que favorecen las inundaciones y la remoción en masa. De esta manera se hizo posible reconocerlos, clasificarlos, entender su espacialidad y zonificar los relieves que favorecen su existencia. Todo ello con la finalidad de prevenir o mitigar sus efectos a partir de un mapa de peligros. Este documento al reducir la vulnerabilidad física; el peligro pierde esta condición.

La cartografía geomorfológica y en particular la especializada en los peligros es fundamental para entender la dinámica de la corteza terrestre extrema. Además de ser una herramienta de aplicación inmediata, sobre todo en situaciones de desastre, donde el tiempo es vital; este documento, es un respaldo en la toma de decisiones encaminadas a la prevención, protección, evacuación de la población y en el ordenamiento territorial.

CAPÍTULO II. CARACTERÍSTICAS FÍSICO - GEOGRÁFICAS

2.1. Localización

La zona de estudio se localiza entre los 9° 12' 46" – 9° 35' 03" de latitud N y los 83° 28' 47" – 83° 49' 07" de longitud W. Forma parte de la provincia de San José; Cantón de Pérez Zeledón en su mayor parte, e incluye tres pequeños sectores de las provincias de Cartago (extremo N), Limón (sector E) y Puntarenas (porción SE) (Fig. 3).

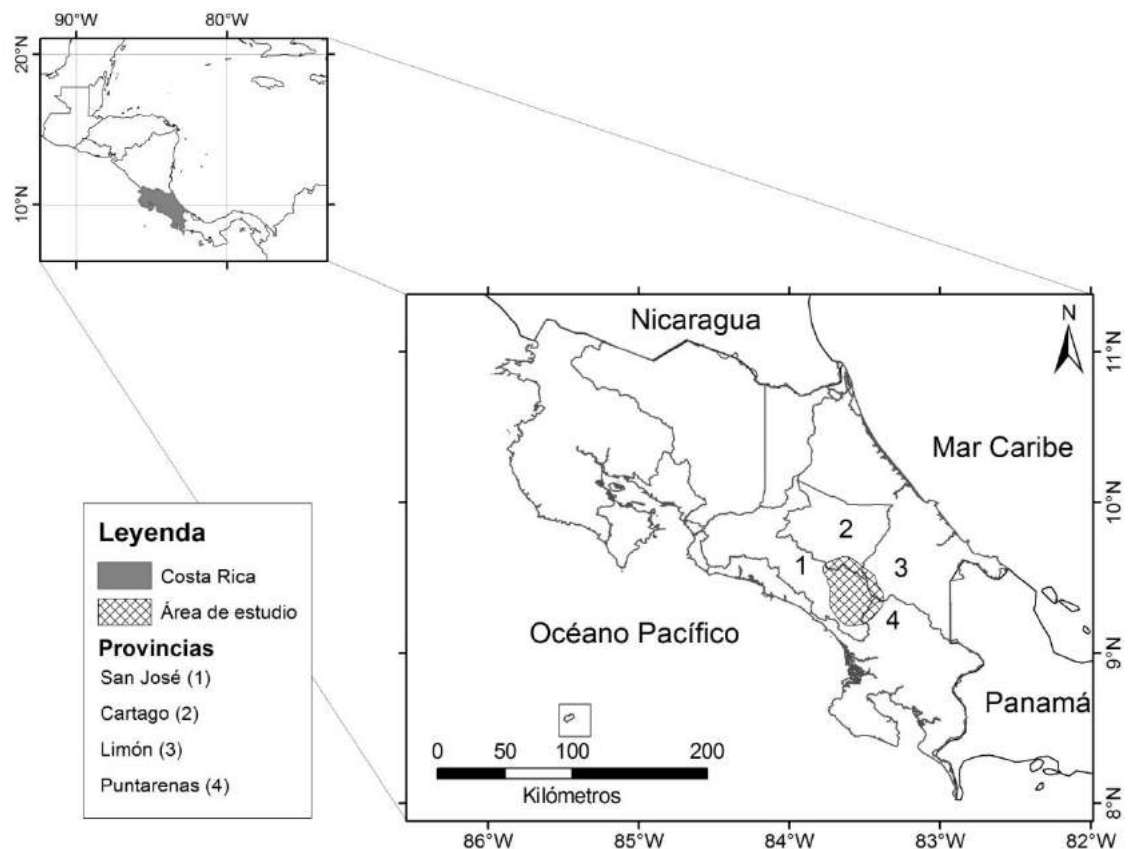


Figura 3. El área de estudio se localiza al centro-sureste de Costa Rica; la Cordillera de Talamanca representa el límite norte y la costa pacífica el sur (Instituto Tecnológico de Costa Rica, ITCR, 2008).

El relieve de esta región es heterogéneo en cuanto génesis, morfología, litología, dinámica y edad; por tanto, lo hacen un territorio de compleja evolución. En donde los procesos modeladores adquieren una dinámica repentina, intensa y perdurable, bajo condiciones climáticas específicas, estos agentes de transformación son de peligro para las poblaciones de la región (inundaciones y remoción en masa).

La recurrencia e intensidad de los procesos exógenos presentes en la zona de estudio, responden a condiciones endógenas tan específicas como la sismicidad, el vulcanismo, así como la existencia y actividad de fallas activas. Por tanto, la morfología y arreglo espacial del actual relieve, es reflejo de la interacción e intensidad de los factores mencionados.

En este capítulo se analizan las características geográficas de la cuenca alta del río General, con el fin de establecer la relación que existe entre los distintos elementos que componen la naturaleza de este espacio y su vínculo con la dinámica

geomorfológica extrema, que en la mayoría de los casos es de consecuencias adversas para la población.

2.2. Provincias Fisiográficas: el contexto regional

La primera aproximación al análisis de la zona de estudio se hace a partir de grandes unidades territoriales, cada una de ellas agrupa territorios homogéneos en cuanto a génesis, estructura, litología, morfología e incluso procesos de modelado en el relieve (Lugo, 2011). En la regionalización fisiográfica también se consideran las condiciones climáticas, hidrografía, suelos y vegetación. A nivel de región, es decir, desde el SE mexicano hasta Panamá suman quince Provincias Fisiográficas y en este marco Costa Rica está dividida en las siguientes: 8. Depresión de Nicaragua; 11. Frente Volcánico Chorotega; 12. Antearco Chorotega y 13. Trasarco Chorotega (Marshall, 2007) (Fig. 4).

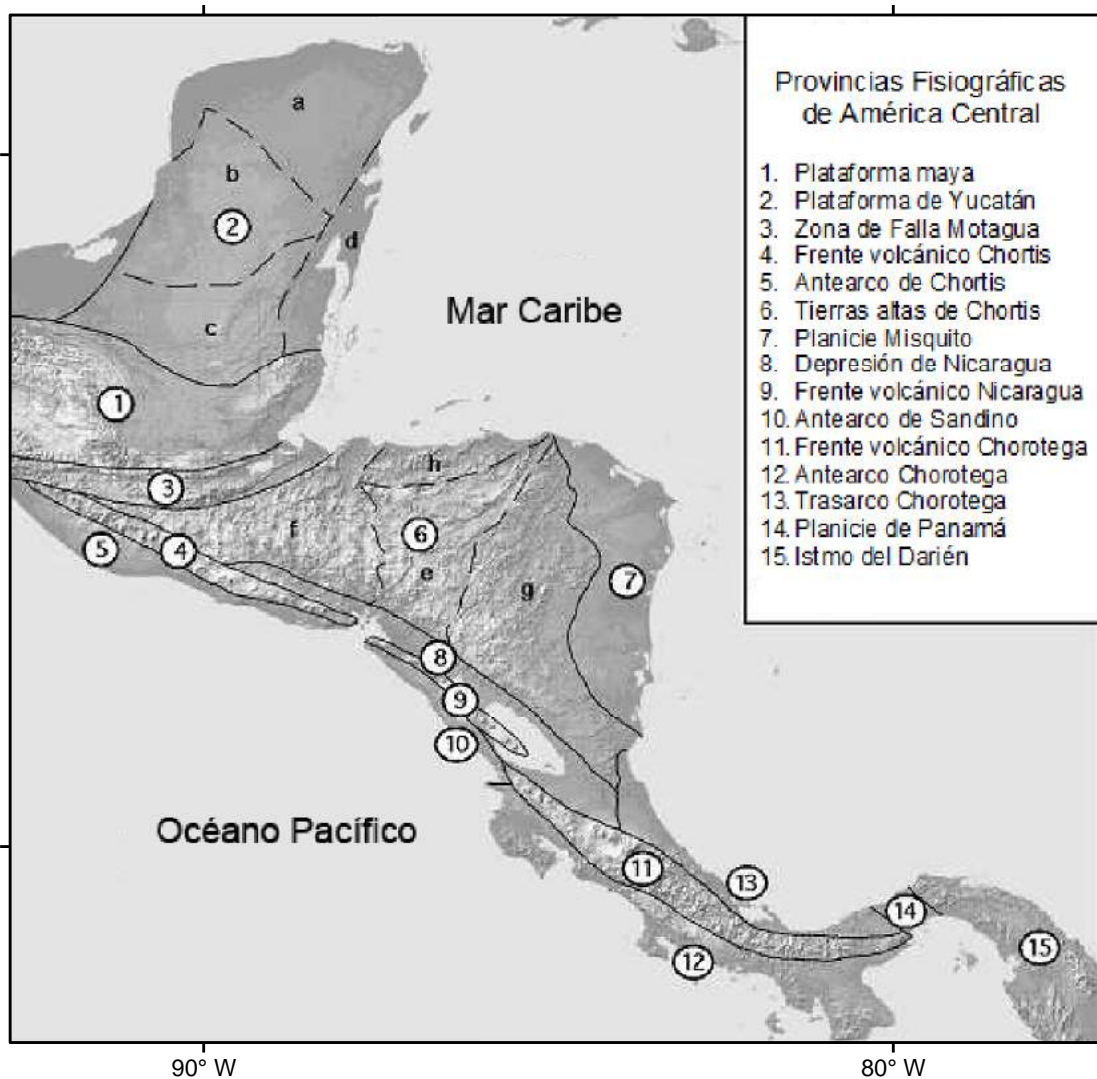


Figura 4. Provincias Fisiográficas de América Central y SE de México.

Depresión de Nicaragua (Fig. 4: Provincia 8). Se localiza al N de Costa Rica y comprende una superficie subhorizontal cuya inclinación no supera los 5°, se conoce como llanura de los Guatusos y es drenada por los ríos San Carlos, Pocosal y Frío. Todos ellos, descienden de las cordilleras de Tilarán y Guanacaste y forman parte de la cuenca del río San Juan (Bergoing, 2007).

La precipitación de esta región supera los 3 000 mm al año, la temperatura media anual es superior a los 25 °C y el periodo seco está presente de enero a abril. El hecho de que esta unidad se ubique en la vertiente Caribe, facilita la entrada de los vientos alisios y el constante aporte de nubosidad. Estas condiciones están vinculadas con una presión atmosférica mayor (más densidad de partículas de aire) y en esto tiene que ver la altitud (200 msnm) y la incidencia en ángulo recto de radiación solar, por su ubicación en el trópico (Solano y Villalobos, 2001; IMN, 2008).

Los suelos más comunes son los Inceptisoles y Ultisoles, ambos desarrollan potentes y amplias cortezas de intemperismo. Este hecho, pone en evidencia condiciones estables en cuanto a precipitación, temperatura y una morfología subhorizontal en donde los procesos de erosión no son significativos. (ITCR, 2008).

La vegetación que predomina es de bosques húmedos tropicales (con especies como *Terminalia amazonia* y *Carapa guinensis*) y muy húmedos tropicales (*Ceiba pentandra* y *Dipteryx panamensis*). Hay que mencionar que se pueden diferenciar de 4 a 5 estratos perennifolios en donde algunos árboles pueden superar los 50 m de altura (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

Frente Volcánico Chorotega (Fig. 4: Provincia 11). Es una cadena montañosa continua, que se emplaza a lo largo del país y ocupa la porción central. Su característica principal es la existencia de actividad volcánica reciente, excepto en su límite SE. Esta estructura se conoce con distintos nombres que están de acuerdo con las provincias que cruza. En este sentido la Cordillera de Guanacaste (extremo NW) es la más notoria, en ella se localizan los volcanes de Miravalles, Rincón de la Vieja y Tenorio. El nombre de Tilarán distingue la porción centro-noroeste y en ella se emplaza el volcán Arenal, la estructura activa más importante de la región. Con el nombre de Cordillera Central se conoce a la porción centro-norte del país y los volcanes Poás, Barva, Irazú y Turrialba forman parte de ella. Por último, y con el nombre de Cordillera de Talamanca se conoce el extremo SE, no presenta vulcanismo activo y continúa hacia Panamá (Vargas, 2012).

De acuerdo con Solano y Villalobos (2001) esta provincia tiene un clima húmedo y pluvial de montaña; esto quiere decir que a lo largo del año se tienen de 1 a 3 meses secos, con precipitaciones superiores a los 2 000 mm anuales y las temperaturas promedio varían entre 8° y 20 °C (IMN, 2008).

El tipo de suelo con mayor distribución en la región es el Andisol, se considera un sustrato *rejuvenecido* y esto es por la incorporación de piroclastos (*de caída*) a su masa. Este suelo es característico de las cordilleras de Guanacaste, Tilarán y Central. Caso contrario son los Alfisoles que evolucionan de manera progresiva, en condiciones fitoestables favoreciendo una alta acumulación de arcilla y una saturación de bases elevada. Los Inceptisoles y los Ultisoles son ricos en arcilla, están muy meteorizados por lo que desarrollan coloraciones rojas y amarillas formando amplias y potentes cortezas de intemperismo (Berstch, 1995; ITCR, 2008).

El desarrollo de la vegetación está condicionado por la altitud y la precipitación, principalmente. Por encima de 3 000 msnm tiene desarrollo un el ecosistema de páramo y en el predominan especies herbáceas y leñosas, como las familias *Poaceae*,

Ericaceae, y *Rosaceae*. Esta condición está presente en la Cordillera Volcánica Central y la Cordillera de Talamanca, mientras en el resto de la provincia se presentan bosques premontanos (*Cedrela*, *Myrtaceae* y *Lauraceae*), entre los 700- 1 400 msnm y los montanos (*Quercus* y *Lauraceae*), de 1 400 a 3 000 m. Estos dos tipos de bosques tienen características muy húmedas (superiores a 4 000 mm al año) y los árboles pueden superar los 30 m de altura (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

El relieve característico de esta unidad fisiográfica es de montaña y de elevaciones menores plegadas. La existencia de valles profundos hace evidente el sentido vertical de la erosión fluvial (Bergoing, 2007).

Antearco Chorotega (Fig. 4: Provincia 12). Esta unidad representa la vertiente sur del país y se dispone a manera de franja en contacto con el Pacífico y tiene continuidad hacia territorio panameño. El relieve que integra esta provincia es heterogéneo en morfología y altitud; en las penínsulas los terrenos son de montaña con altitudes de hasta 1 000 msnm; estas superficies se intercalan con angostas llanuras aluviales y costeras. Estos contrastes, reflejan una historia geológica y tectónica compleja, condiciones que se hacen evidentes en la existencia de paisajes variados a lo largo de la costa pacífica de Costa Rica (Marshall, 2007). Con la intención de hacer una revisión ordenada y puntual del Antearco Chorotega, se ha dividido en las regiones para su explicación: Pacífico Norte, Pacífico Central y Pacífico Sur.

El Pacífico Norte es el sector más seco del país, presenta hasta cinco meses de estiaje, la temperatura media anual varían entre 25° y 28 °C y la precipitación promedio al año es menor a 2 000 mm (IMN, 2008). Los suelos dominantes son los Alfisoles e Inceptisoles, estos son suelos con horizontes arcillosos y profundos, muy intemperizados; también resaltan los Vertisoles, los cuales son alcalinos, con una textura que se modifica en el transcurso del año debido al cambio de condiciones climáticas secas a húmedas, por lo que se agrietan y expanden. Son frecuentes en terrenos donde la pendientes son menores a 10° de inclinación (Berstch, 1995). La vegetación de esta región se compone de: bosques secos tropicales (*Enterolobium cyclocarpum* y *Bombacopsis quinatum*); húmedos tropicales (*Terminalia amazonia*, *Carapa guinensis*) y húmedos premontanos (*Lauraceae* y *Sapindaceae*), con una tendencia a ecosistemas caducifolios (Bolaños *et al.*, 2005, Quesada, 2007).

En el Pacífico Central se presentan de 2 a 3 meses secos, las temperaturas medias anuales varían de 20° a 22 °C y la precipitación está entre los 2 000 y 7 000 mm (IMN, 2008). Los suelos en su mayoría son Entisoles y responden a una deposición reciente de sus materiales parentales, debido a que ríos como el Grande de Tárcoles, el Parrita y el Savegre están dispuestos en amplias planicies de inundación. Los Inceptisoles, sin un arreglo aparente también están presentes en este territorio y se caracterizan por presentar horizontes en una etapa inicial de desarrollo, además de una concentración importante de arcillas (Berstch, 1995; ITCR, 2008). La vegetación se compone de bosques húmedos tropicales; muy húmedos tropicales (*Ceiba pentandra* y *Dipteryx panamensis*) y muy húmedos premontanos, que se intercalan como ecosistemas caducifolios y perennifolios (Bolaños *et al.*, 2005, Quesada, 2007).

En el Pacífico Sur las precipitaciones son constantes durante casi todo el año, superan los 3 000 mm, se presentan 1 o 2 meses secos y las temperaturas medias anuales varían entre 18° y 26 °C (IMN, 2008). Los suelos característicos son los Inceptisoles y Ultisoles, ambos son ricos en arcilla y se desarrollan como amplias cortezas de intemperismo (Berstch, 1995; ITCR, 2008). La vegetación representativa es de bosque: húmedo tropical; muy húmedo tropical (*Ceiba pentandra* y *Dipteryx panamensis*) y húmedo premontano donde los ecosistemas predominantes son los perennifolios (Bolaños *et al.*, 2005).

Trasarco Chorotega (Fig. 4: Provincia 13). Representa la vertiente Caribe de Costa Rica y por el SE tiene continuidad hacia a Panamá. El relieve es de llanuras aluviales extensas que están vinculadas con los ríos Reventazón y Sixaola, ambos se originan en el Frente Volcánico Chorotega y desembocan en el Mar Caribe.

El clima que predomina es lluvioso durante todo el año, debido a la influencia de lluvias estacionales (mayo a noviembre) y frentes fríos (diciembre a febrero); por lo que las inundaciones son frecuentes en cualquier momento, pero se agudizan en temporada de lluvias extraordinarias (ciclones). Los promedios anuales de precipitación están por encima de 3 000 mm y las temperaturas medias, superan los 26 °C (Solano y Villalobos, 2001).

Los suelos con mayor distribución son los Inceptisoles y Ultisoles, ambos presentan un avanzado grado de lixiviación de sus bases y desarrollan amplias cortezas de intemperismo, proceso que se ve favorecido por la incipiente inclinación del terreno (llanuras aluviales), condiciones climáticas estables (altas temperaturas y elevado régimen pluviométrico) y la acción del tiempo (Berstch, 1995; Buol, 2008; ITCR, 2008).

En cuanto a la vegetación, existen los siguientes tipos de bosques: húmedos tropicales (*Terminalia amazonia*, *Carapa guinensis*); muy húmedos tropicales (*Ceiba pentandra* y *Dipteryx panamensis*) y muy húmedos premontano, donde prevalecen los ecosistemas perennifolios con árboles que pueden superar los 40 m de altura (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

El estudio de las Provincias Fisiográficas permitió establecer un marco de referencia regional, con este punto de partida fue posible zonificar bajo un criterio morfométrico y geomorfológico la zona de estudio (cuenca alta del río General). De esta manera, quedó dividido en zona de montaña (corresponde a un sector del Frente volcánico Chorotega) y como parte del Antearco Chorotega, el piedemonte, la llanura aluvial y sierras menores, estas unidades representan la primera aproximación al estudio del relieve (Fig.28:Cap. IV).

De todos los elementos físico-geográficos que integran el paisaje en la zona de estudio, es el clima y la tectónica regional son quienes controlan la génesis y evolución del relieve. En este marco, la temperatura y la humedad favorecen el intemperismo del sustrato, mientras la precipitación en combinación una tectónica activa y dinámica, la evolución del relieve (intensidad en procesos de erosión y acumulación).

2.3. El clima en la cuenca alta del río del General

Costa Rica se encuentra en el Trópico de Cáncer, sus climas varían de acuerdo a su latitud y altitud, la presencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la influencia de los vientos alisios, la recurrencia de ciclones tropicales y los periodos atemporales de la Niña y el Niño; por mencionar algunos de relevancia. Son características también de este territorio, las temperaturas cálidas (mayores a 18 °C), con una oscilación térmica diaria amplia y anual pequeña (menor a 4 °C), donde puede llover durante todo el año (vertiente del Caribe) o durante el verano del hemisferio norte (vertiente del Pacífico) (Vargas, 2012).

Los principales sistemas montañosos al orientarse NW-SE, dividen al país en dos vertientes hidrometeorológicas con características diferentes y se conocen como Pacífico y del Caribe. La primera presenta condiciones secas de 1 a 6 meses al año; pero existen diferencias, el sector norte es más seco que el sur. Los promedios anuales de temperatura varían de 22° hasta por encima de los 28° C y la precipitación no supera los 2 000 mm anuales. En la porción Pacífico-sur, la lluvia sobrepasa los 7 000 mm y se presenta de mayo a noviembre, con un pequeño periodo de estiaje durante julio, conocido como veranillo o canícula. Entre agosto y octubre se intensifica el periodo lluvioso debido a la influencia de ciclones tropicales (IMN, 2008).

La vertiente Caribe mantiene de 1 a 3 meses de sequía, los promedios anuales de temperatura varían entre 12° (terrenos con altitud mayor a 1 000 msnm) y los 28 °C (superficies cercanas al nivel del mar: planicies). La precipitación fluctúa entre 2 000 y más de 8 000 mm al año y está presente todo el año, hay que hacer notar que no existe una marcada canícula, en esto tiene que ver la influencia de las lluvias estacionales y los frentes fríos (IMN, 2008).

Las temperaturas en la zona de estudio varían entre 8 °C (en altitudes superiores a los 2 500 msnm) y 26 °C, valor característico de los terrenos que se localizan por debajo de la cota de los 1900 msnm (IMN, 2008). La precipitación se mantiene en un rango que va de los 2 500 a 5 500 mm (promedio anual), estos valores en el terreno presentan la siguiente espacialidad: los máximos están vinculados con el efecto orográfico (4 000 - 5 500 mm), se localizan entre los 1 000 y 2 000 msnm y representan las cuencas de captación de los ríos Chirrió Pacífico y Buenavista. Los valores medios (3 000 - 3 500 mm) ocupan dos pisos altitudinales: 2 000 - 3 800 msnm (flancos distales de la zona de montañosa) y 700 - 1 000 msnm (piedemonte). El rango más bajo (2 500 - 3 000 mm) es característico de territorios en donde la altitud es < 700 msnm y que se han denominado en este estudio como elevaciones menores: Fila Brunqueña y llanura aluvial (IMN, 2008) (Fig. 5).

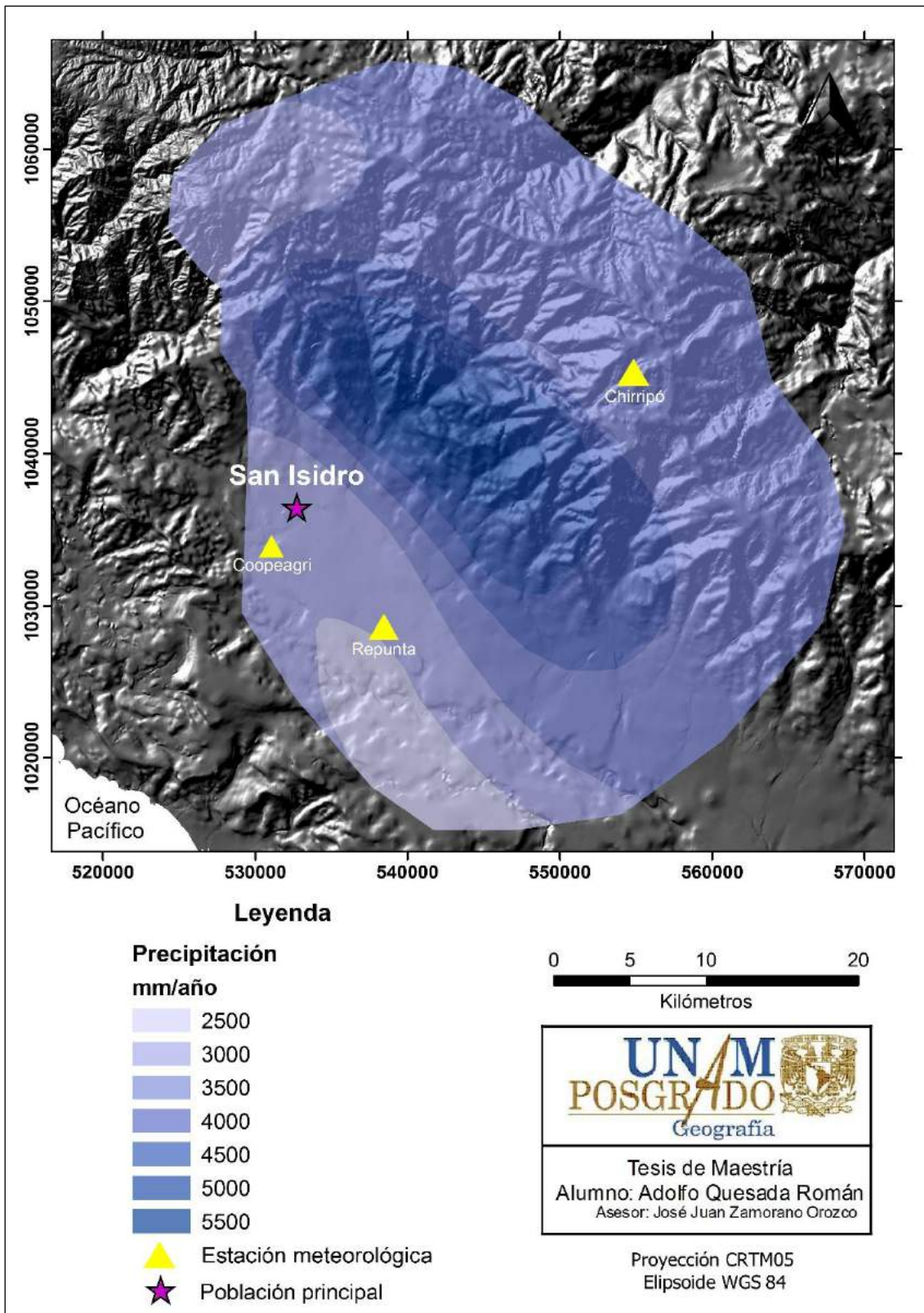


Figura 5. Distribución de la precipitación en la cuenca alta del río General (IMN, 2008, 2009; ITCR, 2008).

Las estaciones meteorológicas presentes en la zona de estudio son tres, una de ellas se localiza en la zona de montaña a una altitud de 3 630 m (Chirripó). Las restantes se sitúan en el piedemonte, donde la morfología es homogénea tanto en la vertical como en la horizontal (rampa inclinada) y la altitud promedio es de 650 m. En este tipo de terrenos se localizan los puntos de registro Repunta (580 msnm) y Coopeagri (680 msnm) (Fig. 5).

La estación Chirripó (3 630 msnm) tiene un registro continuo desde hace 14 años (IMN, 2009), tiempo en el cual ha reportado una precipitación menor a 100 mm mensuales durante diciembre y abril; no obstante, entre mayo y noviembre las lluvias sobrepasan los 150 mm mensuales. El climograma presenta dos picos pluviométricos, el primero es de 300 mm; en mayo y tiene relación con el inicio de la temporada de lluvias. También muestra un descenso durante junio y agosto, como respuesta al *veranillo*. El segundo punto álgido se presenta entre setiembre y noviembre y se vincula con las lluvias de la estación lluviosa y la influencia de ciclones tropicales; estos datos representan una media anual de 1 974 mm (Fig. 6).

En el piedemonte se localiza la estación Repunta (cerca de la comunidad con el mismo nombre), la cual posee un registro de 48 años y reporta 2 572 mm de promedio anual (IMN, 2009) y la estación seca se presenta de diciembre a abril, mientras la de lluvia comprende de mayo a noviembre. En la gráfica correspondiente (Fig. 5) se observan dos máximos de precipitación. El primero marca el inicio de la temporada y el segundo, la influencia ciclónica. No obstante, entre los meses de junio y julio los vientos alisios aumentan su intensidad y favorecen condiciones secas, conocidas como *veranillo* o canícula.

La estación de Coopeagri con 12 años de registro, se localiza a 5 km al SW del poblado de San Isidro. El análisis de datos permitió estimar una precipitación media anual en 2 500 mm (Fig. 6), misma que está repartida en dos periodos: mayo-agosto y septiembre-octubre (ambos concentran el 57 % del total anual). En junio y julio, los vientos alisios que favorecen un breve periodo seco: *el veranillo*.

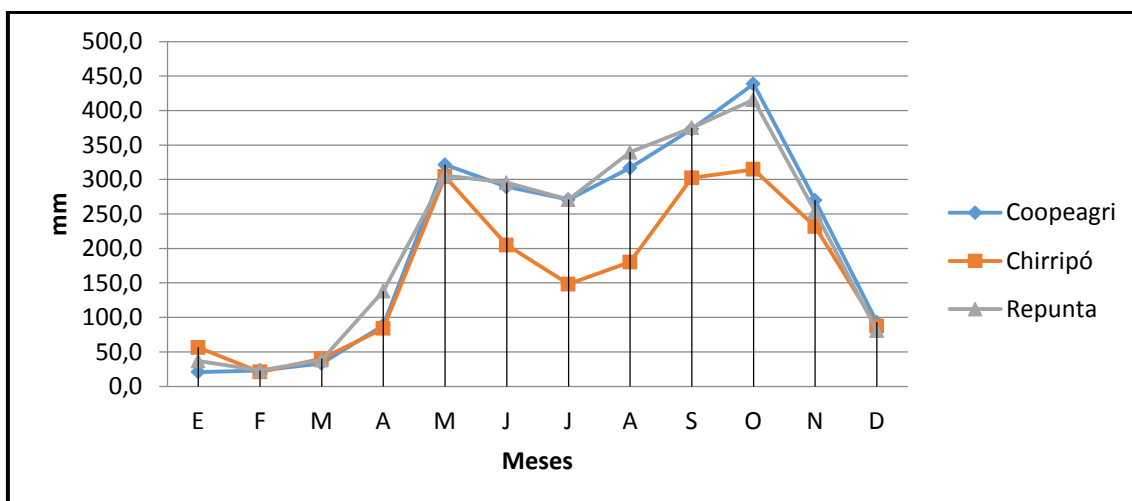


Figura 6. Climograma: precipitación media mensual para las estaciones Coopeagri, Chirripó y Repunta. Se observa un patrón bimodal, con dos máximos, en todos los casos. El primero se vincula con el inicio de la temporada de lluvias estacional y el segundo con la influencia de ciclones tropicales (IMN, 2009).

Se puede afirmar que en el área de estudio la temporada de lluvias se presenta entre mayo y noviembre, con dos máximos (al inicio de las lluvias de la estación y cuando la influencia ciclónica es mayor). En junio y julio, los vientos alisios aumentan en intensidad y favorecen un descenso en los registros pluviométricos; y la época seca se registra entre diciembre y abril gracias al empuje de la nubosidad por parte de los nortes hacia el Ecuador.

En la temporada de lluvias los terrenos con inclinaciones superiores a los 25° grados, son susceptibles a presentar procesos de ladera. Esta posibilidad es mayor cuando la precipitación tiene un carácter extraordinario (influencia ciclónica). En ambos casos el agua en la superficie, al saturar el sustrato (suelos, cortezas de intemperismo, detritos volcánicos o rocas fracturadas), provoca la pérdida de fricción entre partículas o lubrica planos de debilidad, de esta manera se favorece el movimiento ladera abajo. Por otro lado, el hombre también contribuye a que existan de este tipo de procesos, incluso los magnifica, sobre todo cuando modifica el ángulo de las laderas (morfología) por construcción de viviendas, caminos o cambia el uso del suelo (de bosque a cultivos).

En las partes bajas la inclinación del terreno (<15°) retarda la evacuación de grandes volúmenes de agua, lo que favorece que el cauce rebase su lecho e inunde los terrenos adyacentes. Hay que mencionar que la existencia de obras viales, modificación de cursos fluviales o asentamientos humanos en llanuras fluviales, pueden convertir a esta dinámica en un peligro.

Debido a que la precipitación es la variable exógena de mayor peso en el modelado de la cuenca alta del río General, se explican a mayor detalle las lluvias estacionales y extraordinarias.

2.3.1. La precipitación estacional en la zona de estudio

La precipitación es una variable fundamental en este trabajo ya que es el proceso exógeno que modela en mayor medida el relieve de la cuenca alta del río General a lo largo del año. Más de dos tercios de la precipitación global caen en los trópicos, entre los factores que la producen están la ZCIT, la orografía, los vientos alisios y los ciclones tropicales. Los tipos de lluvias en estas latitudes son tres: convectiva, ciclónica y orográfica (Sumner, 1988; McGregor y Niewolt, 1998; Latrubesse *et al.*, 2005).

La convectiva, es el resultado de un calentamiento adiabático que causa un levantamiento de las masas cálidas hasta que estas precipitan. La ciclónica, se presenta como disturbios en pequeños sistemas de baja presión hasta depresiones y ciclones tropicales. La orográfica, deriva de la condensación y formación de nubes en aire húmedo, forzadas sobre barreras topográficas hasta precipitar (McGregor y Niewolt, 1998; Latrubesse *et al.*, 2005).

En Costa Rica los tres tipos de lluvias son recurrentes debido a los sistemas de baja presión correspondientes a la ZCIT (convectivas), a la influencia de ciclones tropicales (ciclónicas) de ambos océanos y por la disposición de los sistemas montañosos del país con orientación de NW – SE que facilitan las precipitaciones orográficas tanto en la vertiente Caribe como Pacífica. Esta situación tiene reflejo directo en la dinámica geomorfológica, al ser la precipitación el proceso exógeno que detona la mayoría de desastres que suceden en el país con una ocurrencia periódica y destructiva (inundaciones y procesos de remoción en masa).

En el área de estudio, los diferentes tipos de lluvias se presentan en distintos periodos del año, según su origen y dinámica. Debido al ascenso latitudinal de la ZCIT durante mayo y noviembre se desarrolla la época lluviosa, la cual está determinada por características convectivas gracias a procesos adiabáticos con condiciones cálidas por las mañanas y precipitaciones durante las tardes, así como la disminución de la intensidad de los vientos alisios.

Durante la época lluviosa y con mayor énfasis entre agosto y octubre, se combinan aspectos de las precipitaciones ciclónicas y orográficas; esto debido a que la circulación atmosférica de los sistemas de baja presión atrae la nubosidad presente en el Océano Pacífico, la cual asciende por la Cordillera de Talamanca (como barrera altitudinal) y precipita. Además, durante los episodios de lluvias extraordinarias se sobrepasan los promedios mensuales y convirtiéndose así, a los procesos de modelado en un peligro (procesos de ladera e inundaciones).

2.3.2. Precipitación extraordinaria y sus efectos en la cuenca alta del río General

Las precipitaciones extraordinarias son aquellas que sobrepasan los registros de pluviosidad promedio, en un sitio y en período determinado de tiempo. En Costa Rica, de mayo a noviembre es la temporada de lluvia y se continúa con gran intensidad hasta los primeros días de junio, ya que se enlaza con la temporada de huracanes del Atlántico Norte y el Este del Pacífico.

Los ciclones tropicales son fenómenos naturales que provocan lluvias extraordinarias en América Central, el Mar Caribe, el Pacífico y el Golfo de México. Su origen se debe a la confluencia de los vientos alisios en la ZCIT, una temperatura superficial del mar mayor a 26 °C y un fuerte crecimiento vertical de las masas de aire cálido que conforman núcleos de nubosidad (Strangeways, 2007).

En los últimos sesenta años los ciclones han tenido un fuerte impacto en diferentes localidades de la zona de estudio, entre los que destaca Rivas, San Isidro del General, Herradura, General Viejo y Palmital. Los huracanes más relevantes en la región, por los daños que generaron fueron Katie (1955), Joan (1988), Cesar (1998) y la tormenta tropical Alma (2008) (Vallejos, *et al.*, 2012).

El huracán Katie fue el primer evento ciclónico importante que fue documentado en la zona de estudio (Fig. 7). Estuvo activo del 14 al 19 de octubre de 1955; no hay datos de precipitación, no obstante se tienen bitácoras donde se describen daños por inundación en puentes y destrucción de casas en las cercanías de Peñas Blancas, Hermosa y General Viejo. También se documentaron las pérdidas en fincas cafetaleras, ocasionadas por procesos de ladera en numerosas comunidades de Rivas (Peraldo y Mora, 1997; Peraldo, 2004).



Figura 7. El huracán Katie (1955), se presenta como tormenta tropical frente a las costas de Panamá (línea verde), se desarrolló como huracán categoría 3 (línea roja) y al chocar con la Española se disipa (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA, 2012). A pesar de localizarse a más de 600 km del área de estudio, los efectos fueron desastrosos.

El segundo huracán documentado que afectó de forma directa en la zona de estudio fue Joan, fenómeno que estuvo activo del 10 al 23 de octubre de 1988 (Fig. 8). En este periodo la estación Repunta reportó 672 mm de precipitación; cuando la media, sin influencia ciclónica es de 415 mm para el mes de octubre. Es decir, un 62% más del promedio acostumbrado (Centro de Investigaciones Geofísicas de la Universidad de Costa Rica, CIGEFI, 2012). Se reportaron un total de 200 personas afectadas por inundaciones repartidas en las poblaciones de Rivas, General Viejo, Hermosa, Morazán, Repunta y en el centro urbano de San Isidro. Por otro lado, la existencia de numerosos procesos gravitacionales interrumpió la carretera Interamericana en varios de sus tramos. La misma dinámica afectó las localidades de San Gerardo, Herradura y Buenavista, todas ellas construidas sobre terrenos que superan los 25° de inclinación. Los daños en infraestructura vial y energética fueron cuantiosos, más no así los decesos; un total de 4 (Lawrence y Gross, 1989; LA RED, 2011).



Figura 8. El huracán Joan (1988), se originó al norte de Santa Marta, Colombia (extremo derecho de la figura) como tormenta tropical (línea verde), en territorio nicaragüense alcanza la categoría 4 (línea morada) (NOAA, 2012). Debido a la cercanía con la cuenca alta del río General (350 km), las lluvias extraordinarias activaron numerosos procesos gravitacionales en los terrenos montañosos e inundaciones en los relieves bajos (llanuras aluviales), en ambos casos el desenlace fue desastroso sobre todo en las poblaciones de Rivas, Peñas Blancas y General Viejo.

El huracán Cesar fue el tercer fenómeno hidrometeorológico documentado en afectar de manera significativa la zona de estudio. Tuvo desarrollo en el Mar Caribe entre del 24 al 29 de julio de 1996. Durante este periodo la estación Repunta reportó 124 mm, el equivalente al 45,8% de la precipitación media del mes de Julio (CIGEFI, 2012). Su trayectoria fue muy similar a la de Joan en 1988 (Fig. 9), pero inferior en categoría: 1. Las inundaciones destruyeron un total de 440 viviendas, distribuidas entre las comunidades de Rivas, General Viejo, Hermosa, Cajón y San Isidro. Los fenómenos de remoción en masa provocaron daños en las vías nacionales (Carretera Interamericana) y locales, aledañas al poblado de San Isidro. Los damnificados se contaron por centenas, mientras los decesos fueron de 10 (Pach y Avila, 1999; LA RED, 2011).



Figura 9. Huracán Cesar (1996), se genera al norte de Colombia iniciando como tormenta tropical (línea verde) y al acercarse a las costas de Nicaragua se convierte en huracán categoría 1 (línea amarilla) (Pach y Avila, 1999; NOAA, 2012). En su avance por territorio costarricense, llegó a ubicarse a 300 km de distancia de la cuenca alta del río General; por tanto, los daños que provocó en caminos, viviendas y pérdida de vidas, fueron cuantiosos. De ahí que es el evento más recordado por los pobladores de la región.

La tormenta tropical Alma (2008) es el cuarto evento hidrometeorológico documentado que ha impactado la zona de estudio. Se forma en el Pacífico al NW de Costa Rica como una tormenta tropical el 23 de mayo y permanece en actividad hasta el día 30 (Fig. 10). Durante ese periodo provocó una precipitación de 269 mm (estación Repunta), el equivalente al 88.1% del promedio mensual (CIGEFI, 2012). Al avanzar hacia continente se disipa como depresión tropical en Honduras, ahí cobro la vida de 11 personas (Brown, 2008). En Costa Rica provocó graves daños y de acuerdo con un informe elaborado el 4 de junio, los daños fueron los siguientes: 200 tramos de carretera interrumpidos, 125 puentes afectados, 64 acueductos destruidos, 1384 viviendas en ruinas, 22 escuelas deterioradas y un total de 440 personas damnificadas (CNE, 2008).

Durante el tiempo que duraron los efectos de *Alma* (23-30 de mayo), las zonas adyacentes al poblado de San Isidro (dentro de la zona de estudio) se mantuvieron en alerta roja. Los ríos desbordaron e inundaron el fondo de los valles y las llanuras aluviales; los daños fueron severos, afectaron a numerosos poblados asentados en las riveras. Entre los importantes, por el número de población que concentraban, estaba Alaska, Rivas, General Viejo y el mismo San Isidro del General donde hubo un total de 450 afectados (LA RED, 2011). Otro ejemplo que evidencia la magnitud de este evento se dio en la Carretera Interamericana, entre el poblado de Villa Mills y San Isidro del General, tan solo en ese tramo se contabilizaron más de cien procesos de ladera (deslizamientos así como desprendimientos) y dejaron *atrapadas* a 400 personas durante un día en el interior de sus vehículos. El tránsito de esta importante vía quedó interrumpida y tuvo un paso regulado a lo largo de dos meses.



Figura 10. La tormenta tropical Alma (2008), se desarrolló como depresión tropical (línea azul claro) al NNW de Costa Rica, se convirtió en tormenta tropical (línea verde) al W de Nicaragua y se disipa en Honduras (NOAA, 2012). Al quedar paralizado el sistema hidrometeorológico en las costas nicaragüenses, las lluvias se concentraron en las cuencas de los ríos Buenavista y Chirripó Pacífico, lo que provocó inundaciones severas y numerosos procesos de ladera.

El costo económico por ciclones en el área de estudio, representan cientos de miles de dólares; por ejemplo, el huracán Cesar le costó al país \$151 millones y la tormenta tropical Alma \$38 millones, en estos dos eventos la cuenca alta del río General fue de las más afectadas (CEPAL, 1996; CNE, 2008).

2.4. Hidrografía regional (Costa Rica) y local (cuenca alta del río General)

Costa Rica por su ubicación geográfica y su contexto climático tropical, mantiene precipitaciones superiores a los 2 000 mm anuales en la mayor parte de su territorio, con estas condiciones existe una red fluvial caudalosa y densa cuyo arreglo espacial está condicionado por la orientación de los principales sistemas montañosos (NW – SE). Estas estructuras separan los sistemas fluviales en dos vertientes: Pacífico y Caribe. Estas unidades a su vez se subdividen en cuencas hidrográficas; cada una de ellas, reciben el nombre de la localidad o región que comprende. Para su estudio a nivel país, se han agrupado en regiones hidrológicas (Fig. 11).

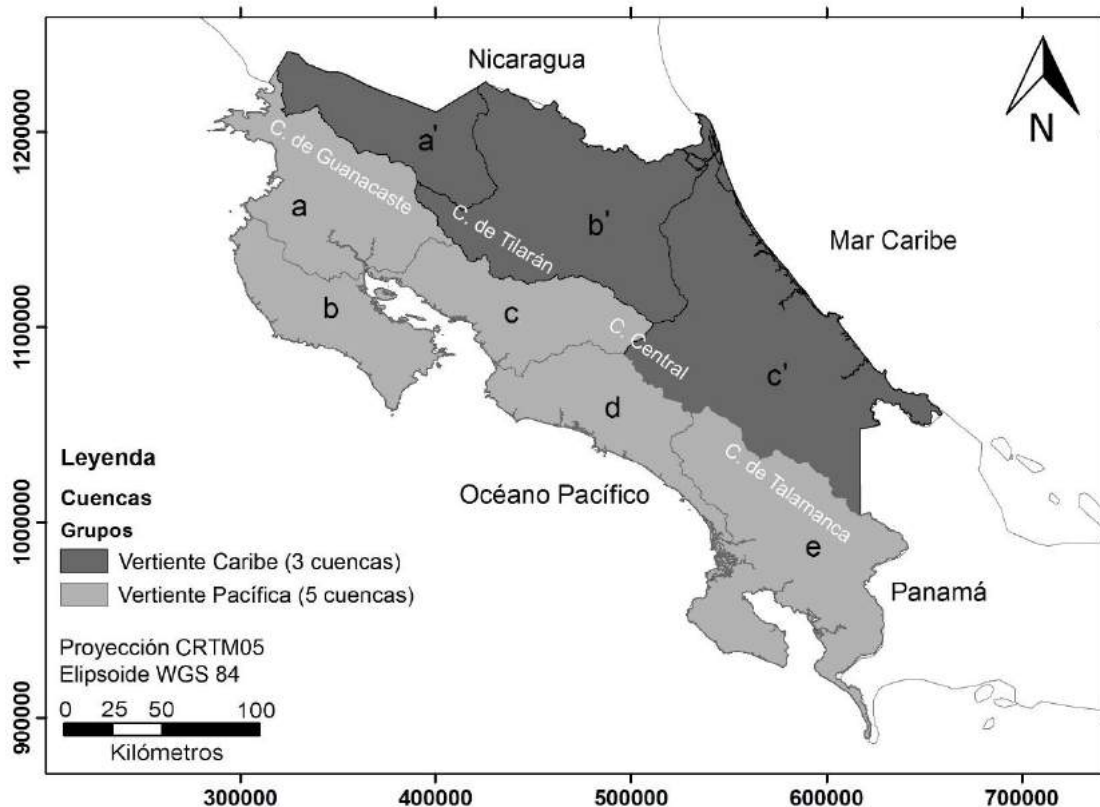


Figura 11. El parteaguas continental cruza sobre las crestas de los sistemas montañosos en dirección NW-SE y divide al país en vertiente Pacífica (a. Cordillera Volcánica de Guanacaste; b. Península de Nicoya; c. Cordillera Tilarán; d. Pacífico Central y e. Occidente-Talamanca) y Caribe (a'. Lago Nicaragua-Cocibolca; b'. Sistema San Juan y c'. Sistema Caribe). Las letras agrupan diferentes regiones hidrológicas (Instituto Costarricense de Electricidad, ICE, 1974; Bergoeing, 2007; ITCR, 2008).

Las regiones hidrológicas de la vertiente del Pacífico, se explican de manera breve a continuación:

Numerosas cuencas tienen su origen en la Cordillera Volcánica de Guanacaste (a), de todas ellas sobresale por su caudal y área de captación (3 405 km²) la del río Tempisque. Los cauces de la península de Nicoya (b), tienen su origen en la zona de montaña (1 000 msnm) son de pequeña extensión; el Nosara y el Bongo son los más representativos. Las corrientes fluviales asociadas a la Cordillera de Tilarán (c) desembocan en el Golfo de Nicoya y el que destaca por la superficie que ocupa (2 049 km²), es el Bebedero (Bergoeing, 2007).

Los ríos del Pacífico Central (d) surgen en las partes altas de los cantones Gran Área Metropolitana cercanos a San José. De ellos destacan el Grande de Tárcoles (2 188 km²) y el Barranca, este último tiene su origen en los municipios occidentales de la provincia de Alajuela. La cuenca más grande del país es la del río Térraba, se origina en la porción occidental de la Cordillera de Talamanca (e), cuenta con 5 077 km² de área de captación y un caudal de 337 m³/s; a este sistema hidrográfico pertenece la cuenca alta del río General (ICE, 1974).

Las regiones hidrológicas de la vertiente del Caribe son las siguientes:

Los ríos que desembocan en el Lago de Nicaragua (a') provienen de la Cordillera Volcánica de Guanacaste, tienen su origen en los terrenos adyacentes a los volcanes Orosi, Cacao, Rincón de la Vieja, Miravalles y Tenorio; de ellos, los cauces más importantes son el Zapote y Frío. El Sistema San Juan (b') se vincula con la Cordillera Volcánica Central y de Tilarán. Las cuencas más importantes, son la del San Carlos (2 646 km²) y la del Sarapiquí (1 923 km²). Los escurrimientos del Sistema Caribe (c'), se asocian a la Cordillera Volcánica Central y de Talamanca, donde sobresalen las aéreas de captación de los ríos Reventazón - Pacuare (2 950 km²), con un caudal de 158 m³/s; así como el Sixaola (2 331 km²), el cual sirve de límite entre Costa Rica y Panamá (Bergoeing, 2007; ICE, 1974).

La divisoria continental cruza la zona de estudio en dirección N-NE, esta particularidad hace que los ríos viertan sus aguas hacia el mar Caribe o al Océano Pacífico. Hay que mencionar que no existe una cuenca de captación completa en el territorio en cuestión, pero si varios segmentos de ellas. En este sentido, el río General es parte del sistema fluvial Térraba, uno de los más importantes de país.

El área de estudio se compone por 1560 km², el 23 % de esta superficie es drenada al N-NE, por ríos que desembocan en el Mar Caribe; de ellos, los más importantes son el Chirripó (8%), Telire (8%), Reventazón (5%) y el Pacuare (2%). En el 77 % restante, se disponen hacia el Océano Pacífico con los cauces Savegre (3%) y el Grande de Térraba (74 %). Este último se divide en las subcuencas Buenavista, Chirripó Pacífico, Peñas Blancas, Pacuar, Unión, Pejibaye, Volcán y General; todas ellas, integran la cuenca alta del río General (Fig. 12).

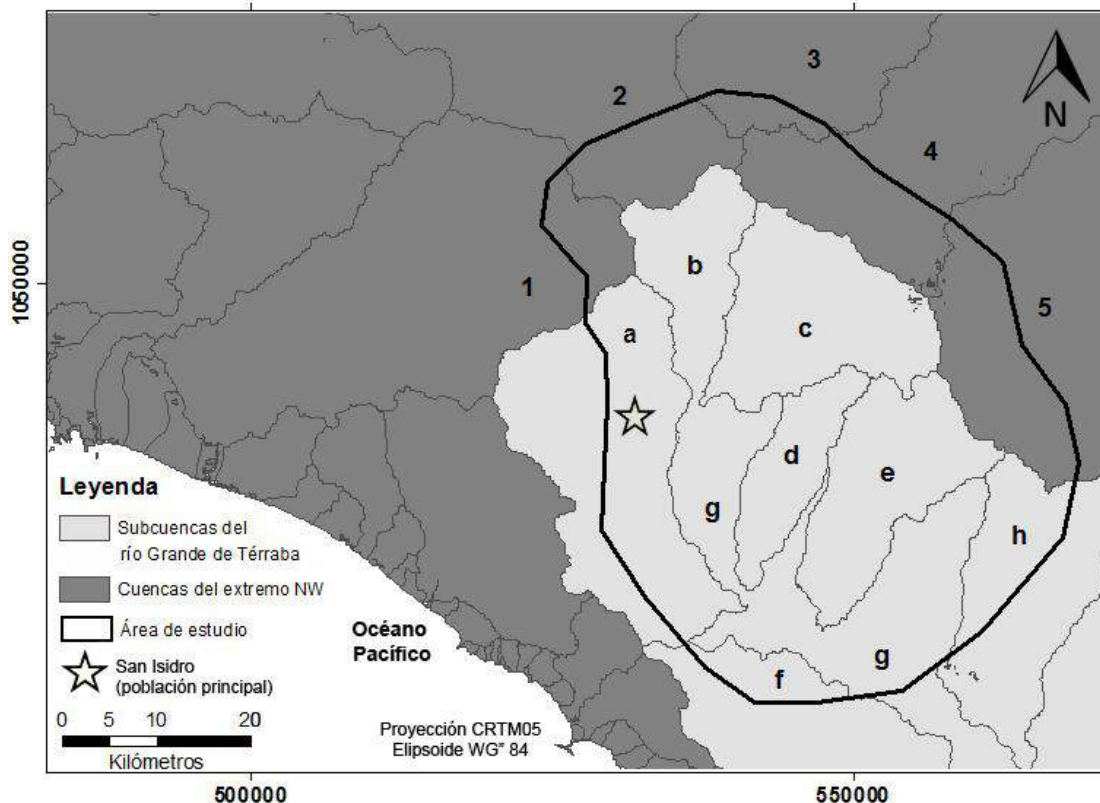


Figura 12. Cuencas hidrográficas, al N-NE los segmentos de los sistemas fluviales: (1) Savegre, (2) Reventazón, (3) Pacuare, (4) Chirripó y (5) Telire. Todos ellos representan el 23 % del área de estudio. En la porción Centro-SE (74 %), se disponen las subcuencas del río Térraba: (a) Pacuar, (b) Buenavista, (c) Chirripó Pacífico, (d) Peñas Blancas, (e) Unión, (f) Pejibaye, (g) General y (h) Convento (ITCR, 2008).

2.5. Suelos a escala regional (Costa Rica) y local (cuenca alta del río General)

La existencia del suelo responde a factores como materiales parentales, morfología de terreno (topografía) y tiempo para que los procesos pedogenéticos lo desarrollen; en este aspecto, el clima es clave en su formación (temperaturas cálidas y elevada humedad). Lo anterior influye en la existencia de organismos y en la contribución de materia orgánica en el sustrato (Buol *et al.*, 2008).

La clasificación de suelos que se utiliza en Costa Rica es la Soil Taxonomy de la USDA (1999). En ella se maneja una nomenclatura que incluye fuentes latinas y griegas. La estructura de esta taxonomía, se fundamenta en una secuencia jerárquica que de mayor a menor, es la siguiente: Orden, Suborden, Gran Grupo, Subgrupo, Familia y Serie.

El orden indica los procesos de formación de suelos, a partir de la presencia o ausencia de horizontes de diagnóstico (propiedades comunes de los procesos pedogenéticos). Los subórdenes son determinados por medio de propiedades asociadas al régimen de humedad y los efectos de la vegetación en el suelo (aporte de materia orgánica). Los grandes grupos se clasifican según similitudes de tipo, disposición y grado de expresión de los horizontes, se hace hincapié en las características térmicas y de humedad. Los subgrupos indican intergraduaciones de otros grandes grupos y subórdenes. Las familias muestran características minerales, texturales, de desarrollo de raíces y de temperatura de los horizontes. Las series explican los tipos y disposiciones de horizontes: color, textura, estructura, consistencia, propiedades químicas y mineralógicas (Buol *et al.*, 2008).

Los suelos de Costa Rica se explican mediante los órdenes, debido a que la escala de análisis no permite el detalle (1: 2 450 000). De esta manera los más comunes son: los Inceptisoles, Ultisoles, Andisoles, Entisoles y Alfisoles, todos ellos representan el 96.3% en extensión total del país. Los Inceptisoles (38.9%) son suelos con un pobre desarrollo de horizontes, que poseen una alta alteración por intemperismo químico. Los Ultisoles (21%) son típicos en zonas tropicales y subtropicales, presentan una capa subsuperficial de acumulación de arcilla y una saturación de bases baja.

Los Andisoles (14.4%) poseen un desarrollo de horizontes pobre, con una alta proporción de vidrio volcánico (alófana) como material parental. Los Entisoles (12.4%) tienen pocos estratos, el sustrato que lo compone es muy reciente (ej. aluviones o coluviones). La minoría (3.6%) de los suelos del país, presentan una alta acumulación de arcilla con una saturación de bases también elevada (Alfisoles y Vertisoles), están muy oxidados y con pocas bases (Oxisoles), o se desarrollan en ambientes húmedos y fríos (Histosoles y Espodosoles) (Berstch, 1995; Buol *et al.*, 2008).

Los suelos en el área de estudio deben su material parental a rocas ígneas (granitos y andesitas) y sedimentarias (lutitas, areniscas y conglomerados) del Mioceno; así como, a depósitos del Plio-Pleistoceno y el Cuaternario que conforman el piedemonte y la llanura aluvial. Como respuesta a una estabilidad climática y la existencia de cambios poco significativos en el relieve, en los últimos 10 mil años, estas condiciones fueron las óptimas para el desarrollo de los siguientes órdenes: Ultisoles, Entisoles e Inceptisoles (Fig. 13).

Los Ultisoles son los suelos más extendidos en la zona de estudio, representan el 88% del área total y su existencia hace evidente la estabilidad climática en el pasado, que permitieron el desarrollo de los procesos pedogenéticos característicos de estos órdenes como la presencia de un horizonte argílico (intemperizado y con presencia de

óxidos e hidróxidos de Fe y Al); la lixiviación de bases, cortezas de intemperismo y acumulación de arcilla, son evidentes a partir de coloraciones rojizas y amarillentas. Debido a que este sustrato estuvo sometido a un prolongado proceso de intemperismo, es frecuente la existencia de lateritas. Si bien este tipo de sustrato está presente en todas las unidades morfológicas que se han establecido, alcanzan un mejor desarrollo y representatividad en la zona de montaña, piedemonte y en las denominadas sierras menores. Hay que mencionar que este sustrato es susceptible a ser erosionado y que esta condición aumenta cuando se localiza el terrenos inclinados, lo que favorece procesos de ladera; en particular, los deslizamientos (Fig. 13).

Los Entisoles representan el 8% del territorio de la zona de estudio, se caracterizan por tener un desarrollo edáfico pobre; por lo general, sólo muestran un horizonte (A) de poco grosor y en el perfil es evidente la roca madre o el sedimento que les dio origen. Se localizan en las cumbres de la Cordillera de Talamanca donde las condiciones climáticas del pasado fueron más frías que las actuales. Estas características favorecieron la existencia de glaciares y por tanto una dinámica erosiva intensa, que removi6 cualquier tipo de sustrato que pudiera existir sobre la litología local, granitos (Fig. 13).

Los Inceptisoles son suelos recientes, en donde los procesos pedogenéticos apenas inician pero están ligados a un constante rejuvenecimiento del material parental. Proceso que se asocia con una dinámica fluvial activa; es decir, con inundaciones estacionales o extraordinarias en la amplia llanura aluvial. Este sustrato no es representativo en la zona de estudio, ocupa el 2% del total (Fig. 13).

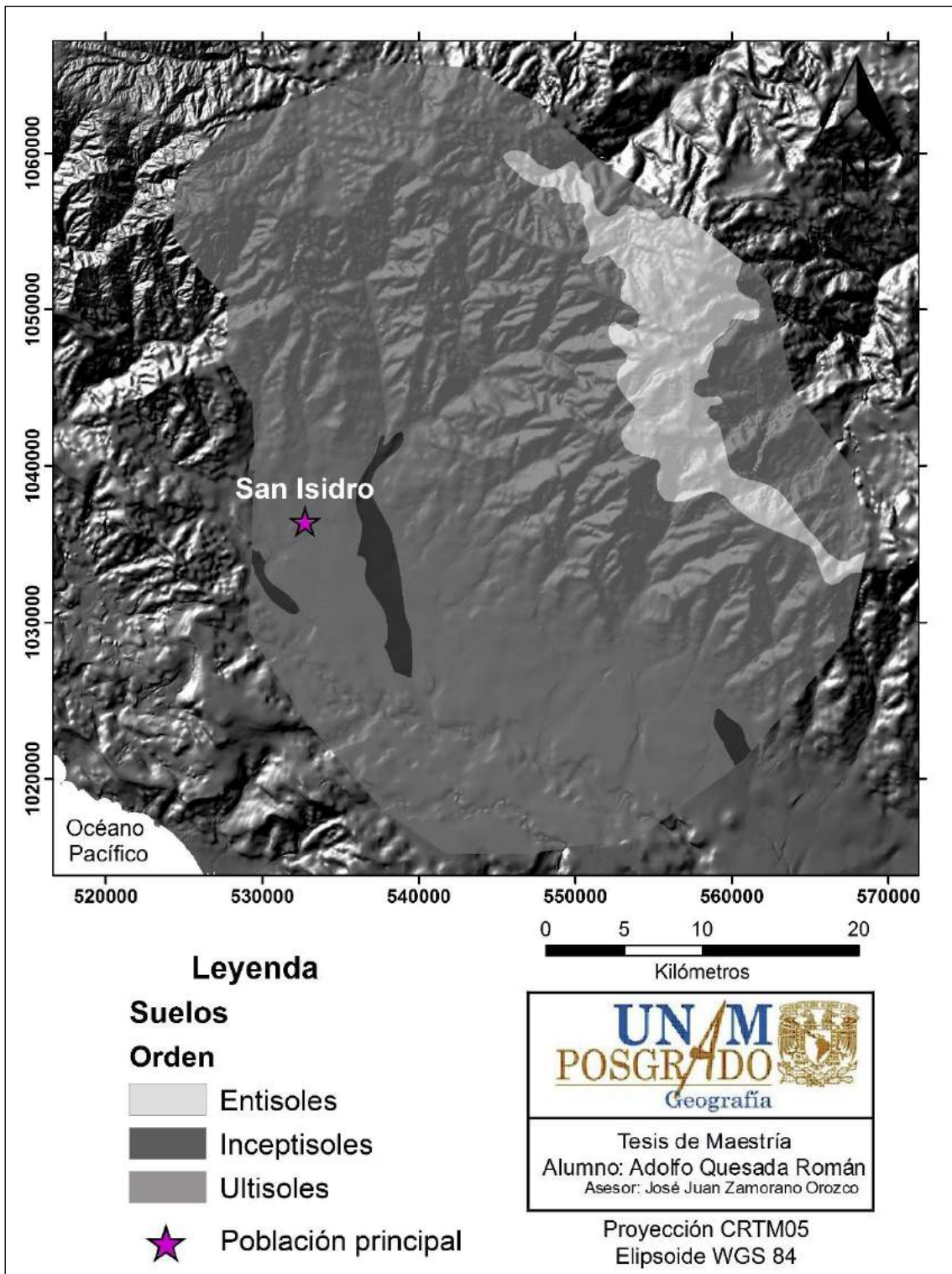


Figura 13. Los suelos en la zona de estudio (ITCR, 2008).

2.6. Vegetación y uso de la tierra en la cuenca alta del río General

El análisis físico-geográfico de la zona de estudio, no estaría completo sin una explicación de los tipos de vegetación y los usos de la tierra, en la cuenca alta del río General. Ambas variables son una respuesta integral de las anteriores y determinan la medida en que el paisaje puede modificarse por procesos naturales o antrópicos.

Como un conjunto de los sistemas vegetales propios de una zona o región, la vegetación responde a variables como altitud, clima (precipitación, temperatura, evapotranspiración, brillo solar, etc.), la topografía del terreno, el sustrato geológico y los suelos.

La vegetación juega un papel complejo e importante en la estabilidad e inestabilidad de las laderas; la interacción raíces-sustrato varía según el peso de los árboles, el diámetro y la altura-separación entre los mismos. Por otro lado, si el sustrato permite el desarrollo profundo de las raíces, le asignará estabilidad a la ladera y lo contrario con anclajes someros, suelos poco desarrollados o sustratos fracturados (Tsukamoto y Kusakabe, 1987).

Los sistemas vegetales responden de manera directa con las condiciones climáticas que predominan en el área de estudio, influenciadas por la altitud y la orientación de las laderas. Conforme aumenta la elevación, los bosques disminuyen en densidad y en la altura de los árboles. A pesar de la densidad, diversidad de especies y el buen estado de la carpeta vegetal en la cuenca del río General, no siempre se amortigua la acción de procesos que modelan este sector de la superficie terrestre.

El análisis de la vegetación en Costa Rica, en particular de la zona de estudio, se hace bajo los criterios de Holdridge (en Bolaños *et al.*, 2005). Esta clasificación se conoce como las Zonas de Vida, en donde el punto de partida es la biotemperatura media en un año, la precipitación (anual en mm) y la relación de la evapotranspiración potencial (Quesada, 2007). En la cuenca alta del río General existen 7 zonas de vida de Holdridge, que se describen comenzando por las regiones de menor altitud (Fig. 14).

Bosque húmedo tropical basal, se caracteriza por presentar biotemperaturas que varían entre 24° a 30 °C. Las precipitaciones se mantienen en un rango de 2 000 a 4 000 mm anuales y la cota altitudinal que ocupa, va de 0 a 700 msnm. Se localiza en las cercanías de poblados de San Isidro del General y Repunta. Al interior de esta unidad existen de tres a cuatro estratos de vegetación, característica que reduce la posibilidad de erosión pluvial (salpicadura) y laminar (escorrentía). Esta unidad ocupa el piedemonte y la llanura aluvial, zonas que favorecen el desarrollo de suelos profundos y por tanto el anclaje de árboles que superan los 30 y 40 metros de altura. Las especies más representativas son las siguientes: *Cordia alliodora* (laurel), *Carapa uianensis* (caobilla), *Terminalia amazonia* (roble coral), *Virola koschnyi* (fruta dorada), *Brosimum alicastrum* (ojoche), *Calophyllum brasiliensis* (cedro maría) y *Vochysia ferruginea* (botarrama) (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

Bosque muy húmedo premontano, la unidad geomorfológica que lo soporta es el piedemonte, en esta zona se localizan los poblados Hermosa, Rivas y Cajón. La altitud de esta región es de 700 a 1 400 msnm, las biotemperaturas varían entre los 18° y 24 °C y concentra de 2 000 a 4 000 mm de precipitación anual. Por otro lado, la inclinación del terreno presenta un rango entre 8° y 25°, con estas características se favorece el desarrollo de suelos de grosor moderado lo que permite a los árboles desarrollar un sistema radicular denso y por tanto un buen soporte. Esta característica de alguna manera contribuye a fijar el sustrato a la ladera y atenuar los procesos de

remoción en masa. Algunas especies representativas de este ecosistema son: *Scheffera morotoni* (fosforillo), *Vochysia allenii* (botarrama), *Ruopala montana* (carne asada), *Cedrela odorata* (cedro amargo), *Turpinia occidentalis* (falso cristóbal) y *Ulmus mexicana* (tirá) (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

Bosque pluvial premontano, esta unidad se presenta de 700 a 1 400 msnm y en estos terrenos se localizan los poblados de Monterrey, Zapotal y La Ese. La biotemperatura varía de 18° a 24 °C y precipitación > 4 000 mm anuales. Las especies más frecuentes: *Ulmus mexicana* (tirá), una población importante de las familias *Myrtaceae*, *Melastomataceae*, *Rosaceae*, *Lauraceae* y algunos individuos del género *Quercus*. Estos sistemas vegetales desarrollan profundas raíces que le dan estabilidad a las laderas y permiten que algunos árboles superen los 30 m de altura. Toda la comunidad se presenta densa, *siempreverde* y abundan las epífitas. (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

Bosque pluvial montano bajo, se desarrolla a una altitud que varía entre los 1400 y los 2700 msnm. La carretera Interamericana cruza parte de esta unidad y solo la población de la Hortensia se localiza en esta zona. La precipitación es > 4000 m (media anual), el rango de biotemperatura varía entre 12° y 18 °C. El relieve es de montaña y las laderas son inestables, algunas de ellas superar los 35° de inclinación. Esta morfología no favorece el óptimo desarrollo del suelo. El grupo arbóreo dominante es el *Quercus* (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

Bosque muy húmedo montano bajo, es la comunidad vegetal característica de las cabeceras de los ríos Buenavista y Chirripó Pacífico. Estos terrenos se encuentran en un rango altitudinal que varía de 1 400 a 2 700 msnm y en ellos se localizan los poblados de la Herradura, Alaska y División. La biotemperatura está entre los 12° y 18 °C y la media anual de precipitación es de 2 000 a 4 000 mm. La presencia de neblina durante largos periodos del día, es una característica más de esta región. Dominan las especies del género *Quercus* (con más de 10 especies), así como *Alnus acuminata* (jaúl) y *Cornus disciflora* (lloró). El relieve es de montaña con laderas inclinadas muy susceptibles a presentar procesos de ladera (> 25°); en esto tiene que ver el cambio de uso del suelo, de bosque a pastos o agricultura (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

Bosque pluvial montano, se sitúa en altitudes superiores a los 2 200 y tiene como límite los 3 000 msnm. La biotemperatura varía de 6° y 12 °C y la precipitación es > 4 000 mm (media anual). Los grupos arbóreos que predominan son los del género *Quercus*, así como *Alnus acuminata* (jaúl) y las familias *Lauraceae*, *Melastomataceae*, *Araliaceae*, *Asteraceae*. Esta *zona de vida* marca la *línea de árboles*; es decir, la transición a una vegetación herbácea-arbustiva que se conoce como páramo y que es el paisaje que va a predominar la porción cumbral de la zona de montaña (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

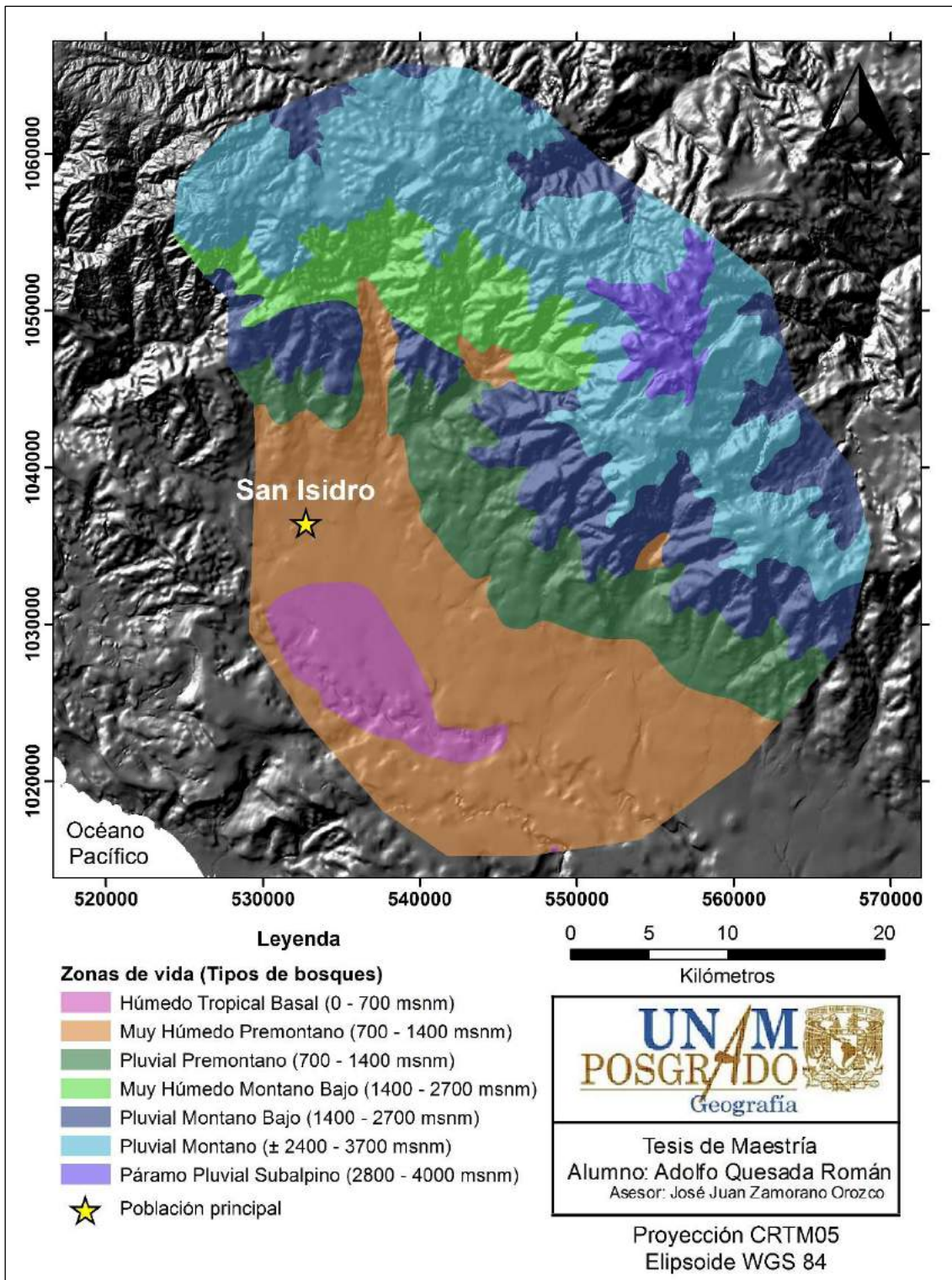


Figura 14. Las *zonas de vida de Holdridge*, La distribución en estas regiones en la zona de estudio varían según el incremento altitudinal, el progresivo descenso de las temperaturas y el aumento en la precipitación (Bolaños *et al.*, 2005).

Páramo subalpino, se ubica en las cumbres de la Cordillera de Talamanca y ocupa los 3 000 msnm. La biotemperatura varía de 3° a 6 °C y la precipitación, media anual, no supera los 3 000 mm. Estas superficies se caracterizan por estar constituidas, en su mayoría, por afloramientos rocosos que han quedado expuestos por la acción erosiva de glaciares, que hace unos 10 000 años ocuparon esos espacios (Orvis y Horn, 2000). Los suelos al ser escasos y efímeros soportan una vegetación de porte pequeño tanto leñosas como herbáceas, las familias que destacan: *Poaceae*, *Umbelifereae*, *Rosaceae*, *Asteraceae*, *Myrtaceae*, *Ericaceae* (Bolaños *et al.*, 2005; Quesada, 2007).

Se puede afirmar que existe una relación muy estrecha entre la altitud, el clima (temperatura-precipitación) y la vegetación. En este marco la cubierta vegetal que se desarrollan en las altas cumbres de la Cordillera de Talamanca, responde a regímenes térmicos y de lluvias bajos, con respecto al resto del territorio. Estas condiciones definen un ecosistema denominado páramo.

Entre las cotas altitudinales de 1 400 a 3 000 msnm se desarrolla una vegetación de porte mediano, con árboles que no superan los 20 m, con un desarrollo de suelos de poco espesor que desaparece o se moviliza cuando el terreno presenta más de 35° de inclinación. Cuando la altitud disminuye (< 1 400 msnm) y la pendiente es < 15° (piedemonte y llanura aluvial), se favorecen condiciones térmicas altas y de precipitación abundante. En este ambiente algunos árboles sobrepasan los 30 m de altura, en esto tiene que ver la existencia de un espesor de suelo importante, que permite el anclaje, el desarrollo de raíces profundas y una relativa estabilidad de terreno a presentar procesos de remoción en masa.

La valoración del uso de la tierra, es esencial para entender la dinámica que puede existir entre los distintos componentes de la naturaleza, determinar su potencial o vocación. El término uso de la tierra es equivalente al de uso del suelo, en México, pero al ser este trabajo de Costa Rica utilizará el primero de ellos. En la zona de estudio destaca la agricultura, el café, el forestal y el páramo (Fig. 15).

Agricultura, representa el 26% del área de estudio, esta actividad ocupa las partes bajas de la cuenca alta del río General (llanura aluvial y piedemonte) y las estribaciones de la zona de montaña. Entre los cultivos que destacan están los pastos para el ganado, la caña de azúcar, el tabaco, los cítricos, la piña, entre otros. Estas áreas llegan a favorecer la erosión del suelo después de la temporada de cosecha, sobre todo en terrenos que sobrepasan los 25° de inclinación.

El café se cultiva en el piedemonte de la Cordillera de Talamanca y en el flanco N de la Fila Brunqueña. Estas áreas representan el 12% del área de estudio. Por lo general, este tipo de actividad se desarrolla entre los 700 y 1 600 msnm, en pendientes > 30°, que en temporada de lluvias son susceptibles a procesos gravitacionales (deslizamientos y desprendimientos).

Uso forestal, representa el 54% del total del área de estudio, es el más extendido y presenta una importante diversidad de bosques. Se concentra en la zona de montaña, por encima de los 800 y hasta los 3 000 msnm. Los terrenos son escarpados, presentan una inclinaciones > 25° y por tanto susceptibles a los procesos gravitacionales. La dificultad que presenta este tipo de relieve a ser utilizado en actividades agrícolas o ganaderas, ha favorecido su preservación.

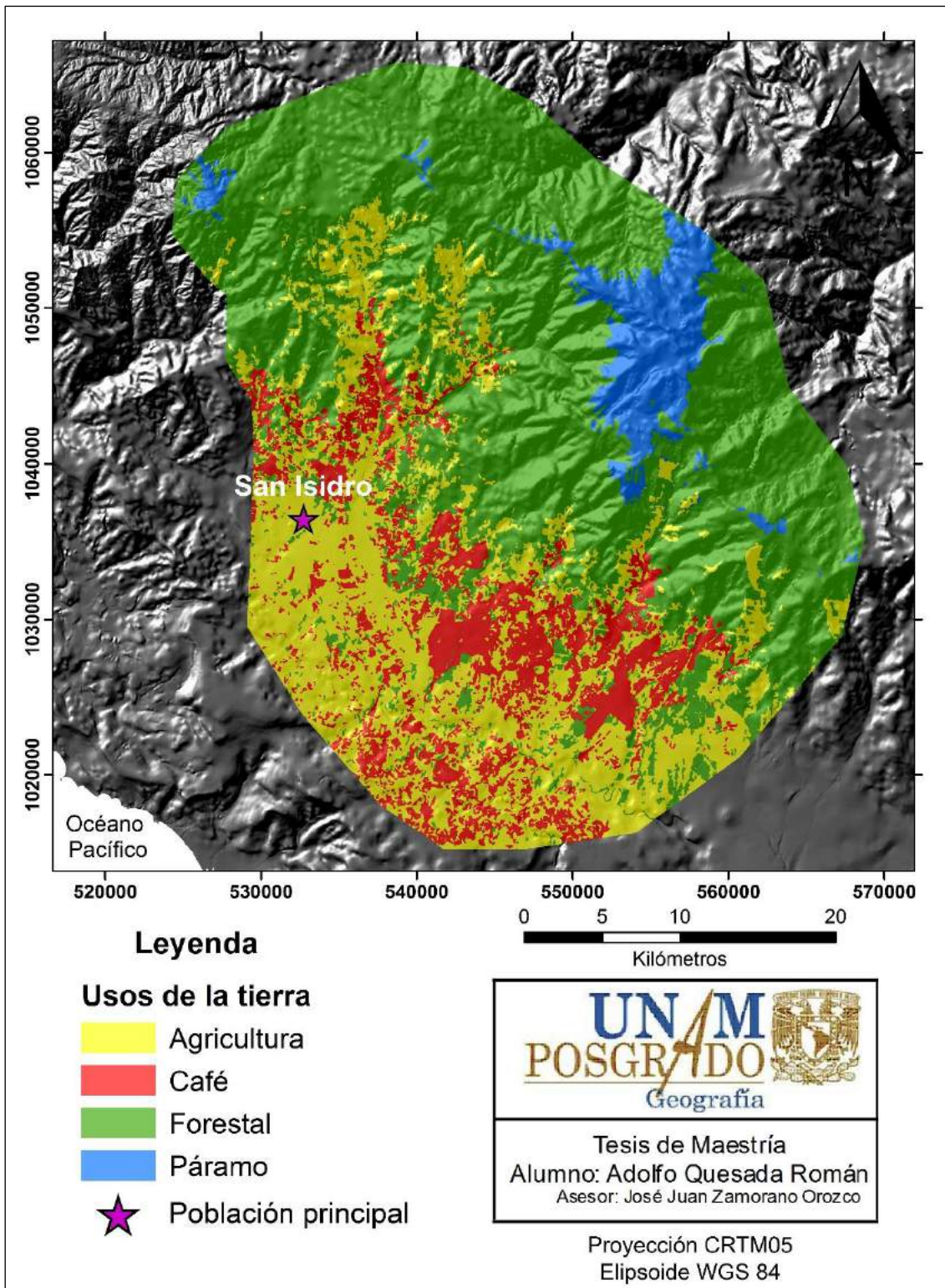


Figura 15. Distribución de los usos de la tierra en la cuenca alta del río General (ITCR, 2008).

Páramo, es un ecosistema neotropical con muchos endemismos compuestos de plantas leñosas y arbustos. Se localiza en las altas cumbres de la Cordillera de Talamanca por encima de 3 000 msnm, de manera más puntual, al N del área de estudio. Representa el 8% de la extensión total y presenta un relieve donde se alternan laderas escarpadas y extensas superficies rocosas onduladas, al ser las cimas más elevadas del país, su uso es limitado.

Los bosques representan el 54% del área de estudio; la agricultura el 26%; el café, 12% y el páramo un 8%. El uso que no está de acuerdo, en la mayoría de los casos, con la vocación del suelo es la agricultura, en particular el cultivo del café y de los pastos ganaderos, hecho que provoca dinámicas geomorfológicas adversas (lavado de suelos, arroyada, desarrollo de cárcavas, procesos de ladera, etc), que repercuten en la calidad de los componentes del paisaje.

La disposición geográfica de los usos de la tierra es respuesta de la interacción de las condiciones de la morfología (relieve), características climáticas y acceso a recursos naturales y la existencia de caminos. El mal uso y manejo del paisaje, puede llegar a reflejarse en la activación de procesos de modelado que pueden representar un peligro para la población.

Se concluye que el relieve, el clima, la hidrografía, la vegetación y el uso de la tierra son las características naturales que explican de mejor manera la evolución del área de estudio, las cuales dependen de la posición geográfica del país. El análisis de estos elementos ayudará a entender la dinámica geomorfológica de la cuenca alta del río General.

CAPÍTULO III. TECTÓNICA Y GEOLOGÍA

La dinámica terrestre sólo se comprende, en la medida que se tiene un conocimiento geológico detallado. El vínculo que existe entre la litología y la expresión del relieve (morfología), es la competencia o susceptibilidad del sustrato a ser modelado por alguno de los agentes de modelados responsables de la arquitectura de la superficie terrestre. Por lo tanto, conocer los diferentes tipos de roca y su arreglo estructural, es esencial para comprender la génesis, morfología, procesos modeladores y evolución del relieve.

El relieve de la cuenca alta del río General es resultado de una dinámica tectónica compleja, que tiene relación con los movimientos regionales del fondo oceánico y del continente. Es decir, de una geodinámica donde se vinculan varias placas tectónicas; un proceso de subducción entre Cocos y Caribe, la colisión del Cocos Bridge (serranía de Cocos), la junta triple entre Placas Cocos, Caribe y Nazca y fallas activas (transcurrentes) asociadas a la Placa Panamá.

3.1. Marco tectónico regional

La historia tectónica de Costa Rica se explica a partir de esfuerzos regionales en América Central, estos movimientos no han sido homogéneos, presentan diferente intensidad y temporalidad. De ahí se explica la existencia de características tectónicas distintas entre la porción norte y sur del país. De esta manera; el primer sector, se formó a partir de la acreción de la corteza continental (proveniente de Norteamérica) con el denominado Bloque Chortis. El origen de la región austral se vincula con la corteza oceánica de edad Mesozoica-Cenozoica que se conoce como Bloque Chorotega, comprende parte de Nicaragua y Panamá, en la actualidad presenta vulcanismo intenso y sismicidad asociada a la existencia de fallas activas (Denyer *et al.*, 2000).

Existen numerosos modelos que explican la configuración y dinámica de la tectónica regional de la cual el territorio de Costa Rica, forma parte. De todos ellos, el que tiene más aceptación es el *del Pacífico*. Esta variante considera que las rocas más antiguas junto con el Bloque Chorotega, provenían de latitudes cercanas al Ecuador y que fueron *transportados* por la Placa Farallón hacia la zona de subducción (Proto-Antillas), territorio en donde se encuentran las actuales Antillas Mayores (Denyer *et al.*, 2000; Meschede *et al.*, 2000; Marshall, 2007; Morell *et al.*, 2008).

El Bloque Chortis al ser movido por la Placa Farallón hacia el NE, colisionó con las tierras emergidas hace 150 Ma (Fig. 16A). Hace 80 Ma una serie de *Terrenos exóticos* (Fig. 16B) se acreccionaron en la parte N de Costa Rica (lo que hoy compone el Complejo de Nicoya); para el final del Cretácico (~65-40 Ma) se forma un arco de islas, resultado de la subducción de Farallón con las Proto-Antillas (Denyer *et al.*, 2003) (Fig.16C).

El talud continental del Pacífico como del Caribe, se forma durante el Paleoceno-Eoceno Inferior (65 – 49 Ma), a partir de la acumulación de turbiditas. A finales del Eoceno (~40 Ma), la Fosa Mesoamericana queda definida y surge la Placa Caribe al fragmentarse la Farallón. Entre ellas se establece una dinámica de subducción y como respuesta a este proceso, surge actividad volcánica en la nueva superficie creada. Con una temporalidad posterior a los eventos mencionados, sobreviene un levantamiento regional que tiene relación con la compresión en dirección N-S de la Placa de América del Norte y Suramérica (Denyer *et al.*, 2000).

En el Oligoceno (~38-23 Ma) se tiene conocimiento que el nivel del mar desciende y que este hecho favorece el desarrollo de varias cuencas sedimentarias en el continente; ya en el Mioceno (~23–20 Ma), la actividad volcánica se sitúa como el proceso de mayor relevancia y es acompañada de deformaciones que ponen de manifiesto una tectónica intensa (basculamientos y plegamientos), capaz de deformar y levantar tanto sustratos ígneos como sedimentarios (Montero, 2000a). Estos fenómenos tienen su explicación hace 20 Ma (Mioceno Inferior), cuando la Placa Farallón se fragmenta e inicia una nueva organización en la geometría del fondo oceánico del Pacífico. Los nuevos segmentos que aparecen se conocen como Juan de Fuca, Rivera, Cocos y Nazca; entre los últimos dos, se instala una dorsal con rumbo E-W, de esta manera en los últimos 10 Ma el Istmo Centroamericano comienza su cierre (Denyer *et al.*, 2003) (Fig.16D).

Hace 5 Ma el territorio costarricense y panameño estaba formado por un rosario de islas dispuestas en arco. En este periodo ocurren dos hechos relevantes que repercuten en arreglo tectónico de la región; el primero, fue el choque de la Placa de Suramérica con el conjunto insular mencionado, lo que provoca que la porción E del actual Panamá comience a levantarse, emerger y cerrar el Istmo definitivamente (3.6 Ma) (Fig.16E). El segundo, tiene que ver con la colisión de una porción del fondo oceánico que se denomina *Levantamiento de Cocos* con la Placa Caribe; este fenómeno puso fin, al vulcanismo de la Cordillera de Talamanca (2 Ma).

Por otro lado y como consecuencia de una serie de movimientos tectónicos ocurridos al sur del actual territorio de América Central, se desprende un sector de la Placa del Caribe, de esta manera tiene su origen la micro-placa Panamá y se define la configuración tectónica actual de la región (Montero, 2000a) (Fig.16F).

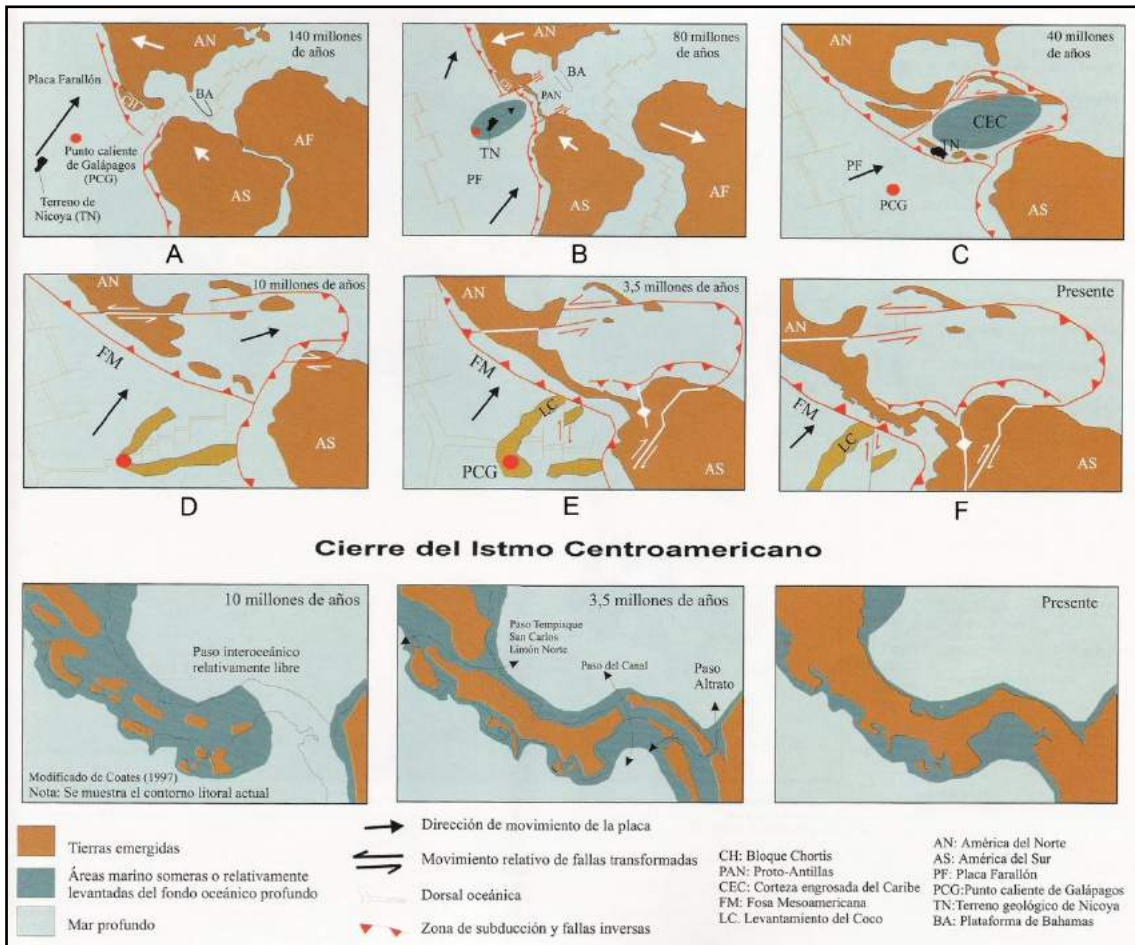


Figura 16. Paleogeografía de América Central: en los tres primeros esquemas se muestra el movimiento del Terreno Geológico de Nicoya y la integración paulatina del territorio que se conocerá como Costa Rica. En los recuadros D, E y F se visualizan los movimientos ocurridos entre las placas oceánicas y continentales. Los últimos tres dibujos, muestran el cierre del Istmo Centroamericano (Denyer *et al.*, 2003).

La tectónica actual de Costa Rica responde a una dinámica compleja entre procesos de convergencia y subducción entre las Placas de Cocos, Caribe, Panamá y Nazca (Güendell y Protti, 1998) (Fig. 17). En esta dinámica la espacialidad y morfología del relieve de Costa Rica, está condicionada por el vulcanismo, la actividad en los sistemas disyuntivos y la sismicidad.

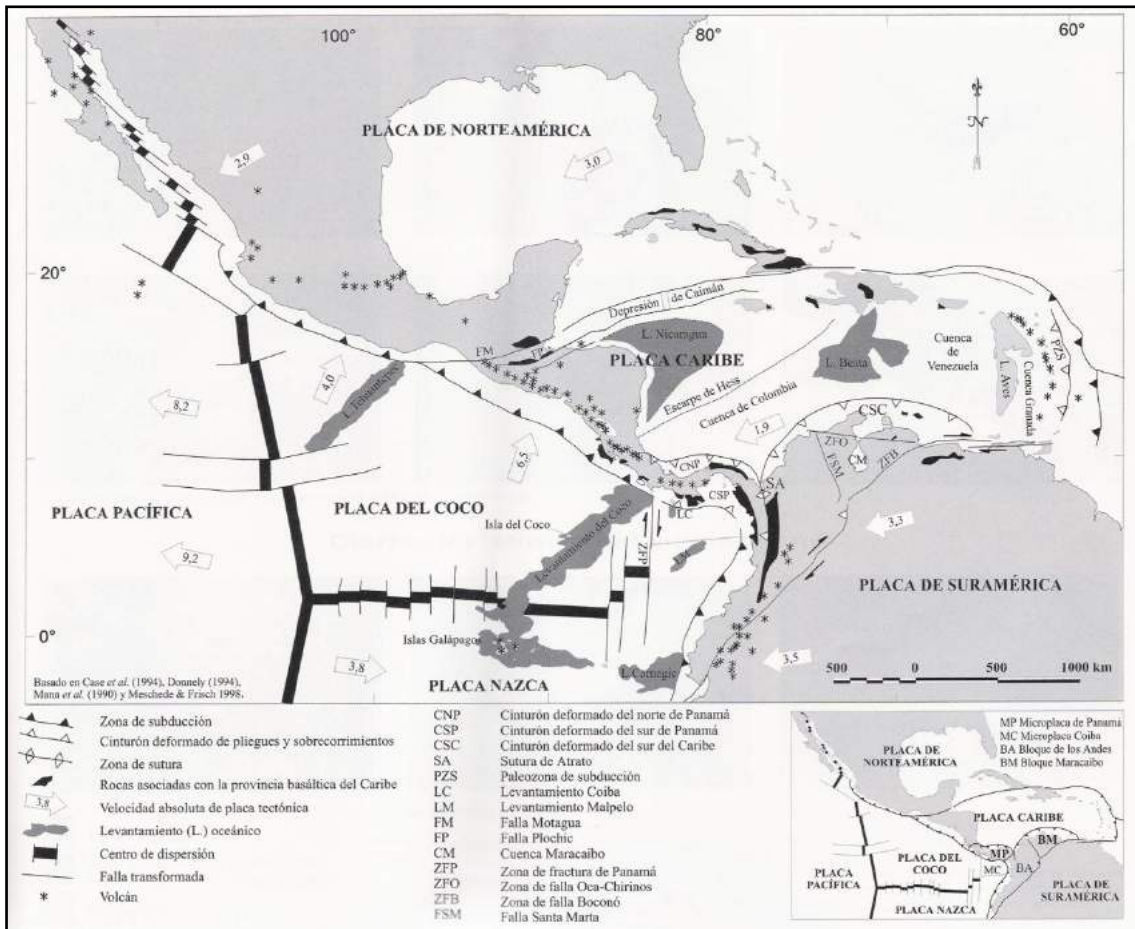


Figura 17. Arreglo tectónico regional de Centroamérica: se muestra la dinámica entre las Placas de Norteamérica, Pacífico, Cocos, Caribe, Nazca y Suramérica. La interacción entre ellas, repercute de manera directa en el vulcanismo, la sismicidad y por tanto en la configuración del relieve en Costa Rica (Denyer *et al.*, 2003).

El proceso de subducción entre la Placa oceánica de Cocos, por debajo de la Norteamérica y Caribe, es el principal responsable del vulcanismo y la sismicidad de una región que inicia en Jalisco (México) se continua en América Central y termina al norte de Panamá. La actividad de la Fosa Mesoamericana es resultado de esta dinámica, en ella se localiza la mayoría de sismos de la región (Denyer *et al.*, 2003).

La velocidad de subducción a lo largo de toda la Fosa Mesoamericana es variable; en la costa pacífica costarricense, frente a las penínsulas de Nicoya y Osa es de 70 y 90 mm/año, respectivamente (DeMets *et al.*, 1990; Sdrolias y Muller, 2006).

El ángulo con el que se introduce la Placa de Cocos por debajo de la Caribe, varía; de esta manera, se reporta una inclinación de 60° desde el extremo noroeste de la costa y hasta el centro del litoral pacífico costarricense. Este hecho implica una actividad volcánica mayor en superficie, como consecuencia de la fusión por hidratación del manto superior (Güendell y Protti, 1998). Por otro lado, del centro-sur y hasta el NW de Panamá el declive de subducción disminuye a 30°. Esto se explica por una menor densidad de la placa subducida (presencia del Levantamiento de Cocos) y una fusión de la placa (slab) oceánica joven (vulcanismo de Panamá). Esta dinámica tuvo reflejo en el exterior de la corteza, con el cese de la actividad volcánica en la Cordillera de Talamanca (desde hace 2 Ma); así como la presencia de adakitas (rocas ígneas extrusivas que presentan una firma geoquímica que apunta a la fusión de la placa que subduce) (Defant y Drummond, 1990) y con el levantamiento-deformación de los

sustratos superiores de la Cordillera de Talamanca y el Bloque de Panamá (Gutscher et al., 2000; Gräfe et al., 2002) (Fig.18).

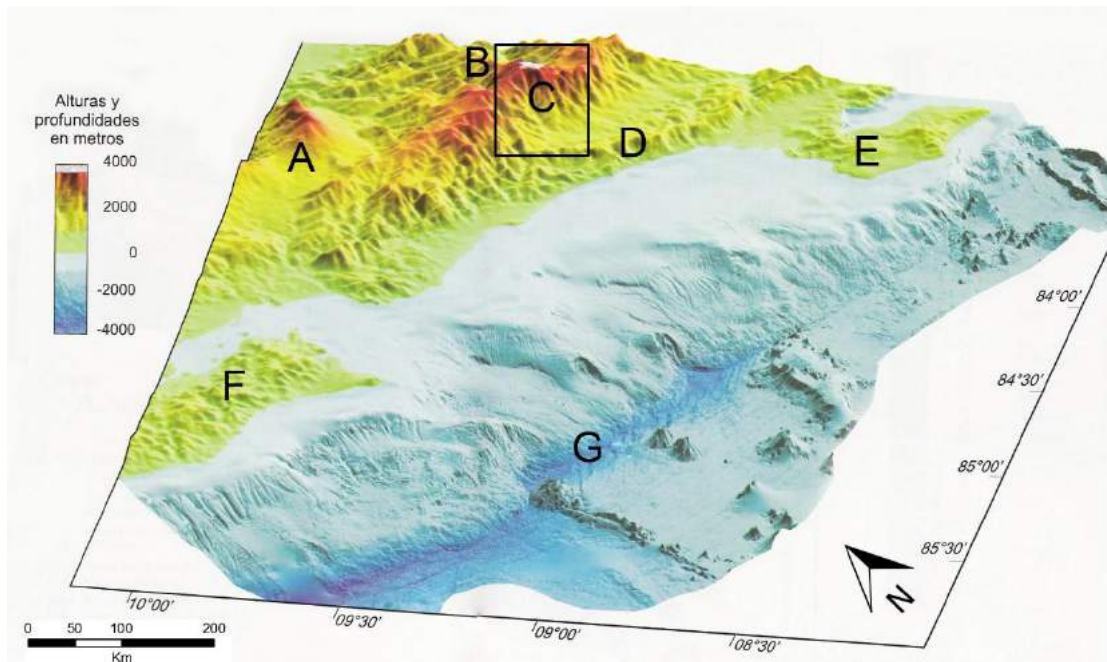


Figura 18. Modelo tridimensional del relieve terrestre y submarino del centro-sur de Costa Rica: A. Cordillera Volcánica Central (volcanes Turrialba e Irazú); B. Cerro Chirripó; C. Zona de estudio; D. Fila Brunqueña; Penínsulas: E. Osa; F. Nicoya y G. Fosa Mesoamericana (Modificado de Denyer et al., 2003).

Un elemento más y con influencia en el arreglo tectónico en el país, es un conjunto de montículos submarinos que se conocen con el nombre de Levantamiento de Cocos (LC), forma parte del piso oceánico y se localiza frente al sector NW del litoral costarricense (Fig. 17). El LC es un sistema montañoso de origen basáltico que se vincula con el punto caliente de Galápagos, su disposición es una evidencia del movimiento continuado que ha tenido a lo largo del tiempo la Placa de Cocos; además define la frontera NE entre la superficie submarina mencionada y la de Nazca.

El proceso de subducción entre la Placa de Cocos por debajo de la Caribe, involucra la sierra basáltica submarina (Levantamiento de Cocos). Este hecho ha provocado en superficie, la elevación de la Cordillera de Talamanca y el cese del vulcanismo desde hace 2 Ma (Dzierma et al., 2011).

En el límite SE de la Placa Caribe los esfuerzos tectónicos se reflejan en tres zonas de debilidad cortical conocidas como Panamá, Balboa y Coiba. Cada una de ellas, es considerada como un cinturón de deformación que se integra por varios grupos de fallas transformes activas (Wörner et al., 2009). La interacción entre estos sistemas tectónicos, provocó la fracturación de la Caribe y la creación de la microplaca Panamá.

En el sector SW de Costa Rica, alternan dos tipos de límites tectónicos, el de subducción (Cocos-Caribe) y el transformante (Zona de Fractura de Panamá-Caribe-Nazca) (Bird, 2003). Por otro lado, el lugar de unión entre las Placas de Cocos, Caribe y Nazca (punto triple), favorece la formación de una ventana astenosférica (slab window), por ella tiene ascenso directo el magma a la corteza oceánica, los materiales volcánicos asociados (dacitas y rolitas) tienen composiciones adakíticas (Johnston y Thorkelson, 1997) (Fig. 19).

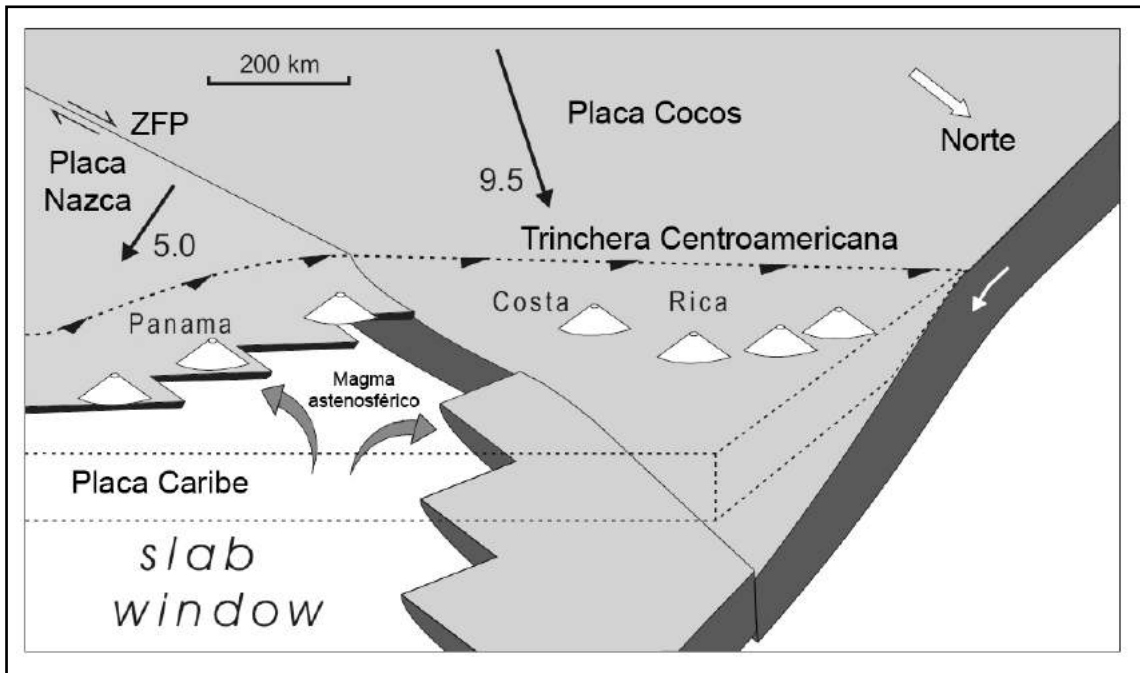


Figura 19. Ventana astenosférica (slab window) en Panamá, proceso que se desarrolla por movimientos transcurrentes entre las Placas Nazca-Cocos y la Zona de Fractura de Panamá (ZFP) (Johnston y Thorkelson, 1997).

La actividad sísmica del país se genera a lo largo de la zona de subducción Cocos-Caribe. Los sismos de esta región (interplaca), varían entre 10 y 200 km de profundidad, pero la mayoría no sobre pasa los 40 km. Los temblores intraplaca presentan epifocos entre 10 y 40 km y se vinculan con el movimiento relativo de la Placa de Cocos respecto con la del Caribe o Panamá.

Con base en lo anterior, se puede considerar que la dinámica que ha caracterizado la tectónica de la región en los últimos 120 Ma, ha permitido el desarrollo y configuración de la geológica actual de Costa Rica. La modificación de la geometría de la Placa Farallón, la instauración de la zona de subducción entre Cocos y Caribe, el choque del *Levantamiento de Cocos* y la complejidad del punto triple, son elementos que han condicionado la sismicidad, el vulcanismo y la espacialidad de la litología.

3.2. Aspectos geológicos regionales

El registro litológico del país inicia desde el Cretácico y se continúa hasta el Cuaternario (Fig. 20). Las rocas más antiguas tienen un origen ígneo submarino y sedimentario; las primeras, presentan una composición que varía de máfica a ultramáfica (peridotitas serpentinizadas, gabros y plagiogabros) y las sedimentarias, con una edad asignada entre 124-109 Ma, están representadas por radiolaritas y grauvacas (Kussmaul, 2000, Hauffet *et al.*, 2000; Gazel *et al.*, 2006).

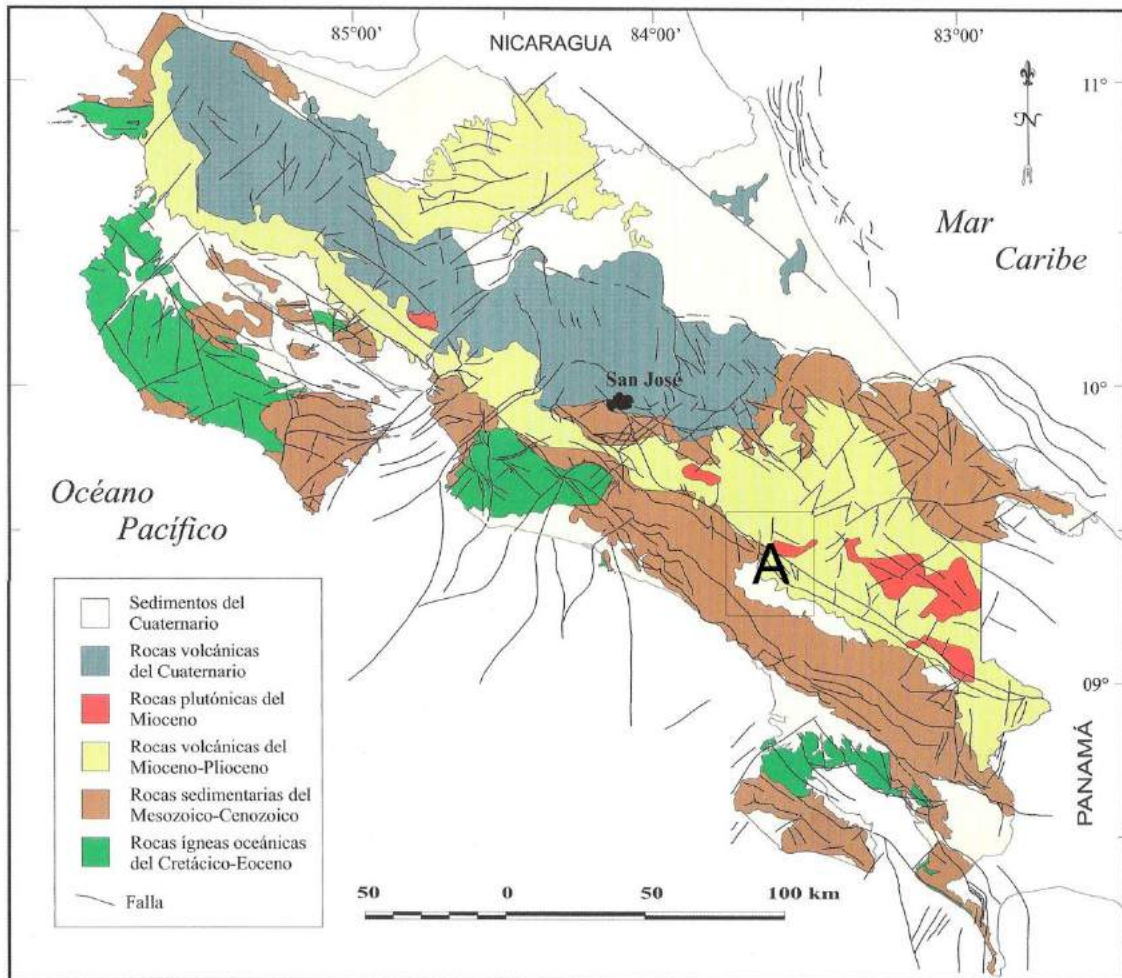


Figura 20. Mapa geológico simplificado de Costa Rica, se presentan los principales grupos de rocas y sedimentos. La zona de estudio se localiza en la porción SE del país y está señalada en el recuadro A (Modificado de Tournon y Alvarado, 1997; en Denyer *et al.*, 2003).

Durante el Paleoceno (65–40 Ma), depósitos de turbitas rellenaron la zona del talud continental y como evidencia de este proceso existen secuencias volcanoclásticas y de carbonatos de grano fino. En el Eoceno Superior (40 Ma), el levantamiento regional propició la sedimentación de una plataforma carbonatada en la costa del Pacífico. El Oligoceno (34–24 Ma), se caracteriza por un descenso del nivel del mar, lo que favoreció la sedimentación de las cuencas litorales. En esta época, también se presenta un incremento del vulcanismo subaéreo en el actual Valle Central y la vertiente del Caribe (Denyer *et al.*, 2000).

En el Mioceno-Plioceno (24 a 1.8 Ma), la Cordillera de Talamanca asciende progresivamente, se intensifica la erosión marina somera y litoral. Durante el Mioceno el vulcanismo en América Central es abundante, debido a la fragmentación de la Placa Farallón, así como el posterior proceso de subducción entre Cocos (oceánica) y Caribe.

Por otro lado, cuando el sistema montañoso Levantamiento de Cocos colisiona con la Placa Caribe (Fig. 17), el vulcanismo disminuye en la Cordillera de Talamanca (hace 2 Ma) y se incrementa en la Cordillera Central, de Tilarán y Guanacaste, condición que se mantiene en la actualidad. Para el Cuaternario, la denudación de los sistemas montañosos del país permitió la acumulación de sedimentos que ha dado origen a las llanuras costeras, tanto en la vertiente del Pacífico como del Caribe (Denyer *et al.*,

2003). Con base en lo anterior, la espacialidad de la litología se arregla en tres segmentos que se conocen como antearco, arco interno y trasarco (Denyer *et al.*, 2003; Mora y Valverde, 2005) (Fig.21).

El antearco se considera una zona intermedia entre la Fosa Mesoamericana y el arco interno. Está constituido por rocas ígneas cubiertas por mantos de sedimentos, se configuró a partir de la colmatación de numerosas cuencas de origen fluvial, el proceso ha ocurrido en los últimos 20 Ma y se localiza a lo largo de la costa del Pacífico.

El arco interno lo definen los principales sistemas montañosos que atraviesan Costa Rica de NW-SE, en esta superficie las rocas ígneas tanto extrusivas como intrusivas son las más representativas. El trasarco está integrado por cuencas sedimentarias en donde han tenido desarrollo, desde el Terciario, amplias llanuras fluviales que llegan al Mar Caribe (Montero, 2000b; Marshall, 2007).

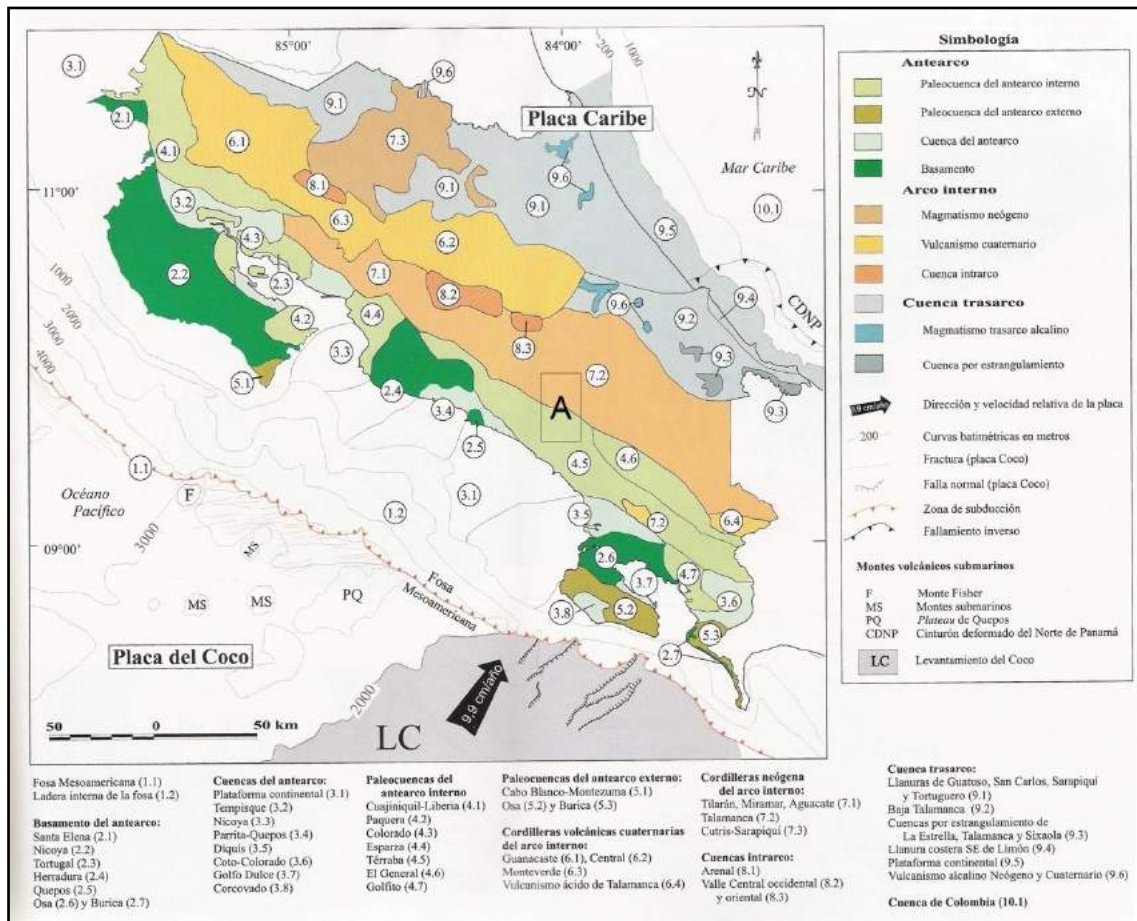


Figura 21. Regionalización morfoestructural de Costa Rica: antearco, arco interno y trasarco. Estas provincias se establecieron a partir de la dinámica de subducción de las Placas de Cocos y Caribe. La zona de estudio (recuadro A), forma parte del antearco (ígneo y sedimentario) y del arco interno (volcánico intrusivo y extorsivo) (Modificado de Denyer *et al.*, 2003).

3.3. Geología y tectónica de la cuenca alta del río General

En la cuenca alta del río General afloran rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, el arreglo y espacialidad de estos sustratos son reflejo de la tectónica regional. De manera particular, la zona de estudio está dividida en dos segmentos morfotectónicos que se conocen como antearco (cuencas sedimentarias del río General y Fila Brunqueña) y arco interno (Cordillera de Talamanca) (Fig.21).

Existen dos grupos litológicos importantes en la cuenca alta del río General (antearco); el primero, está representado por un sustrato detrítico heterogéneo en génesis y temporalidad. La secuencia estratigráfica de estos depósitos, está interrumpida, por el segundo tipo litológico (volcánico intrusivo y extrusivo: Mioceno y Plioceno, respectivamente); es decir, diques y chimeneas volcánicas por las cuales el magma pudo ascender a superficie.

La Cordillera de Talamanca (arco interno), está constituida por rocas plutónicas (granodioritas) del Mioceno y volcánicas (andesitas) de edad Mio-Plioceno. Hay que mencionar que en el flanco SW del conjunto montañoso, afloran lutitas y areniscas turbidíticas que se vinculan a la Formación Térraba. Del mismo modo se distingue otro grupo sedimentario que se conoce como Formación Curré (areniscas, lutitas y conglomerados). Los sustratos sedimentarios mencionados, cobran mayor importancia en superficie (afloramientos) como en espesor, al interior del antearco (Fig. 22).

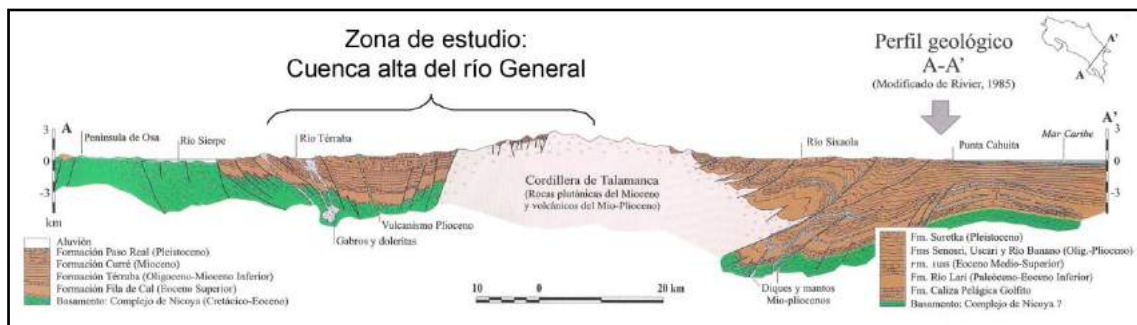


Figura 22. Perfil geológico en el extremo SE de Costa Rica: muestra los dominios litológicos involucrados en la zona de estudio (Modifica de Denyer *et al.*, 2003).

La espacialidad litológica y su arreglo neotectónico en la zona de estudio, se explican a partir del análisis del mapa geológico elaborado por Denyer y Alvarado, (2007) y una amplia revisión bibliográfica, el resultado de este trabajo se presenta a continuación (Fig. 23).

Oligoceno

Esta época se hace evidente en la Formación Térraba que se caracteriza por presentar inter-estratificaciones de areniscas finas a gruesas que se intercalan con conglomerados, brechas y capas centimétricas de lutitas-limonitas, algunas de naturaleza calcárea. Todos estos materiales son característicos de la Fila Brunqueña, se originaron en un ambiente anóxico, de ahí las coloraciones cafés, negras y verdosas de sus rocas (Alvarado *et al.*, 2009a; Alvarado *et al.*, 2009b). Estos depósitos ocupan el centro y SW del área de estudio.

La Formación Puerto Nuevo está representada por afloramientos pequeños asociados a stocks, sills y diques gabroicos (toleíticos) con diabasas, este conjunto corta la Formación Térraba (Kussmaul, 1987). El espesor de este grupo varía de 1 a 20 m y la

edad está considerado entre el Oligoceno y el Mioceno Medio (29–11,7 Ma). El afloramiento más representativo en la cuenca alta del río General, se localiza al N del poblado de La Ese, sobre la Carretera Interamericana (Denyer y Alvarado, 2007).

Mioceno

La Formación Pacacua consiste en una serie de rocas sedimentarias que incluye brechas, areniscas, tobas y lutitas inter-estratificadas. En ocasiones presentan coloraciones rojizas, verdosas y moradas. Su origen se relaciona a una deposición en ambientes marinos someros (sublitorales) con gran influencia del vulcanismo continental (Linkimer y Aguilar, 2000). Las texturas de los materiales varían de decímetros a un par de metros, mientras la madurez de los bloques cambia de subangular a subredondeado. Los cortes característicos se localizan en las cercanías de los poblados de Rivas, Monterrey y La Ese (Denyer y Alvarado, 2007; Alvarado *et al.*, 2009a).

La Formación La Cruz está integrada por rocas volcánicas del Mioceno (29-7 Ma: Denyer y Alvarado, 2007) de composición andesítica y basáltica, estas últimas con desarrollo prismático. Se localizan en poblados al N de la población de Rivas, Pueblo Nuevo, Altamira y Santa Eduvigis (Alvarado *et al.*, 2009a).

La Formación Aguacate está formada por rocas ígneas extrusivas e intrusivas; las primeras, están representadas por andesitas y piroclastos (de caída y flujos). El segundo grupo está representado por diques granodioríticos. En la zona de estudio se presenta al N de la comunidad de La Ese sobre la Carretera Interamericana.

El Grupo Co-magmático de Talamanca, se compone de cuerpos intrusivos que se localizan en la Cordillera de Talamanca, presentan alteraciones hidrotermales y metamorfismo. Se trata de gabros de olivinos, dioritas, monzogabros cuarcíferos, monzodioritas cuarcíferas, monzonitas cuarcíferas, granodioritas, tonalitas y granitos.

La mayoría de estos intrusivos son de pequeñas dimensiones a manera de stocks (< 100 km²), que podrían unirse en profundidad a un batolito. Las dataciones radiométricas ubican a estas rocas entre los 12 y 7,8 Ma: Mioceno Superior (Alvarado *et al.*, 1992; Kussmaul, 2000; Alvarado *et al.*, 2009). En recorridos a campo se han observado al interior de los valles fluviales de los cauces Buenavista y Chirripó Pacífico, donde la tectónica y erosión han descubierto los afloramientos (Fig.24).



Figura 24. Afloramiento granítico descubierto por el río Buenavista al NW de poblado de San Gerardo de Rivas.

La Formación Curré está representada por estratos de areniscas que se intercalan con capas de lutita-conglomerado y detritos volcánicos (caída y de acarreo fluvial). El origen de este grupo se vincula con un ambiente de transición marina de poca profundidad, en clima tropical y basamento blando (Linkimer y Aguilar, 2000). En algunos sectores la columna puede dividirse en las siguientes subunidades: conglomerados, lutitas y lutita-arenisca-fosilífera de grano grueso (Alvarado *et al.*, 2009b). Los afloramientos más representativos en la zona de estudio, se encuentran a lo largo de la Fila Brunqueña.

Cornubianitas, forman parte de esta época, se trata de rocas argílicas metamorizadas dispuestas en un halo alrededor de las intrusiones magmáticas. Son contemporáneas con el Grupo Co-magmático de Talamanca. Se localizan en las cabeceras de los ríos Chirripó Pacífico y Buenavista, al N de la población de Rivas, (Alvarado *et al.*, 2009a).

Plioceno

La Formación Grifo Alto se compone de lavas y piroclastos de composición basáltica, andesito-basáltica y tefrítica (Kussmaul, 2000). En el área de estudio aflora al N del poblado Siberia.

Formación Valle del General, se caracteriza por la existencia de conglomerados de guijarros y bloques, todos ellos unidos por una matriz de arcillas y arenas mal clasificadas que se intercalan con paleosuelos poco desarrollados, el espesor promedio de depósito

es de 12 m (Alvarado *et al.*, 2009a; Alvarado *et al.*, 2009b). Esta unidad tiene relación con el desarrollo de amplios abanicos aluviales, cuyo eje mayor se orienta en dirección SW, son parte del piedemonte de la Cordillera de Talamanca y presentan una morfología de rampa en donde la inclinación cambia de manera gradual. La edad que se ha establecido para estas estructuras es de 7 000 años, para los más recientes y de 45 a 65 mil años, para los más antiguos (Kesel y Spicer, 1985). Los poblados de San Isidro del General, San Pedro y Santa Ana, se localizan sobre estas superficies.

Formación Aguacate, es considerada como un segmento de vulcanismo del Plioceno y se constituye de lavas y piroclastos de composición andesítica y dacítica que pueden estar vinculadas a las últimas fases de la actividad magmática del Mioceno.

Pleistoceno – Holoceno

Depósitos glaciáricos, se trata de detritos vinculados con la acción de los glaciares. Dicho proceso estuvo activo en las cimas montañosas de la zona de estudio y las evidencias de la acción glaciár son numerosas (morrenas, superficies estriadas, crestas, circos, valles, lagos, etc). Estas morfologías se han relacionado con el último evento glacial (Wisconsin/Würm) del Pleistoceno Superior, (12,000 – 10,000 años) (Orvis y Horn, 2000).

Es común encontrar bloques de grandes dimensiones asociados a los ríos Buenavista, Chirripó Pacífico y San Pedro (Protti, 1996; Alvarado *et al.*, 2009a). Su transporte no está del todo claro, más en la superficie de estos grandes megabloques se observan estrías y *bordes piramidales* (Fig. 25).



Figura 25. Megabloque en la comunidad de Laguna, al NE de San Pedro. La longitud de su eje mayor alcanza los 12 m de longitud, presenta estrías y caras planas con evidencias de pulido glaciár (Protti, 1996).

Aluviones, se trata de detritos de origen continental o de transición (fluvio-marinos) del Cuaternario. Los primeros ocupan algunas porciones del fondo de los valles, sobre todo en los ríos que tienen su origen en la Cordillera de Talamanca. No obstante, los depósitos más importantes se localizan en las llanuras de los ríos Buenavista, Chirripó Pacífico, San Pedro, Rivas, Peñas Blancas y General (Fig. 26).



Figura 26. Llanura aluvial del río Buenavista, en las cercanías del poblado de Rivas. Nótese la variedad de tamaños en los materiales acarreados.

La influencia de la tectónica se hace evidente en la zona de estudio a partir de la presencia de sistemas de fallas normales, transcurrentes y un eje de depresión neotectónico.

Las fallas normales se dividen en dos grupos por su orientación; el primero de ellos, con rumbo NW-SE (Máquina, Naranjo, Pueblo Nuevo, Pangolín y División) y el segundo con dirección N-S: Buenavista, Payner y San Rafael.

Una falla transcurrente dextral con orientación NW-SE, inicia en las cercanías del poblado de Rivas y termina en la porción SE del territorio de estudio. Por último, el eje de depresión neotectónico, esta estructura se dispone a lo largo del borde distal de los grandes abanicos, mantiene una dirección aproximada NW-SE y presenta una rotación con dirección SW-NE (Alvarado *et al.*, 2009a; Mora y Peraldo, 2011) (Fig. 23).

En la cuenca alta del río General se han registrado al menos 7 sismos de intensidad importante desde inicios del siglo XX. Estos eventos se vinculan con fallas locales (Buenavista, División y Pangolín) y son considerados como movimientos intraplaca. Uno de los eventos de mayor importancia se presentó en 1983, el epicentro se localizó en Buenavista, al N de poblado de Rivas y alcanzó una intensidad entre VIII y IX de acuerdo con la escala de Mercalli (Boschini *et al.*, 1988; Mora y Peraldo, 2011).

En este evento, se presentó un primer sismo precursor de 5.1 en la escala de Richter, seguido por un segundo de 5.7; la intensidad en ambos casos se consideró entre VIII y XI (Mercalli) y el radio de afectación se calculó en 400 km². A consecuencia de lo anterior, tuvieron desarrollo numerosos deslizamientos y caídas que tuvieron la particularidad de orientarse de E-W por más 20 km y en sentido N-S por 5 km. Cabe destacar que la mayoría de los eventos gravitacionales, tuvieron desarrollo en regolitas muy alteradas, rocas estratificadas muy fracturadas y en cortezas de intemperismo (Leandro *et al.*, 1983; Mora y Peraldo, 2011). Los daños más significativos (sismos y procesos gravitacionales), se presentaron en las poblaciones de Buenavista, San Gerardo, Herradura y en varios

tramos de la Carretera Interamericana, el área de afectación se calculó en 200 km² (Boschini *et al.*, 1988).

La zona de estudio es un territorio heterogéneo en cuanto a litología y temporalidad. En este sentido predominan rocas con edades entre el Paleoceno y el Holoceno. El sustrato que predomina es el intrusivo (graníticos y gabroides) y los menos extendidos son los productos volcánicos efusivos del Mioceno; todos ellos ubicados en la zona de montaña. Los sedimentos del Mioceno y el Cuaternario ocupan el piedemonte, la llanura aluvial y la Fila Brunqueña.

La tectónica local imprime características propias a la cuenca alta del río General, las fallas locales favorecen un control estructural visible en el arreglo de los cauces fluviales y su actividad, propicia distintos procesos de remoción en masa. La presencia del eje neotectónico a lo largo de la llanura aluvial del río General, indica un proceso continuo de distensión de esta fosa tectónica. La interacción entre el material, tectónica y procesos modeladores es básica para establecer relaciones que se encaminen en la determinación de zonas de mayor recurrencia a procesos de ladera e inundaciones en la cuenca alta del río General.

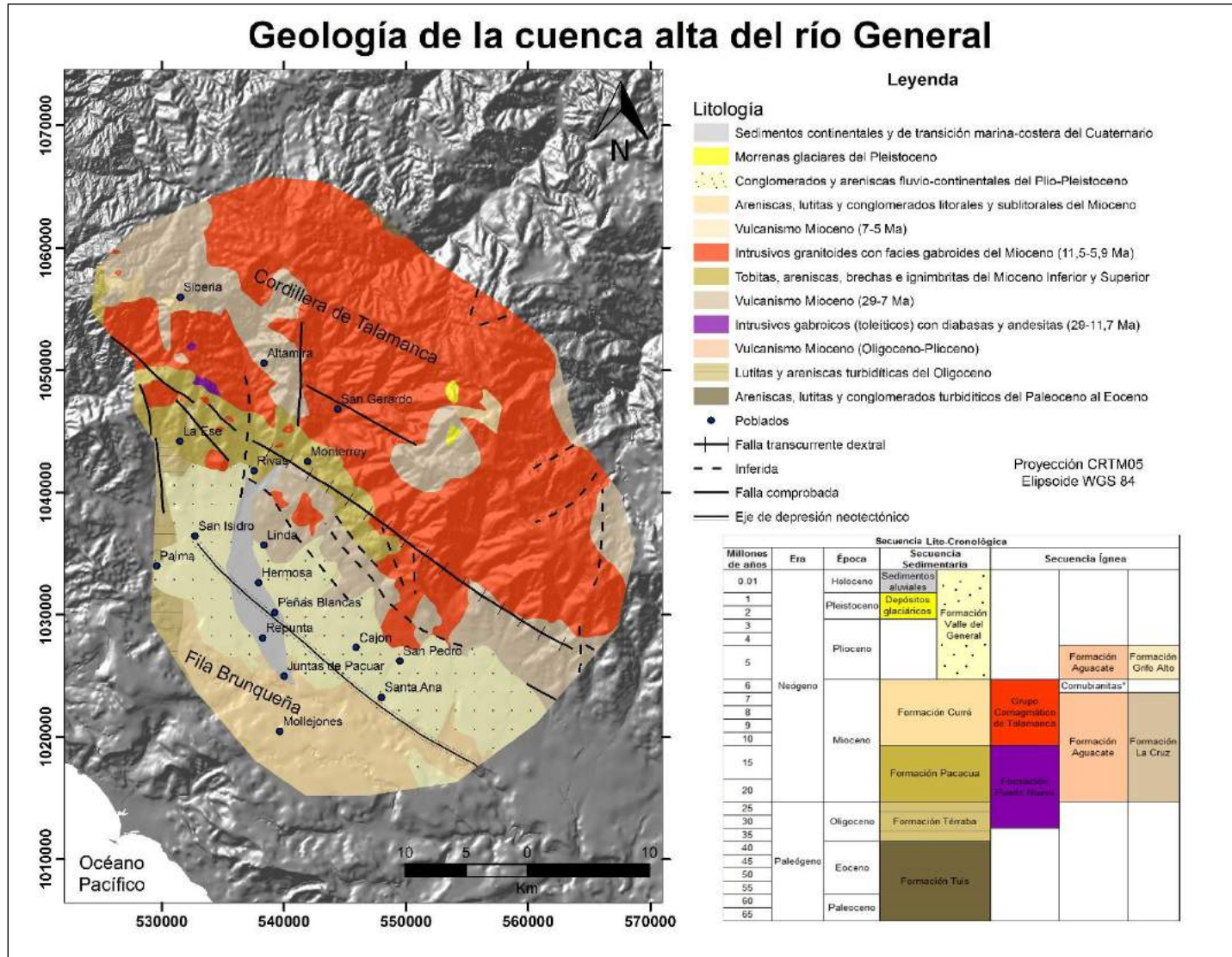


Figura 23. Mapa geológico de la Cuenca alta del río General (Modificado de Denyer y Alvarado, 2007).

CAPÍTULO IV. MORFOMETRÍA

La morfometría es la parte de la geomorfología que estudia las características cuantitativas de las formas de relieve a partir de parámetros cartográficos; cálculo de áreas, volumen, inclinación del terreno, densidad de alguna forma terrestre sobre una superficie determinada, etc. (Lugo, 2011). Todo esto con el fin de establecer una relación entre los procesos de modelado y la litología. En este sentido se reconoce que la morfometría es un importante componente en el estudio del terreno, sobre todo cuando se habla del modelado de la superficie terrestre (Huggett, 2007).

Los productos que resultan de este tipo de análisis son mapas, cada uno de ellos refleja la espacialidad de la medición realizada en las formas de relieve analizadas. Este tipo de documentos son necesarios sobre todo para entender la evolución de las laderas, la susceptibilidad del terreno a ser erosionado, así como detectar terrenos susceptibles a presentar dinámicas que pueden ser de peligro (Peña-Monné, 1997).

Los métodos morfométricos que se aplican en este estudio, siguen los criterios de Lugo (1988) y Simonov (en Zamorano, 1990). Por considerarlo pertinente y dar cumplimiento al objetivo de este apartado, la selección de los procedimientos a utilizar, se hizo con base en el análisis físico-geográfico de la zona de estudio (Capítulo 2) y de la misma forma, se tomó en cuenta el arreglo tectónico y litológico de la región (Capítulo 3). De esta manera, se decidió tomar en cuenta: altimetría, inclinación del terreno, profundidad de la disección, densidad de la disección, energía del relieve, erosión potencial y erosión total. La interpretación por separado de cada uno de los mapas y su posterior análisis integral, permitieron establecer el vínculo entre el relieve y los procesos que lo transforman o rigen su evolución.

4.1. Altimetría

El objetivo de este método es simplificar la información topográfica de la zona de estudio, a partir de un mapa que hace evidente los principales contrastes y pisos altitudinales. De esta manera, es posible identificar y delimitar unidades mayores del terreno; del análisis de estas demarcaciones, se establecen regiones geomorfológicas que tienen relación con la génesis del relieve y con los procesos que lo modelan.

En la elaboración del mapa altimétrico se utilizaron los datos (alturas absolutas) que aparecen en los mapas topográficos Vueltas, Cuericí, San Isidro y Repunta (IGN, 1972). Para esto se elaboró una cuadrícula de 1 km (escala 1: 50 000) y se capturó el valor altitudinal en cada punto de intersección. La malla de captura se elaboró tomando en cuenta el Sistema de Coordenadas Métricas de Costa Rica: Transversal Mercator 2005 (CRTM05).

La muestra que se obtuvo fue de 1,611 valores; con ellos, se elaboraron cinco mapas altimétricos cada uno con diferentes rangos (5, 7 10 12 y 15) y por tanto, distintas configuraciones en la espacialidad altimétrica. Estos documentos se analizaron bajo un criterio geomorfológico; es decir, se buscó la carta que reflejara con nitidez el mayor número de formas individuales del relieve: afluentes, terrazas, límites precisos en las planicies fluviales, ápices-abanicos, cabeceras, etc. A la par, también fue revisada la distribución de los datos en los cinco histogramas obtenidos. Como resultado de este proceso, la cartografía que se seleccionó fue la que agrupa los valores en 12 intervalos, una vez identificado se obtuvo el mapa altimétrico de la región de estudio (Fig.27).

Mapa altimétrico

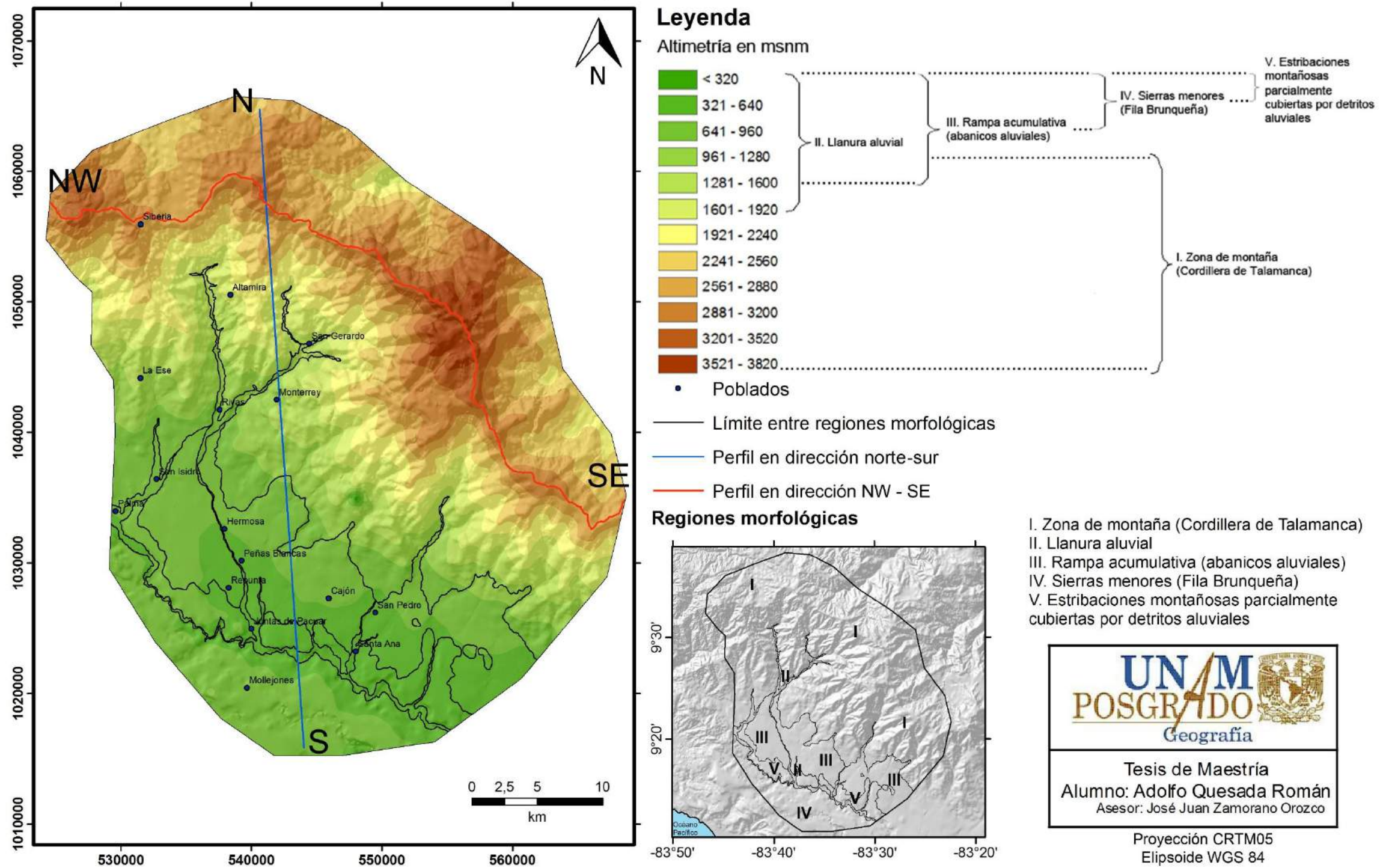


Figura 27. Mapa altimétrico. Por medio de este mapa se delimitaron las regiones morfológicas de la cuenca alta de río General: I) Zona de montaña (Cordillera de Talamanca); II) Llanura aluvial; III) Rampa acumulativa (abanicos aluviales); IV) Sierras menores y V) Estribaciones montañosas cubiertas por detritos aluviales. Las líneas roja y azul muestran la trayectoria de los perfiles topográficos; y la negra, corresponde a los límites entre unidades.

Cabe mencionar que el relieve que caracteriza la zona de estudio es heterogéneo en altitud; es decir, en distancias muy cortas existen desniveles muy marcados, estas características se reflejaron en todos los histogramas incluso en el que se seleccionó, por eso el criterio de mayor peso fue el geomorfológico.

El punto de partida en la delimitación de unidades mayores del relieve en la zona de estudio, fue el mapa altimétrico y su análisis se acompañó de un modelo de elevación del terreno (MDT) y la consulta repetida del mapa de pendientes. A partir de esta interacción se logró definir y entender la distribución de las siguientes regiones: I) Zona de montaña (Cordillera de Talamanca); II) Llanura aluvial; III) Rampa acumulativa (abanicos aluviales); IV) Sierras menores y V) Estribaciones montañosas cubiertas por detritos aluviales (Fig. 27).

Hay que mencionar que los límites entre unidades se verificaron en campo, en algunos casos se hicieron cambios mínimos y poco significativos, lo que permite valorar el resultado obtenido de este primer mapa, como correcto y cercano a la realidad.

El perfil norte-sur tiene la finalidad de vincular en la vertical la altitud y la expresión morfológica de cada región (Fig. 27 y 28). La zona de montaña (Fig. 27.I) se presenta de los 1000 msnm en adelante, en este segmento se observan varias rupturas de pendiente que pueden asociarse con formas de relieve específicas como valles fluviales o glaciares, en los niveles más altos. También es posible que manifiesten variaciones en la litología o existencia de fallas.

La rampa acumulativa (abanicos aluviales) se distingue por presentar una inclinación gradual de su superficie (Fig. 27.III); no obstante, pueden presentar resaltes en su porción más distal, estos pequeños salientes se interpretan como la cima de una estructura mayor que ha quedado sepultada por potentes capas detríticas provenientes de continuos acarreos fluviales (abanicos aluviales).

Las estribaciones montañosas parcialmente cubiertas por detritos aluviales, es una región con variaciones altitudinales poco significativas, en el perfil aparece como una superficie subhorizontal que podría considerarse como la continuación de la unidad anterior; a no ser porque en esta zona, la superficie es más rugosa debido a la existencia de una mayor densidad de cauces (Fig. 27.V).

La llanura aluvial se ha desarrollado en un amplio valle fluvial de fondo plano, que es el principal colector fluvial de esta cuenca (río General). Su apariencia es la de una fosa tectónica que se dispone en dirección NW-SE y ocupa todo el sector sur de la zona de estudio (Fig. 27.II).

Las sierras menores (Fila Brunqueña) es la última unidad que aparece en el perfil y como principal característica es la existencia de un intenso modelado fluvial, lo que hace suponer que se trata de estructuras antiguas, en donde la acción fluvial ha tenido el tiempo suficiente para excavar profundos valles y desarrollar un drenaje denso y bien integrado; esta unidad, marca el límite sur de la zona de estudio (Fig. 27.IV).

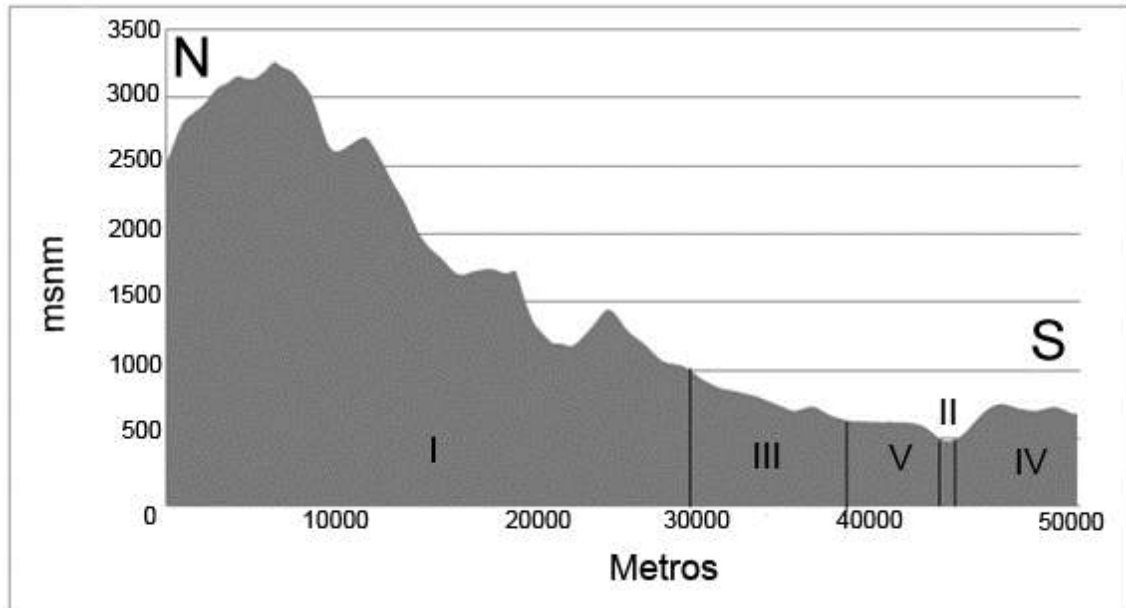


Figura 28. Perfil topográfico dispuesto en dirección N-S, donde se muestra la posición altitudinal de las regiones morfológicas en la porción central de la cuenca alta del río General: I. Zona de montaña (Cordillera de Talamanca); III. Rampa acumulativa (abanicos aluviales); V. Estribaciones montañosas parcialmente cubiertas por detritos aluviales; II. Llanura aluvial; IV. Sierras menores (Fila Brunqueña). El trazo del perfil en planta se visualiza en color azul en la Fig. 27.

I. Zona de Montaña (Cordillera de Talamanca)

Es una región escarpada en donde la altitud varía de 640 a 3 820 msnm; este valor corresponde a la cima del Cerro Chirripó (el punto más alto del país). El conjunto montañoso se orienta de NW-SE y ocupa el sector centro-norte de la zona de estudio. A nivel regional estas elevaciones representan una pequeña porción del sector SE de la Cordillera de Talamanca, uno de los sistemas montañosos más importantes de Costa Rica.

La morfología de este territorio se caracteriza por presentar cimas agudas y vertientes heterogéneas en longitud, geometría y orientación. Otro de sus rasgos, es la presencia de numerosos y marcados desniveles que definen laderas escarpadas y profundos valles (Fig. 28); ambas formas, modeladas sobre granitos miocénicos, que en general es el sustrato que predomina.

El perfil topográfico que tiene como trazo el parteaguas continental (Fig. 27: en rojo), muestra profundos valles que separa interfluvios con distinta expresión morfológica; cada una de estas configuraciones, define un sistema de bloques que se relaciona con la amplitud e intensidad de los movimientos neotectónicos y el mecanismo de formación. Con un solo perfil no es posible caracterizar la formación estructural del relieve; pero si fue posible reconocer los siguientes arreglos morfoestructurales (Fig. 29): A. Cerro Buenavista: lineal de horst en bóveda basculado; B. Cerros Cuericí: lineal de horst escalonado y basculado; C. Cerro Chirripó: isométrico de bloques escalonados y D. Cerro Ena: lineal de horst en bóveda basculado (Hernández-Santana *et al.*, 1994).

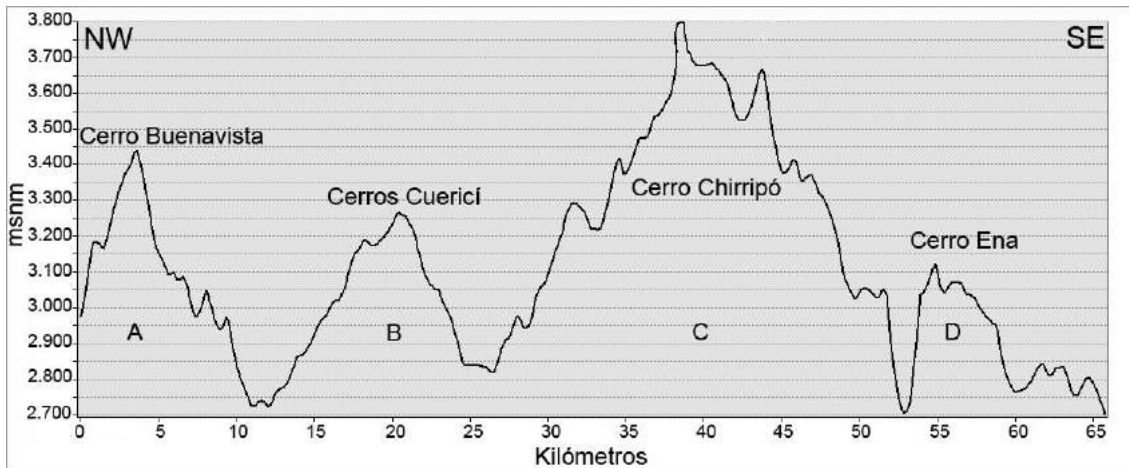


Figura 29. Perfil topográfico sobre el parteaguas continental (Fig. 27: en rojo), muestra los constantes y variados contrastes altitudinales.

Por último hay que mencionar que en la zona de montaña y por encima de los 3 500 msnm, existen rasgos morfológicos que dan cuenta de la presencia de modelado glaciar que tuvo desarrollo durante el Pleistoceno y se continuó hasta hace unos 12 000 – 10 000 años (Orvis y Horn, 2000; Bergoeing, 2007; Castillo-Muñoz, 2010). En estos terrenos se reconocieron circos y valles glaciares, morrenas (de fondo, laterales, frontales y colgadas), superficies pulidas, estriadas, aborregadas o con morfología de lomo de ballena y lagos (tarns).

II. Llanura aluvial

Representa la región más deprimida de la zona de estudio, se dispone entre las cotas de 320 a 1 920 msnm; inicia en la zona montañosa como un lecho amplio integrado a los valles intermontanos, conforme el cauce desciende hacia las partes bajas, esta unidad incrementa su amplitud hasta adoptar una morfología subhorizontal y por tanto mantener una inclinación mínima. Estas condiciones son tan persistentes que en la porción sur de la zona de estudio, llegan a ser la característica principal de los ríos Buenavista, Chirripó Pacífico, Pacuar y General.

La llanura aluvial tiene desarrollo sobre diferentes sustratos, con esta característica se puede dividir en tres segmentos; el primero, ocupan terrenos que están por encima de los 960 msnm. En estas superficies no presentan gran amplitud y tienen desarrollo sobre materiales granitoides con facies gabroides del Mioceno, así como en tobas, areniscas, brechas e ignimbritas.

El segundo sector se localiza entre los 600 y 960 msnm, en estos terrenos los sustratos que predominan son detríticos y se asocian con la existencia de amplios abanicos proluviales del Plio-Pleistoceno; pero también, afloran sedimentos continentales y de transición marina-costera del Cuaternario. Hay que mencionar que la susceptibilidad del material a la erosión fluvial, favorece el crecimiento de las llanuras en la horizontal (amplitud).

La última región asociada con el desarrollo de las llanuras aluviales, se localiza entre 320 y los 600 msnm, en este sector afloran areniscas, conglomerados y lutitas miocénicas (Denyer y Alvarado, 2007). Si bien el sustrato es competente a la erosión fluvial, su papel es secundario. En este sector el desarrollo y disposición de las planicies aluviales, está controlado por el trazo de los sistemas disyuntivos y la disposición de los ejes neotectónicos.

III. Rampa acumulativa (abanicos aluviales)

Se trata de una superficie poco inclinada que inicia desde los 320 y termina de manera aproximada en los 1 600 msnm. Esta rampa se ha formado a partir de la coalición o yuxtaposición de abanicos aluviales de grandes dimensiones, en la mayoría de los casos es posible reconocer de manera individual los límites de cada estructura; todo el conjunto, presenta una orientación preferencial NW-SE.

Los materiales que constituyen la rampa son relativamente recientes y poco consolidados, por un lado se tienen conglomerados y areniscas fluvio-continuales del Plio-Pleistoceno como el sustrato principal que constituye los abanicos que se localizan en el sector NW; mientras los que se disponen en la porción SE, se conforman por sedimentos continentales y de transición marina-costera (Kesel y Spicer, 1985; Denyer y Alvarado, 2007). La existencia de una morfología bien conservada en cuatro de las grandes estructuras; confirma para ellas, una edad relativa reciente.

IV. Sierras Menores (Fila Brunqueña)

Esta unidad se integra a partir de sustratos sedimentarios que se originaron a partir de periodos de sedimentación marino-costeros del Oligoceno-Mioceno (Denyer y Alvarado, 2007). Se caracteriza por ser un sistema montañoso de poca altitud (320 a 960 msnm), no obstante existen desniveles profundos y escarpados que forman parte de numerosos valles fluviales; de todos ellos, destacan el Pacuar y el General. En conjunto los ríos que tienen desarrollo en esta unidad presentan un patrón dendrítico muy denso, lo que evidencia un proceso erosivo intenso que en algunos sitios llega a magnificarse por modificar el uso de la tierra.

V. Estribaciones montañosas parcialmente cubiertas (detritos proluviales)

Se presentan a manera de alveolos independientes que se alinean en el centro-sur del área de estudio, con un dirección preferencial NW-SE y están formadas por detritos del Mioceno y el Plio-Pleistoceno (Denyer y Alvarado, 2007). La altitud varía desde los 320 a los 640 msnm; no obstante, algunas de ellas sobrepasan los 700 msnm.

Esta unidad tiene su origen en el apilamiento de capas de detritos vinculados con la existencia de antiguos abanicos aluviales; esta estructura representa el basamento donde se sobrepone la unidad III (rampa acumulativa: abanicos aluviales). La morfología que predomina a lo largo de la frontera con la llanura aluvial es abrupta, a manera de frente montañoso; mientras en sentido opuesto, hacia el norte, el contacto con la unidad III ocurre en forma de cubierta o de manto, lo que favorece que no existen cambios altitudinales de consideración y que predomine una inclinación del terreno de 7 grados.

El área que ocupan las regiones morfológicas en porcentaje es el siguiente: I. Zona de montaña es la más extensa con 71 %; III. Rampa acumulativa (abanicos aluviales) ocupa el 14%; IV. Sierras menores representan el 8%; el 4% lo tiene la V. Estribaciones montañosas parcialmente cubiertas por detritos aluviales y por último, la II. Llanura aluvial con un 3% del total del área de estudio (Fig. 30).

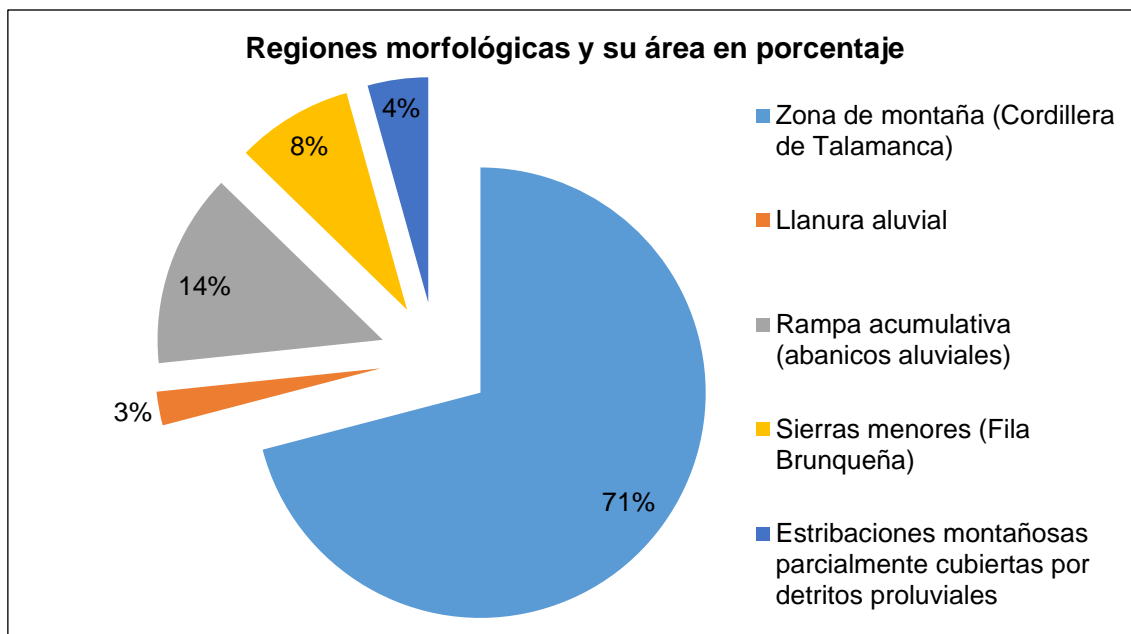


Figura 30. El relieve montañoso ocupa el 79% (regiones: I; IV y V); en contraste, los terrenos inclinados y subhorizontales representan el 17 % (regiones II y III).

La importancia de la tectónica y el vulcanismo se refleja en la variedad y disposición de los terrenos serranos en el territorio que se estudia. Estas características morfológicas, sumadas con las condiciones del clima de la región, hacen suponer la existencia de procesos erosivos-acumulativos tan puntuales como los fluviales-gravitacionales y de inundación-sedimentación en zonas inclinadas y subhorizontales.

El relieve de montaña representa el 79% de la zona de estudio, este dato se obtuvo de la suma de los porcentajes de las unidades: I; IV y V; el resultado, hace evidente la importancia que han tenido los procesos endógenos, (tectónica y vulcanismo) a lo largo de la historia geológica de este territorio. También es posible deducir la existencia aunque de manera indirecta, de procesos erosivos asociados con la acción fluvial, glacial y gravitacional; todos ellos, vinculados con la morfologías serranas. En consecuencia y en este contexto, la sedimentación es de esperarse y en este sentido las regiones involucradas son la II y III; ambas representan el 17 % de las zonas de sedimentación (rampas y llanuras aluviales).

4.2. Inclinación del terreno

El mapa de pendientes tiene como fin representar y clasificar las laderas en grados de inclinación (rangos), con el objetivo de establecer la relación entre la dinámica de la ladera, morfología y su arreglo (estructura geológica). Todo esto con el objetivo de reconocer superficies susceptibles a desarrollar procesos gravitacionales y de erosión.

La esencia de este documento consiste en transformar la distancia que existe entre curvas de nivel a valores de pendiente, ya sea en grados o porcentaje. Para realizar este mapa se transforman las curvas de nivel a valores de pendiente, sea en grados o porcentaje, de acuerdo con la siguiente función:

$$\text{Pendiente} = \text{distancia vertical} \div \text{distancia horizontal} \times \text{tangente} -1$$

Sin embargo, en este trabajo los datos fueron procesados mediante un Sistema de

Información Geográfica (ArcGIS: 10), a partir de la extensión Slope se obtuvieron 5 cartografías, cada una con diferentes rangos de inclinación. Estos documentos fueron comparados de manera individual con la topografía, altimetría y las regiones morfológicas (Fig. 27).

En este análisis se buscó el mapa en donde las unidades mayores del relieve (Fig.27), quedaran representadas de la mejor manera y al mismo tiempo fuera posible reconocer al interior de cada una de ellas, formas menores como terrazas; abanicos; rupturas de pendiente (escarpes); circos fluviales; cuencas glaciares; ápices; valles en V o de fondo plano; parteaguas y el mayor número de afluentes. Con base en lo anterior se eligieron los siguientes rangos de inclinación del relieve: $< 7^{\circ}$; 8° - 15° ; 16° - 25° ; 26° - 35° ; $> 36^{\circ}$ y su respectiva representación espacial (Fig. 31).

Para la interpretación y análisis, los índices de inclinación del terreno se dividieron en tres grupos y en este proceso se tomaron en cuenta las regiones morfológicas (Fig. 27), se obtuvo en siguiente resultado: Bajos $< 7^{\circ}$ - 15° ; Medios 16° - 25° y Altos $> 26^{\circ}$.

Valores bajos ($< 7^{\circ}$ - 15°)

Este grupo se integra por dos rangos, el primero ($< 7^{\circ}$) caracteriza los terrenos subhorizontales y con inclinación homogénea y gradual (II. Llanura aluvial y III. Rampa acumulativa: abanicos aluviales); no obstante también son comunes en la región morfológica: IV (Estribaciones montañosas parcialmente cubiertas por detritos aluviales).

Su presencia y arreglo en la zona de estudio, se puede interpretar de dos formas; la primera, se vincula con la existencia de superficies de erosión de origen ígneo intrusivo (Mioceno) y con morfología subhorizontal, que afloran en superficie por la acción de los procesos exógenos. La segunda variante, tiene que ver con procesos de sedimentación muy activos que definen formas de relieve con expresión homogénea: abanicos y llanuras aluviales (Plioceno y del Cuaternario); así como, superficies interfluviales amplias.

El segundo rango que integra este grupo (7° a 15°), tiene presencia en la periferia de la zona de montaña (premontaña), en los terrenos cimeros o interfluviales, en el fondo de amplios circos erosivos y en serranías de poca altitud.

Valores medios (16° - 25°)

Este rango se dispone en el sector marginal de la zona de montaña, tanto en la vertiente pacífica como atlántica, se considera un rango que se puede vincular con la transición entre relieves serranos y los de morfologías más homogéneas. En la Fila Brunqueña (región morfológica: IV), al sur de la zona de estudio, la presencia de estos índices evidencia una estructura sin cambios altitudinales marcados, superficies interfluviales amplias en donde la cima presenta geometrías convexas o subhorizontales.

Valores altos (26° - 36°)

Este grupo integra dos rangos, el primero (26° - 35°) se dispone sobre laderas montañosas consideradas como intermedias; es decir, las que se localizan entre la premontaña y las más cercanas a la cima.

Las laderas intermedias son prácticamente el relieve de montaña, en la zona de estudio; y tienen como característica principal, la heterogeneidad tanto litológica,

morfológica (geometrías, rupturas de pendientes, desniveles, etc.) y morfométrica (alturas absolutas o relativas, orientación, longitud, aéreas, etc.).

El último rango de este grupo ($>36^\circ$) representa las laderas altas; es decir, las que conforman los circos de erosión o cabeceras, tanto de origen fluvial como glacial. Estas formas, tienen mayor desarrollo al sur, en la vertiente pacífica. Otras formas de relieve que se asocian con esta inclinación, son los escarpes erosivo-fluviales y los de falla o tectónicos.

El mapa de inclinación del terreno permite deducir y zonificar en una primera aproximación la dinámica gravitacional; también es posible, identificar formas del relieve que se asocian con la acción erosiva-acumulativa fluvial.

Inclinación del terreno

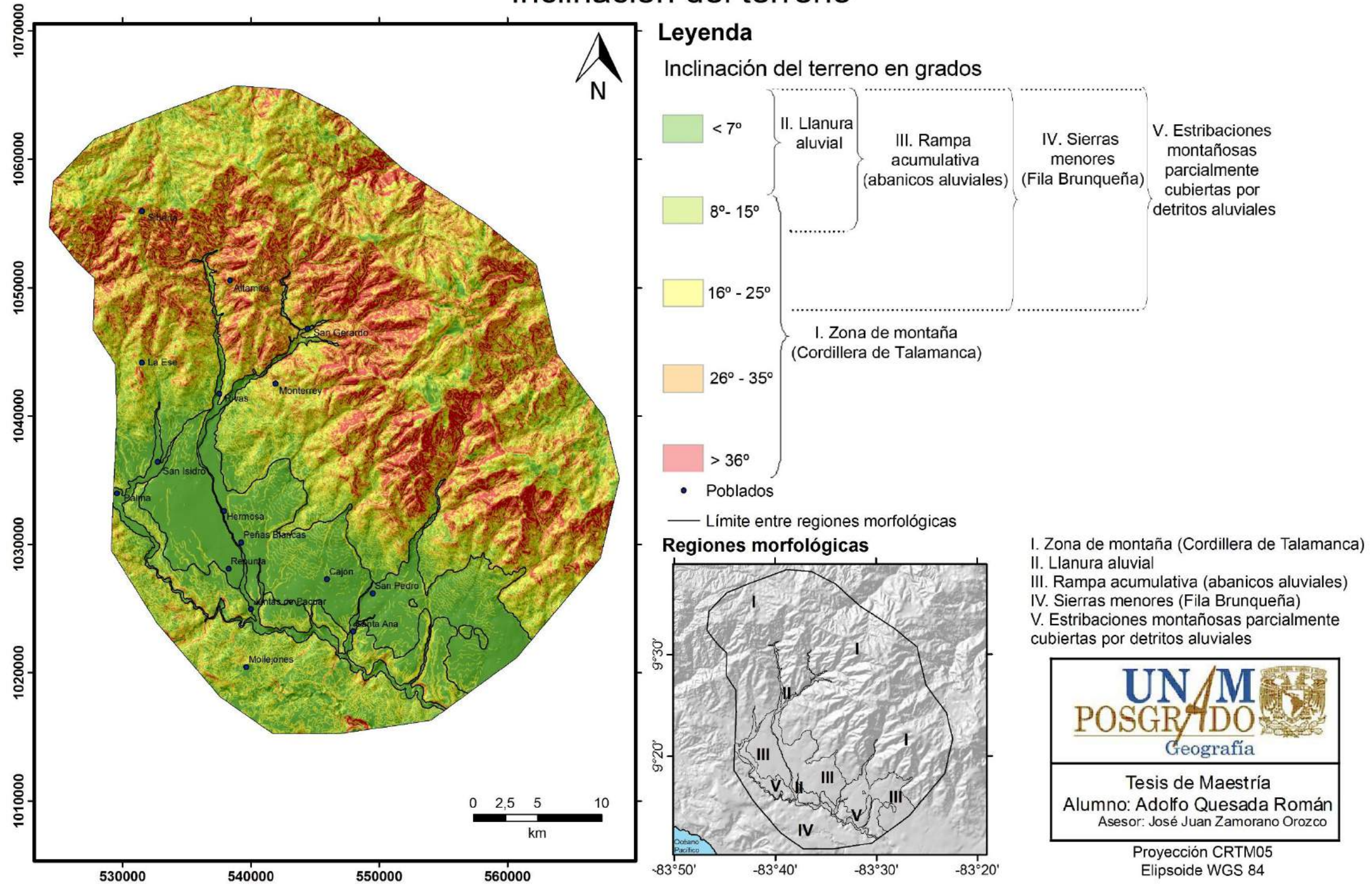


Figura 31. Los rangos de inclinación del terreno presentan correspondencia con las regiones morfológicas.

4.3. Densidad de la disección

La cartografía que se obtiene de este método permite identificar la intensidad de la erosión fluvial en una área determinada (Lugo, 1991), de esta manera se hacen evidentes territorios con mayor o menor grado de disección. A través de este mapa, es posible analizar de manera objetiva los dos factores que condicionan la existencia del drenaje. El primero de ellos tiene que ver de manera directa con el relieve, en este grupo se considera el tipo de roca, la estructura geológica, la existencia y densidad de estructuras disyuntivas, inclinación de laderas y la compactación de los materiales, entre los más importantes. Los segundos; los indirectos, dependen de las condiciones climáticas y se considera la precipitación estacional (temporada húmeda del año) y extraordinaria (ciclones y frentes fríos).

Como primer paso en la elaboración de este mapa, se marcó a detalle la red fluvial sobre un mapa topográfico escala 1:25 000; después se midió la longitud de cada cauce, en áreas de 1 km² usando un curvímetro convencional. Los valores obtenidos en cada superficie, se capturaron con el fin de interpolarlos usando el método IDW (Inverse Distance Weighting) de ArcGIS 10, dado que fue el procedimiento que representó mejor la dinámica de las regiones morfológicas del área de estudio (se compararon IDW, Nearest Neighbor, Spline y Kriging en todas las variables morfométricas). El resultado fue un mapa de isolíneas que representan tres rangos con valores en km/km²: < 5; 5 - 7 y 7 - 11 (Fig. 32).

Valores bajos (< 5 km/km²)

Los territorios con menor desarrollo de cauces se asocian con los terrenos interfluviales (parteaguas), en donde la geometría e inclinación de la cima favorecen la dispersión del agua y con ello la erosión laminar. De ahí que los valores en el mapa, tengan una distribución condicionada con la posición de las máximas alturas y con los parteaguas más continuos. En la medida en que la pendiente se incrementa (fuera de la zona interfluvial), los cauces comienzan a formarse.

En el centro sur y con dirección NW (zona de estudio), se hace evidente un territorio con bajo desarrollo de cauces. Se trata de un amplio abanico aluvial activo en la actualidad y forma parte de la región morfológica: III (Rampa acumulativa: abanicos aluviales).

Se trata de una extensión considerable que forma parte de la rampa acumulativa (Región morfológica: III); en particular se trata de un abanico aluvial activo, en donde los continuos acarreos (detritos fluviales) sepultan los canales formándose en temporadas de lluvia anteriores, para formarse nuevos. Esta dinámica se ve favorecida por una inclinación del terreno que no supera los 7° de inclinación, así como por la morfología convexa de la estructura que no favorece el desarrollo de una red fluvial fija o permanente.

La dinámica y la morfología que existe en este sector, lo evidencian como la zona más reciente de la de la rampa acumulativa (Región morfológica: III); en este marco, se considera que su desarrollo no tiene más cien años (Kesel y Spicer, 1985).

Valores medios (5 - 7 km/km²)

Este rango ocupa un área importante en la zona de estudio y hay que hacer notar que los datos presentan una distribución espacial continua, sin un arreglo aparente y sin importar la diferencia genética entre las cinco regiones morfológicas en las que está

dividida la zona de estudio. Estas características pueden explicarse a partir de la existencia de continuas y significativas cortezas de intemperismo, que han tenido desarrollo como respuesta a condiciones de temperatura y humedad constantes, a largo plazo, en este territorio. Estas condiciones no incluyen las unidades morfológicas: II y III; en ambos casos, la génesis está relacionada con acarreo fluviales (detritos) y representan las unidades más jóvenes.

La acción del intemperismo se identifica por la presencia de rocas alteradas y detritos, en ambos casos se trata de materiales poco consolidados y competentes para el desarrollo de drenajes bien desarrollados que responden a las condiciones climáticas de la región. A este contexto se puede agregar la existencia de varios sistemas de fallas y fracturas que se reconocen por el control que ejercen en la dirección, profundidad y configuración de los cauces.

Valores altos (7 - 11 km/km²)

El intervalo más alto se reconoce en las cumbres o muy cerca de ellas en la región morfológica I: zona de montaña (Cordillera de Talamanca), es decir caracteriza laderas homogéneas en litología; pero, heterogéneas en morfología, orientación, longitud, inclinación. Estas condiciones favorecen el desarrollo de densas redes de drenajes dendríticos lo que indica, en la mayoría de los casos, la existencia de un relieve transformado o que ha perdido sus rasgos primarios.

Los cauces necesitan tiempo para emplazarse, integrarse y después densificarse; por tanto, los patrones dendríticos muy densos hacen suponer que las superficies que los soportan, han pasado por periodos de tiempo muy largos expuestas a los procesos de erosión fluvial. Por tanto se trata de terrenos donde la acción de los ríos ha transformado la morfología original del relieve. Bajo este principio se puede considerar una edad relativa mayor, para estas zonas. En este marco y con el fin de obtener una interpretación cercana a la realidad, se deben considerar, a la par, factores como el clima, la competencia del sustrato a la erosión, la permeabilidad de la roca y la presencia de estructuras disyuntivas entre otros.

Los valores < 5 km/km² se localizan en amplias superficies interfluviales y en las principales cimas (región morfológica: I); también se observa en el extremo NW de la rampa acumulativa (región morfológica: III). El rango de 5 - 7 Km/km² se presenta en toda la zona de estudio, sin importar las diferencias genéticas que existen entre las cinco unidades mayores del relieve. Por último, el grupo de 7 - 11 Km/km² ocupa los sectores más altos de la Cordillera de Talamanca: NW (región morfológica: I) y la Fila Brunqueña: S-SW (región morfológica: IV).

El mapa de densidad de la disección de alguna manera evidencia zonas de mayor o menor erosión. La concentración de cauces se vincula con valores de precipitación que están por encima de 2 500 mm (promedio anual), la existencia de un sustrato poco consolidado y alterado (cortezas de intemperismo), la presencia de estructuras disyuntivas, grandes aéreas sin cambios litológicos significativos y una morfología heterogénea.

Densidad de la disección

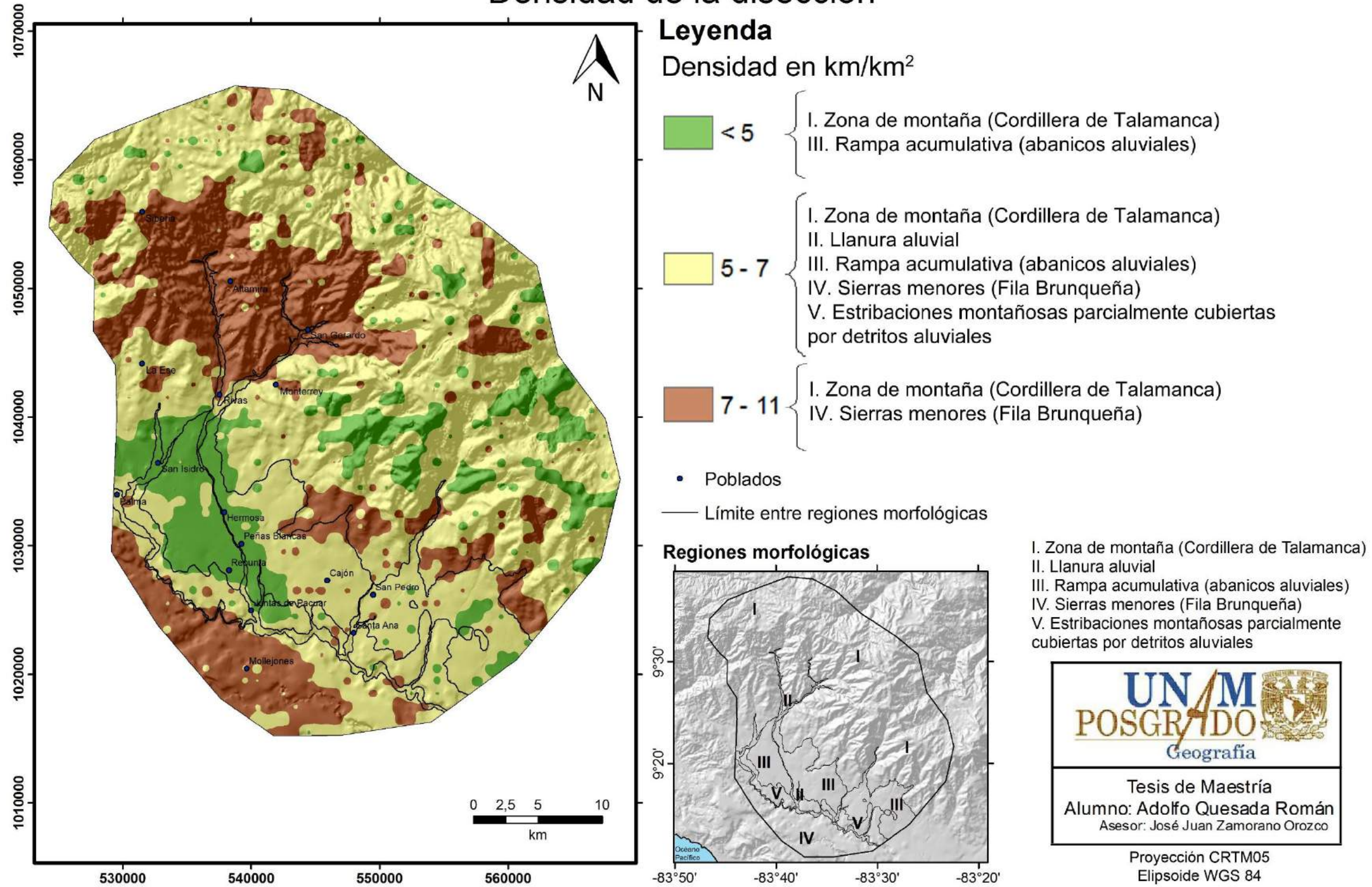


Figura 32. Densidad de la disección.

4.4. Profundidad de la disección

Con este método se valora la erosión fluvial en la vertical, para ello se toma en cuenta la distancia que existe entre el talweg y la ruptura de pendiente más próxima y representativa de la ladera inferior del valle (Zamorano, 1990). Los factores que favorecen este proceso son los mismos que en el caso anterior, más en el análisis tienen mayor peso las estructuras disyuntivas, los contactos geológicos o geomorfológicos; todos ellos, al ser estructuras de debilidad permiten que los ríos profundicen su cauce.

La lectura de la información se realizó en la base topográfica utilizada en los casos anteriores (1: 50 000), el área de muestreo fue respetada (1km²) y la interpolación de datos, se hizo por el método Natural Neighbor (ArcGis 10) y el resultado, fue un mapa configurado a partir de isolíneas cada 20 metros. Con el fin de lograr objetividad en el análisis, los datos se agruparon en los siguientes rangos expresados en metros: < 20; 20-60 y > 60 (Fig. 33).

Valores bajos (< 20 m)

Son característicos de la rampa acumulativa, las estribaciones montañosas y la mayor parte de la llanura aluvial (regiones morfológicas: III; V y II; respectivamente). En el primer y segundo caso, el decremento de la profundidad se explica por la existencia de un terreno que no favorece la erosión vertical por presentar una morfología homogénea en cuanto a pendiente (< 7° de inclinación) y altitud; no obstante, los ríos inciden sobre sustratos detríticos poco consolidados (abanicos aluviales). Esta característica sumada a la cercanía de la costa pacífica (nivel base), provoca que los cauces que se disponen sobre la llanura aluvial no profundicen, al contrario depositen su carga.

Estos valores también están presentes en la zona de montaña (región morfológica: I), pero no son significativos, aparecen como zonas aisladas que se asocian a interfluvios amplios o las cimas principales.

Valores medios (20 - 60 m)

Este rango es característico del relieve montañoso, donde la erosión vertical aprovecha fracturas, fallas y contactos litológicos para ganar profundidad. En la Cordillera de Tamanca (región morfológica: I), los ríos excavan valles profundos sobre sustratos intrusivos y extrusivos del Mioceno; mientras en la Fila Brunqueña (región morfológica: IV), profundizan en areniscas, lutitas y conglomerados del Oligoceno y el Mioceno (Denyer y Alvarado, 2007).

Valores altos (> 60 m)

Definen áreas pequeñas localizadas en la zona de montaña (región morfológica: I), su espacialidad está asociada con los afloramientos granitoides del Mioceno (Denyer y Alvarado, 2007), por tanto es discontinua. Estas superficies presentan una inclinación que superan los 25° y se disponen desde la cota de los 1000 msnm. Otra característica, es la existencia de densos sistemas de fracturas y fallas que se orientan N-S y NW-SE. La presencia de estos arreglos disyuntivos debilitan el sustrato, hecho que aprovechan los ríos para profundizar sus valles.

La profundidad de la disección, hace evidente la influencia de las estructuras disyuntivas en la dinámica erosiva y acumulativa del relieve. Las regiones

morfológicas: II; III y V concentran los valles menos profundos (< 20 m). El segundo rango (20-60 m), es característico de las unidades: I y IV. Mientras los de mayor profundidad (>60 m), en la Cordillera de Talamanca (región morfológica: I). En este marco hay que considerar que el crecimiento de los valles en la vertical, en la mayoría de los casos, provoca inestabilidad en las laderas y por tanto la existencia de variados procesos gravitacionales. Por otro lado, la sedimentación cobra importancia en la medida que la inclinación del terreno disminuye, en estas condiciones los ríos no profundizan; al contrario, los valles desarrollan morfologías subhorizontales por colmatación de su fondo. Cuando estas condiciones existen, los ríos tienden a obstaculizarse ellos mismos al depositar sus acarreos en su propio lecho (llanuras aluviales), lo que retarda la circulación del escurrimiento. En temporada de lluvias o evento meteorológico extraordinario, la inundación tiene mayor probabilidad de presentarse en este tipo de morfologías.

Profundidad de la disección

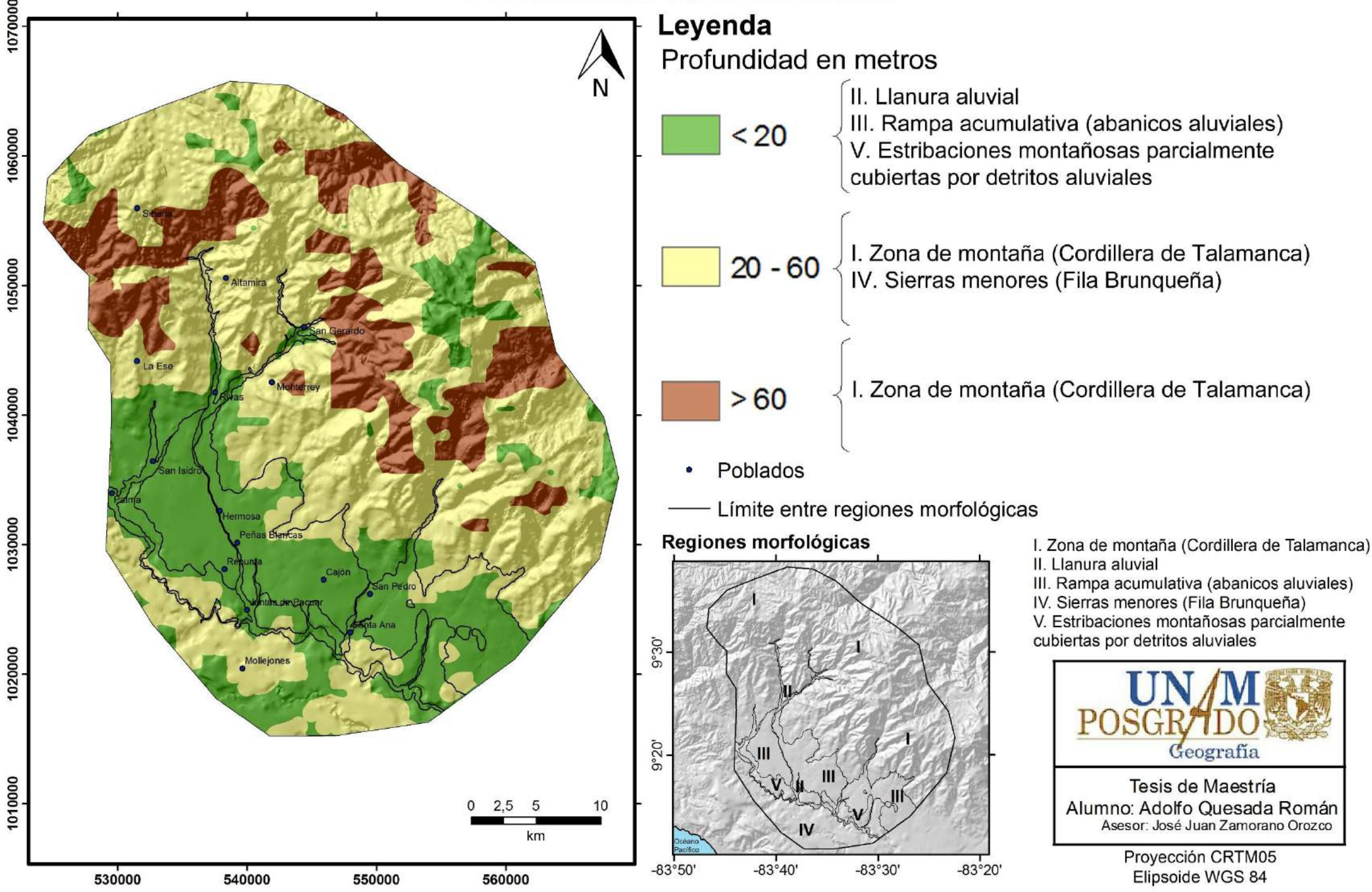


Figura 33. Profundidad de la disección.

4.5. Energía del relieve

El objetivo de este método es manifestar el potencial erosivo al que puede estar sujeto el relieve (Lugo, 1991). También es considerado como un indicador para comparar la actividad endógena y exógena (Alvarado-González, 2003). Pero esta interacción no se visualiza de manera directa. Esto se logra a partir del análisis integral de toda la cartografía morfométrica; de este modo es posible evidenciar áreas potenciales y susceptibles a magnificar procesos fluviales y gravitacionales (Galván-García, 2012).

La energía del relieve es un elemento más de análisis y en esta labor, la información se obtuvo directamente del mapa topográfico (1: 25 000), en donde el área de muestreo fue respetada (1 km²). El proceso consiste en restar el valor altitudinal mínimo al máximo de esta manera se elaboró una matriz de puntos que fue interpolada por el método Kriging (ArcGis: 10). De este modo se obtuvo un mapa de isolíneas que muestran los desniveles que existen en el terreno. El arreglo espacial de los datos tienen una clara relación con las cinco regiones morfológicas, los valores se agruparon en los siguientes rangos: < 60 m; 60 – 400 m y 400 – 900 m (Fig. 34).

Valores bajos (< 60 m)

Este rango ocupa la mayor parte de la rampa acumulativa en su sector NW (región morfológica: III); lo contrario sucede hacia el SE, con esta orientación los datos va perdiendo continuidad, llegan a ocupar los sectores distales de los abanicos e incluyen áreas importantes de las estribaciones montañosas (región morfológica: V). El carácter exógeno-acumulativo de la unidades del relieve involucradas no permite la existencia de desniveles topográficos marcados. No obstante, la distribución espacial de la información, es paralela al eje neotectónico que controla la depresión del río General (Denyer y Alvarado, 2007). El desnivel que existe entre la llanura aluvial y las áreas marcadas en el mapa con este intervalo, evidencian escarpes cuyo origen pueden ser de falla o de erosión, esto se deduce por los elementos involucrados en este sector.

Valores medios (60 - 400 m)

Se distribuyen en la mayor parte de la zona de montaña, pero no incluye el sector central de la Cordillera de Talamanca (región morfológica: I). También se presentan en el sector proximal (ápices) de los abanicos aluviales (región morfológica: III); de igual forma, incluyen la mayor parte de las estribaciones montañosas, la llanura aluvial y las sierras menores (regiones morfológicas: V; II y IV, respectivamente).

El incremento en el desnivel se puede explicar a partir de la existencia de una dinámica erosiva con influencia tectónica. En este sentido este intervalo pone en evidencia formas de relieve concretas como la existencia de circos de erosión o cabeceras fluviales, resaltes asociados a cambios en la litológica (erosión diferencial), escarpes de falla y laderas de valles profundos.

Valores altos (400 - 900 m)

Son característicos de la zona de montaña, los índices se disponen en la misma dirección del parteaguas continental NE-SE; es decir, ocupan las superficies interfluviales (región morfológica: I). La existencia de marcados desniveles topográficos, se explican a partir de la alternancia de litologías con diferente competencia a la erosión que fue aprovechada por la acción del hielo (los glaciares), que modelaron en este terreno amplias depresiones circulares (circos glaciares), escarpes en gradería, paredes a plomo, escalones (descansos glaciares) y aristas.

Una vez que estas masas gélidas se retiraron, la acción fluvial se emplazó sobre estos relieves.

En la zona de estudio, se puede afirmar que los valores altos indican la posibilidad de modificaciones a la morfología original por fuerzas exógenas de gran dinámica; por el contrario, los mínimos se asocian a zonas con aparente estabilidad. Los desniveles de altura más bajos (< 60 m), se localizan al norte del lecho del río General. Se disponen en la mayor parte rampa acumulativa y de manera discontinua en las estribaciones montañosas (regiones morfológicas: III y V). El rango intermedio (60 - 400 m) se presenta en todas las unidades mayores del relieve, no importando las diferencias genéticas que existen entre ellas. El último intervalo (400-900 m), se orienta con la misma dirección del parteaguas continental (NW-SE), pone en evidencia relieves con descensos muy marcados asociados con la actividad glacial.

Por otro lado la energía del relieve es un índice que integra en su análisis, la acción fluvial (densidad y profundidad de la disección) y la inclinación del terreno. Estos tres elementos se vinculan de manera estrecha con la remoción en masa, más no son suficientes para caracterizar este proceso. Para ello, hay que considerar la litología, la influencia del intemperismo en el sustrato (saprolitas), la inclinación del terreno, la actividad de las fallas, los sismos y la precipitación, entre otros.

Energía del relieve

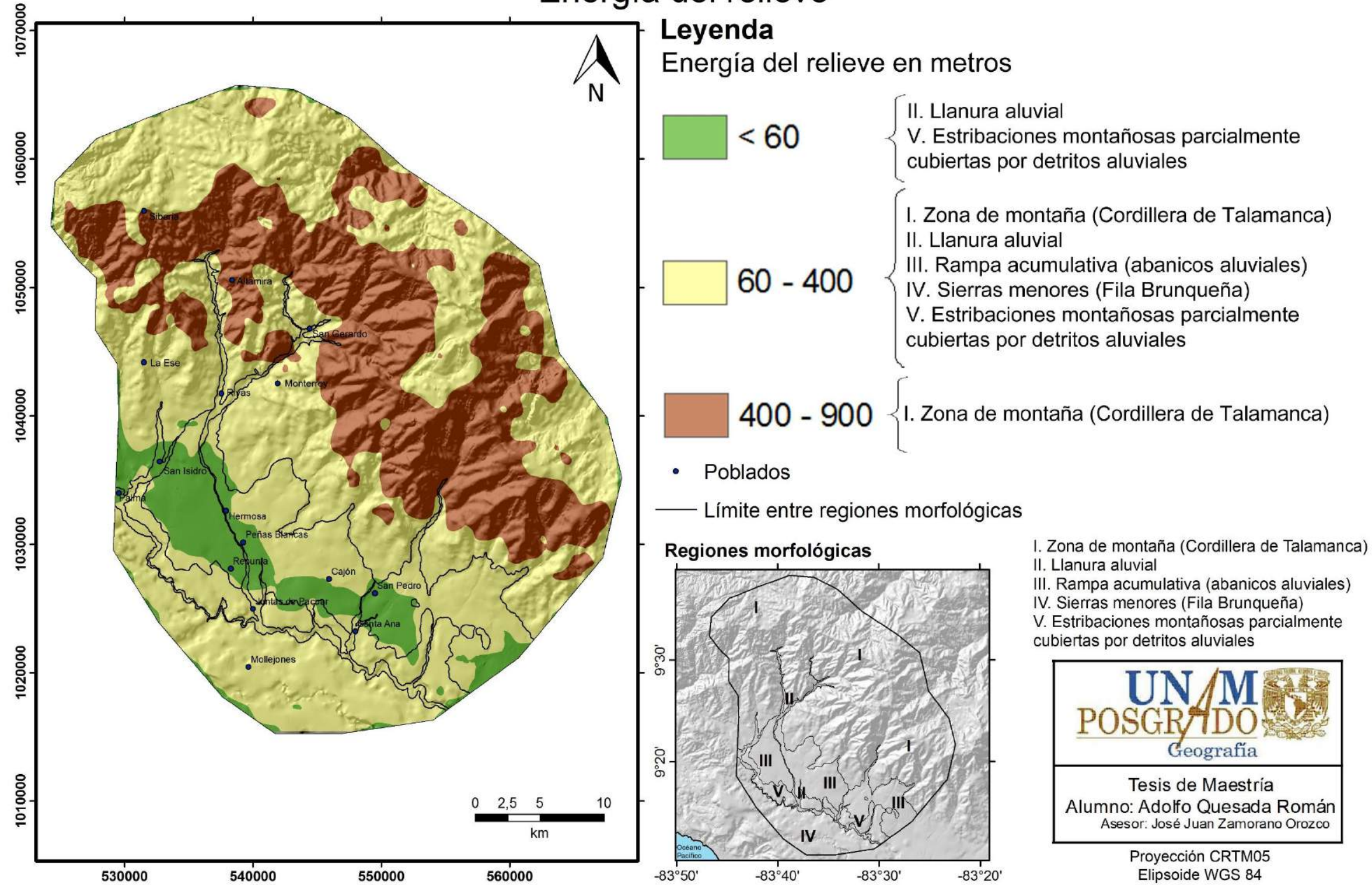


Figura 34. Energía del relieve.

4.6. Erosión potencial

Este método tiene el objetivo de mostrar territorios vulnerables a la erosión fluvial; a partir de la sobreponer y analizar mediante un SIG, los mapas de densidad de la disección (Fig. 32) e inclinación del terreno (Fig. 31). En estas dos variables consideran, aunque no de manera directa, los factores que condicionan la existencia y el desarrollo de cauces, así como en la génesis de los declives.

En el mapa de densidad de la disección se hace evidente territorios con mayor o menor grado de disección, a partir de la existencia de cauces. Por otro lado, la zonificación del terreno por su inclinación en grados, permite visualizar la magnitud que puede alcanzar la dinámica erosiva fluvial o gravitacional. En este sentido, hay que considerar que a mayor pendiente la fuerza de gravedad tiene una mayor influencia en la inestabilidad de las laderas; de la misma forma, el poder erosivo de los ríos aumenta y por el contrario, el proceso se atenúa en terrenos con morfología uniforme.

El mapa topográfico (1: 25 000) y la malla de muestreo (1 km²), al igual que en los casos anteriores, fueron las fuentes de información primaria. El proceso consistió en calcular la inclinación de la ladera más larga, en el área establecida, y multiplicar este valor por el índice de densidad de la disección correspondiente, de acuerdo a la siguiente fórmula (Lugo, 1991):

$$EP = \frac{Dd \times \tan (a)}{A}$$

EP = Erosión potencial en km²

Dd = Densidad de la disección en km²

tan (a) = tangente de la inclinación máxima en el área de muestreo.

A = área de muestreo

Los índices obtenidos fueron interpolados usando el método Natural Neighbor (ArcGis: 10), el resultado fue un mapa configurado a partir de isolíneas que fueron agrupadas en los tres rangos siguientes: < 1.4 km/km²; 1.5 – 4.3 km/km² y 4.4 – 7.2 km/km² (Fig. 35).

Valores bajos (< 1.4 km/km²)

La distribución espacial de este rango, guarda una relación muy estrecha con relieves originados a partir de acarreos continuos como la llanura aluvial, las rampas y las estribaciones montañosas (regiones morfológicas: II; III y V). También son evidentes en el extremo SE de las sierras menores (región morfológica: IV), donde la inclinación del terreno sin contrastes y la existencia de una cubierta vegetal poco alterada, retardan el efecto de la erosión sin importar que el sustrato sea competente a cualquier proceso de modelado.

Valores medios (1.5 - 4.3 km/km²)

Es el rango de mayor distribución, se dispone alrededor de la porción central y de mayor altura de la Cordillera de Talamanca y también aparece en el sector NW de las sierras menores (regiones morfológicas: I y IV). Según los índices obtenidos estos terrenos se consideran susceptibles a la erosión, característica que corresponde con la

realidad. En estos espacios existe una variedad litológica con diferentes grados de alteración (cortezas de intemperismo), que sirve de soporte a una cubierta vegetal alterada, en su mayor parte, y que está amenazada por un constante cambio en el uso de la tierra (de bosque a cultivos o ganadería), lo que magnifica el proceso natural.

Valores altos (4.4 - 7.2 km/km²)

Estos índices tienen una distribución amplia y continua por toda la zona cumbral de la Cordillera de Talamanca (región morfológica: I). En este territorio la cubierta vegetal es discontinua y reducida en área, hecho que favorece el intemperismo y la erosión de los diferentes sustratos que componen esta parte de la zona de estudio.

En esta zona coinciden los valores más altos de densidad y profundidad de la disección, así como de energía del relieve. Las cuencas de captación del río General se localizan en este sector, y representa la zona de mayor aporte de detritos para la llanura aluvial (región morfológica: II), consecuencia de una intensa actividad fluvial y gravitacional.

Los valores mínimos (< 1.4 km/km²) están relacionados con superficies de origen exógeno, vinculadas con acumulación de sedimentos (regiones morfológicas: III y V). El intervalo más importante, por el área que ocupa, es el de 1.5-4.3 km/km². Estos terrenos son heterogéneos en cuanto sus condiciones naturales (litología y relieve); y a la vez, corresponden a paisajes manipulados y alterados por el hombre (regiones morfológicas: I; II y IV). Los índices más altos son característicos de la porción más cimera de la zona de montaña, de este sector proviene el mayor volumen de detritos que integran la llanura aluvial de río General.

La erosión potencial es un procedimiento que permite ubicar de manera indirecta, zonas con susceptibilidad a la erosión, cada una de ellas vinculada a factores tan específicos como características litológicas (cortezas de alteración), contrastes topográficos, variedad morfológica, condiciones hidroclimáticas, cobertura vegetal e inclusive cambios en el uso de la tierra.

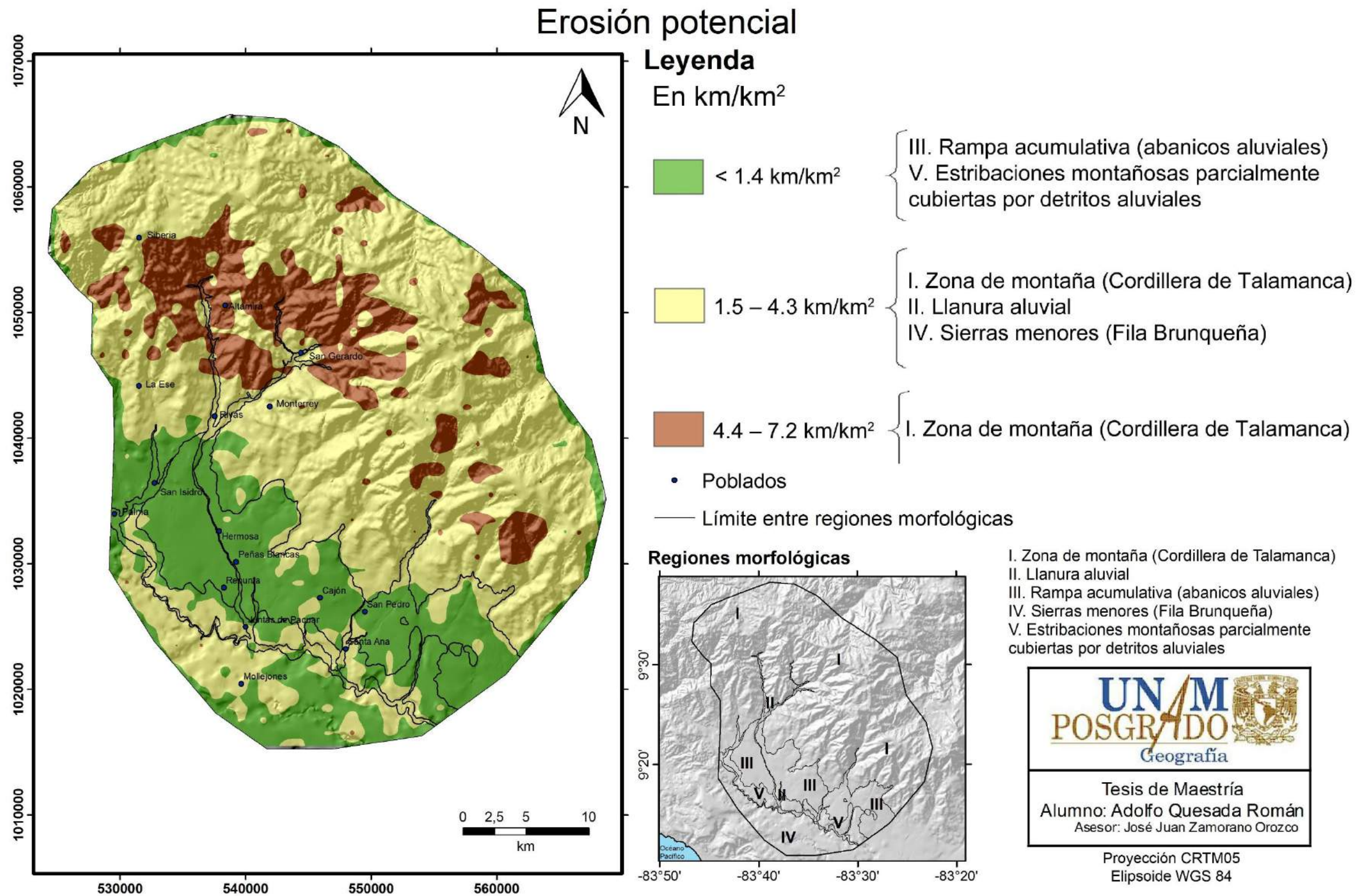


Figura 35. Erosión potencial.

4.7. Erosión total

Los terrenos con mayor tiempo de exposición a la dinámica erosiva (fluvial, gravitacional o incluso glaciario), se pueden determinar a partir de la densidad de curvas de nivel en una superficie determinada, este es el objetivo de este método morfométrico.

Las curvas de nivel registran la huella de los distintos agentes que modelan el relieve a partir de variados arreglos; es decir, a mayor intensidad y permanencia de un determinado proceso erosivo, las configuraciones de las isolíneas van de sinuosas a muy agudas por tanto presentarán mayor densidad y longitud de líneas (curvas de nivel), en un área determinada.

Se puede interpretar lo contrario, si las líneas se presentan espaciadas de manera uniforme y son paralelas entre sí. En este caso, los agentes de erosión no han modificado el relieve original y por tanto la densidad y longitud de curvas de nivel será menor. De esta manera es posible hacer dataciones relativas, por expresión morfológica y por supuesto; en este marco, se consideran otros factores que pueden influir en la expresión de las formas como sería la orientación de las laderas, la resistencia de las rocas a la erosión, la presencia de estructuras disyuntivas, la precipitación y la morfología del terreno entre los más relevantes para este caso.

Los datos se obtuvieron midiendo la longitud de curvas de nivel, usando una malla de muestreo de 1 km² sobre la base topográfica 1:25 000. El cálculo se realizó de manera automatizada usando la herramienta Line Density (ArcGis: 10). El radio de búsqueda se calculó en 564 m, debido a que este valor fue el más cercano al kilómetro cuadrado (1009.84927 m).

Con el objetivo de obtener valores cada 1000 m en la malla de captura, se aplicó la herramienta Extract Value to Points (ArcGis: 10). Posteriormente se cotejaron los índices obtenidos con los valores de la periferia de la zona de estudio, a fin de eliminar el cero y remplazarlo por un dato real, de esta manera se evitó la distorsión de la información. Por último, se interpolaron los datos usando la herramienta natural Neighbor (ArcGis: 10), de este modo se obtuvo un mapa de isolíneas que está agrupado en los siguientes rangos: < 11 km/km²; 12 - 25 km/km²; 26 - 45 km/km² (Fig. 36).

Valores bajos (< 11 km/km²).

Las áreas que definen este rango, empalman casi a la perfección con los límites de la rampa aluvial, las estribaciones montañosas y el extremo NW de la llanura aluvial (regiones morfológicas: II; III y V); las tres unidades son de origen exógeno-acumulativo y representan las estructuras más recientes en la zona de estudio; del Cuaternario (Denyer y Alvarado, 2007).

La rampa acumulativa y la llanura aluvial son estructuras que no han terminado su formación, en ellas existe una dinámica donde predomina la sedimentación sobre la acción erosiva de los cauces. El sector más activo de estas unidades es el extremo NW y por tanto registra más cambios morfológicos.

Valores medios (12 - 25 km/km²)

Este rango se dispone en las laderas que conforman la premontaña (laderas bajas y medias) de la Cordillera de Talamanca; la llanura aluvial (en su mayor parte) y las

sierras menores (regiones morfológicas: I; II y IV). La espacialidad de los datos morfométricos (en bandas), se corresponde con el arreglo de la litología y las orientaciones preferenciales de los elementos tectónicos presentes en la zona de estudio (Fig. 22).

Con base en lo anterior, se puede afirmar que los índices obtenidos, responden a la competencia que tiene la litología a la erosión; junto con este factor, hay que considerar la edad de la roca, la presencia de estructuras disyuntivas, las intensas precipitaciones, las condiciones climáticas del pasado reciente (glaciaciones) y del actual. Todos estos elementos están involucrados en la erosión total y en particular con la expresión morfológica de este territorio.

Valores altos (26 - 45 km/km²)

Este rango es característico de la porción central y de mayor altitud, de la Cordillera de Talamanca (región morfológica: I). La disposición de los datos es en bandas y con límites rectilíneos bien definidos, estos dos elementos son el reflejo de importantes sistemas disyuntivos que se orientan NW-SE y N-S. La litología en este sector es de granitos del Mioceno (Denyer y Alvarado, 2007), muy alterados y parcialmente cubiertos por cortezas de alteración de distintos espesores.

Los sistemas disyuntivos y el tipo de roca han favorecido el desarrollo de densas redes de drenaje que modelan valles profundos con laderas muy inclinadas; estos son los principales elementos que conforman las cabeceras fluviales de los ríos más importantes de la región (Buenavista y Chirripó Pacífico).

Las regiones morfológicas presentan una correspondencia clara con los índices obtenidos a través de este método. El primer grupo (< 11 km/km²) caracteriza las estructuras más recientes y dinámicas de este territorio (regiones morfológicas: II; III y V). El segundo y tercer rango (12 - 25 km/km²; 26 - 45 km/km²), se disponen en terrenos en donde la intensidad de la erosión está condicionada por la erodabilidad de la roca, su edad y las estructuras disyuntivas, estos aspectos son reflejo de una morfología evolucionada; es decir, sin rasgos primarios.

La erosión total es un parámetro útil para diferenciar áreas con mayor erodabilidad y por tanto con morfologías más evolucionadas (más antiguas). Todo esto a través de la rugosidad del relieve, calculado a partir de la longitud de curvas de nivel en una determinada área; de esta manera, se infiere el papel que juegan variables como la edad de la roca, las estructuras disyuntivas, el clima pasado (glaciaciones), el actual (precipitaciones), la inclinación y orientación de las laderas.

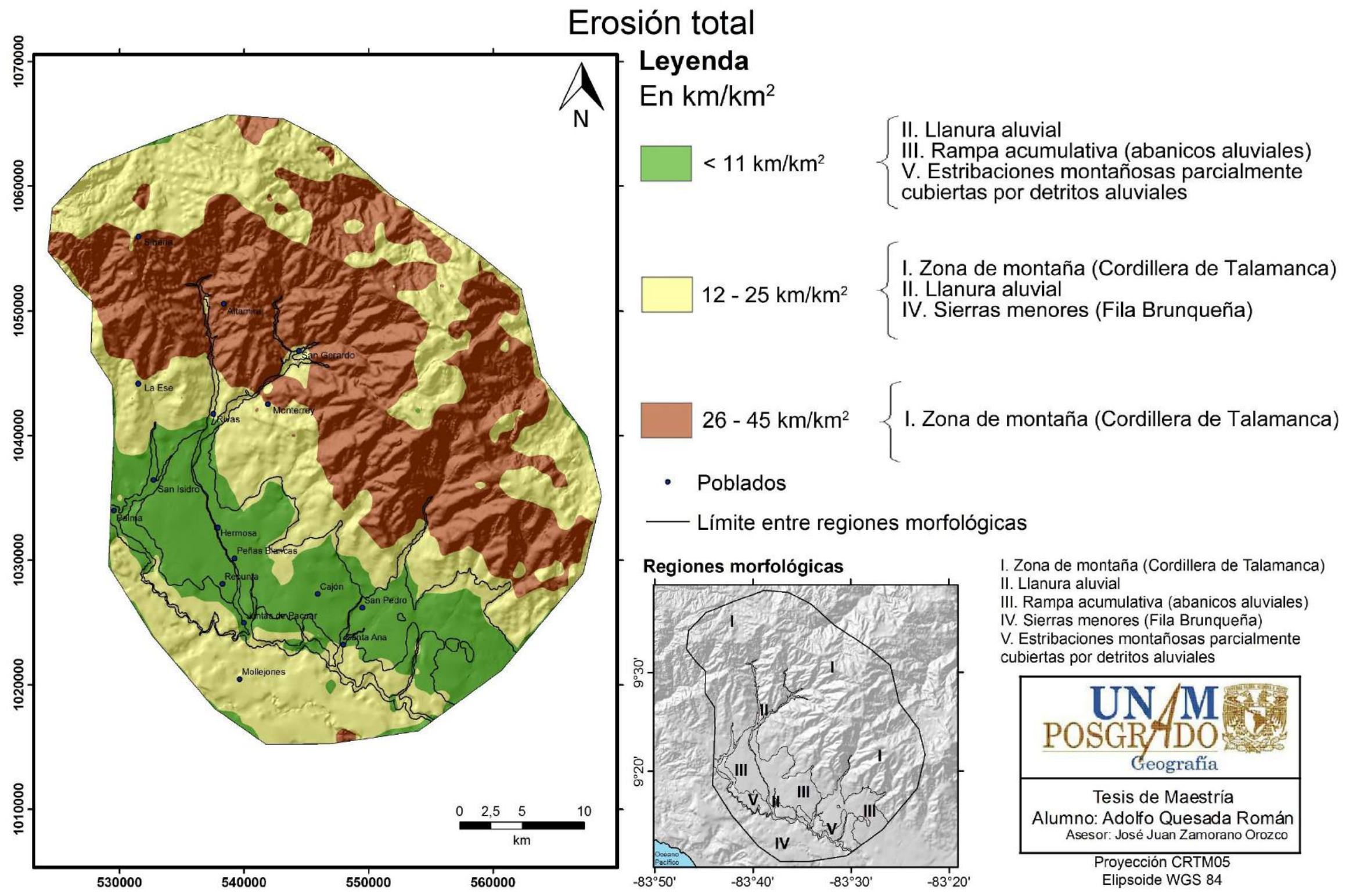


Figura 36. Erosión total.

CAPÍTULO V. GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología es la ciencia que estudia el relieve y en ello toma en cuenta génesis, morfología, dinámica, evolución y edad. La cartografía geomorfológica es parte de este análisis y tiene como objetivo representar, con límites precisos a partir de una simbología gráfica propia de las ciencias de la tierra, la arquitectura de la superficie terrestre. Cabe destacar que todos los elementos que aparecen en el mapa se clasificaron de acuerdo a un criterio morfogenético establecido por la *Escuela Geomorfológica Mexicana*, la cual combina aspectos de la Geomorfología Francesa y Rusa.

En relación con el párrafo anterior se puede afirmar, que el mapa geomorfológico a través de un lenguaje gráfico muestra la génesis del relieve, su litología, el arreglo estructural, la cronología y la morfología de cualquier territorio. La importancia de este documento, radica en que permite entender la configuración espacial de las distintas formas del terreno y los procesos de modelado que determinan su aspecto.

5.1. Mapa Geomorfológico de la cuenca alta del río General

En la elaboración de la cartografía, fue necesario interpretar un total de 251 fotografías aéreas (1:25 000), bajo un criterio geomorfológico, de esta manera se obtuvo un mapa preliminar a escala 1:25 000. Este documento fue verificado en campo y de manera paralela, fue revisado por especialistas de México y Costa Rica.

Los métodos gráficos usados en el mapa definitivo fueron variados y provienen de la *Escuela Francesa* (Tricart, 1972), *Rusa* (Bashenina, 1977; Lugo, 1991) y *Holandesa* (Verstappenn, 1983), todas ellas de vanguardia en el campo geomorfológico.

Con respecto a la clasificación del relieve (morfogénesis), se tomó en cuenta el criterio de Simonov (1985); de esta manera, las formas quedaron concentradas en dos, de tres grandes grupos genéticos: endógeno-modelado y exógeno. El endógeno, primer grupo genético, no está representado de manera directa en este territorio; es decir, no existe una superficie que conserve su morfología primaria (sin la influencia de la acción exógena: erosión-acumulación), este aspecto se explica más adelante.

El análisis de la cartografía geomorfológica inicia con la presentación de la leyenda, continúa con la explicación del relieve por grupo genético; por último, el mapa definitivo se encuentra al final del texto (Anexo 1).

I. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

1. Laderas de montaña:

- 1.1. Afectadas por reptación y arroyada (de morfología recta o subhorizontal)
- 1.2. Disectadas por una densa red fluvial con morfologías cóncavas y rectas
- 1.3. Modeladas por la actividad gravitacional asociada a caídas y desprendimientos
- 1.4. Configuradas por la acción glacial

II. RELIEVE TECTÓNICO

2.1. Escarpe de falla

2.2. Domos de compresión (*shutter ridge*)

III. RELIEVE EXÓGENO

3. Erosivo fluvial

3.1. Valles:

- a) < 20 m de profundidad
- b) > 20 m de profundidad
- c) Laderas superiores
- d) Fondo de valle
 - d.1) con lecho estacional
 - d.2) con lecho arenoso

3.2. Circos fluviales:

- a) Activos
- b) Inactivos

4. Acumulativo fluvial

4.1. Abanicos aluviales:

- a) Tardíos
- b) Intermedios
- c) Tempranos

4.2. Llanuras aluviales:

- a) Intermontanas
- b) de transición (entre abanicos aluviales)
- c) de superficies amplias: ríos Pacuar y General

4.3. Terrazas de inundación:

- a) Estacional
- b) Extraordinaria
- c) Excepcional

4.4. Conos aluviales

5. Acumulativo-erosivo fluvial

5.1. Rampas detríticas (abanicos aluviales antiguos):

- a) Modeladas por una densa red fluvial
- b) Parcialmente sepultadas

6. Erosivo Gravitacional

6.1. Circos:

- a) de deslizamiento
- b) de desprendimiento

Superficies:

6.2. De deslizamiento

6.3. De desprendimiento

6.4. Flujos de roca (sobre cauces)

6.5. Cuencas de captación asociadas a flujos de lodo

7. Acumulativo Gravitacional

Depósitos asociados a:

7.1. Deslizamiento, con morfología escalonada - lobular

7.2. Flujos de lodo (lobulares)

7.3. Rampa coluvial

8. Erosivo Glaciar

8.1. Circos glaciares:

- a) Continuos
- b) Discontinuos

8.2. Crestas glaciares:

- a) De geometría convexa
- b) De geometría aguda (rocosa)

8.3. Escalón glaciar

8.4. Escarpe de *captura glaciar*

8.5. Lago glaciar

8.6. Superficies rocosas subhorizontales o inclinadas con morfología de lomeríos

8.7. Circos fluvioglaciares

9. Acumulativo Glaciar

9.1. Morrenas:

- a) Laterales

b) Frontales

9.2. Depósitos morrénicos

10. Sedimentario

10.1. Laderas de areniscas y conglomerados modeladas por actividad fluvial

Símbolos complementarios

- Escarpes erosivos - litológicos
- Posición altitudinal relativa entre formas del relieve
- Rastros fluviales
- Líneas de flujo
- Mina a cielo abierto

I. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

En este apartado se explica el relieve de origen endógeno; en particular el volcánico y tectónico. La característica principal de estos relieves es la pérdida de la morfología original (primaria), debido a la acción dinámica de los procesos exógenos (erosión - acumulación). Por otro lado, hay que mencionar que la competencia del material a la erosión (litología), es un factor que favorece la evolución morfológica del relieve (expresión).

1. Laderas de montaña:

Se trata de superficies que sirven de enlace, entre la cumbre y los terrenos bajos ubicados en la cercanía de los lechos fluviales. Este tipo de vertientes representa el 79% de toda el área de estudio, se caracteriza por ser heterogéneas en cuanto a litología, longitud, orientación y morfología de laderas. La Cordillera de Talamanca (N) y la Fila Brunqueña (S), son un ejemplo representativo de este tipo de relieve. La dinámica y evolución de ambos conjuntos montañosos, se ve favorecida por una intensa precipitación (2 500 y 5 500 mm anuales), que ampara una dinámica fluvial en donde el mecanismo de evolución principal es la erosión y la acumulación de detritos a gran escala.

Si bien este tipo de relieve es diverso, es posible clasificarlo en función de su altitud y morfología, de esta manera fue posible distinguirlas por su altura relativa en laderas altas, medias y bajas. Las primeras se localizan en los sectores más elevados de la montaña, sobre los 3 000 msnm y se distinguen por estar modeladas por la acción del hielo, en ellas las geometrías rectas y cóncavas son las que predominan. La existencia de glaciares en estos sectores, responde a condiciones climáticas frías que estuvieron presentes hace 10 000 años. En la actualidad estos terrenos forman parte de las cuencas de captación de los principales ríos de la región.

Las laderas que fueron denominadas como medias, ocupan las cotas de 1 000 a 3 000 msnm y se distinguen por presentar amplias y potentes cortezas de intemperismo (reflejo de largos periodos de fitoestabilidad), que soportan una cubierta vegetal bien

desarrollada y que contribuye a fijar los detritos eluviales sobre superficies muy inclinadas de morfología subhorizontal y convexas.

Las laderas bajas se disponen por debajo de los 1000 msnm presentan una morfología subhorizontal poco inclinada, en la mayoría de los casos están en contacto o muy cerca del cauce. Estas superficies, son un soporte o basamento de series de terrazas, bancos arenosos y abanicos fluviales; también sobre ellas, sobreyacen depósitos aislados, en rampas y conos gravitacionales. Las formas de relieve mencionadas son efímeras, ya que en cualquier crecida se incorporan a la carga fluvial. Las laderas de montaña han quedado diferenciadas de acuerdo a su dinámica, en los siguientes tipos:

1.1. Afectadas por reptación y arroyada (de morfología recta o subhorizontal)

Este tipo de laderas están en proceso de alteración por *desmontes*; dicho de otra forma cambio en el uso de la tierra, de bosque a terrenos agrícolas o de pastoreo. Esta última práctica se vincula con la reptación. El ganado al pisar el suelo lo compacta favoreciendo su movimiento en dirección de la pendiente. Este hecho se hace evidente a partir de la existencia de terrazas centimétricas en la superficie, lo que imprime a la ladera un aspecto rugoso, esta morfología recibe el nombre de *pie de vaca*. El significado geomorfológico de estas microformas radica en que provocan un cambio en la dinámica de la arroyada (escurrimiento superficial de agua a manera manto o lámina), esta pierde su condición de *lavar el suelo* para concentrarse en una efímera línea de agua. En esta fase, la más primaria, recibe el nombre de *lloradero*, cuando evolucionar pasa a hilillo, después a surco para llegar a definir formas erosivas más complejas y con mayor poder erosivo. La evolución de estos terrenos llegará a barranqueras (*bad lands*) de no tomar medidas de protección.

El pasto como cubierta mitiga en parte la agresividad de la reptación y la arroyada; no obstante, el trabajo de campo permitió observar y medir los efectos de este proceso. La cifra promedio obtenida fue de 40 cm de altura aproximados, valor que se consiguió midiendo repetidas veces la distancia entre las raíces de las *macollas* del pasto y la superficie inmediata (base del *pedestal*). Los terrenos con mayor afectación desarrollaron una morfología conocida como *suelos leprosos*. Esto pone de manifiesto que gran parte de los nutrientes del suelo, han sido removidos acarreados y forman parte de la carga fluvial de escurrimientos mayores (Fig. 37).



Figura 37. Laderas afectadas por reptación y arroyada. La agresividad de este proceso no se dimensiona debido a que esta oculta por la cubierta de pastos. En la imagen se muestra un terreno poco inclinado que al localizarse entre las laderas bajas y el piedemonte se considera un terreno de transición, NE del poblado el Cajón (Diciembre, 2012).

Las laderas afectadas por la reptación y arroyada suman 20.13 km² y su espacialidad hace evidente que los terrenos más degradados por este proceso son zonas de

transición; es decir, superficies que se localizan en la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Tamanca) entre las laderas montañosas bajas, el piedemonte y llanuras aluviales altas.

Las características morfométricas de estas formas del relieve se explican en una altitud promedio que varía de 680 a 1740 msnm, que a su vez condicionan la existencia de pendientes entre 5° y 36°, una densidad fluvial media (5 a 11 km/km²), una profundidad de disección que no supera los 60 m. Por su parte, la energía del relieve muestra valores de 0 a 60 m y de 60 a 400 m, mientras que la erosión potencial es intermedia y alta (1.5 - 4.3 km/km²) y la erosión total se calculó en los rangos de 12 a 25 y 26 a 45 km/km².

1.2. Disectadas por una densa red fluvial con morfologías cóncavas y rectas

La principal característica de esta unidad es la presencia de una densa red fluvial (5 a 11 km/km²), dispuesta en patrones de drenaje dendríticos y subdendríticos en donde es evidente un marcado control estructural, factor que determina orientaciones N-S y NW-SE. La importancia que tiene la acción fluvial en este territorio no es fortuita, se vincula con la existencia de una precipitación importante (2 500 mm promedio anual) y un terreno accidentado (> 45° de inclinación), que favorece el poder erosivo de los cauces (Fig. 38).

Esta unidad representa el 45 % de la zona de estudio (~ 702 km²) y en ella se localiza las cabeceras de los ríos más importantes de la región (Buenavista, Chirripó Pacífico, Peñas Blancas y San Pedro). La morfología en general es accidentada, destacan los contrastes altitudinales y las vertientes facetadas (se asocian a fallas normales) que culminan en cimas agudas (morfología que sugiere inactividad cuando se vinculan con fallas).



Figura 38. Laderas graníticas disectadas por densas redes fluviales, la morfología que se observa se conoce como *todo inclinado* (all slope topography) donde se exhiben cambios altitudinales, de longitud, inclinación y orientación de vertientes en distancias cortas (Vidal y Twidale, 1998). La imagen muestra un sector de la cabecera del río Buenavista, al norte del poblado de Alaska (Diciembre, 2012).

En este territorio la profundidad de la disección promedio varía entre 20 y 60 m, más no existe un arreglo espacial definido. Es común que en la porción cumbre alternen formas erosivo-fluviales con profundidades > 20 y < 60 m. Por otro lado, la amplitud del relieve es de 600 m (diferencia entre la altitud mínima: 600 msnm y la máxima: 3 600 msnm), valor que refleja la energía erosiva potencial de toda esta área y el vínculo genético que tiene este territorio con la tectónica regional.

1.3. Modeladas por la actividad gravitacional: caídas o desprendimientos

Las laderas que forman parte de este grupo, tienen la característica de localizarse en la región morfológica I: zona de montaña (Cordillera de Talamanca), por lo tanto presenta una fuerte inclinación ($>$ a 26°); este rasgo morfológico vinculado con la existencia de una importante precipitación en la región (5 500 mm, promedio anual), hace a estas superficies susceptibles a desplazar los materiales que las conforman, en la mayoría de los casos el sustrato que se moviliza es la capa superficial, es decir las cortezas de intemperismo.

Las caídas de rocas y suelo son el proceso gravitacional responsable del modelado de las vertientes del sector NW. El rango altitudinal que ocupan varía de 1 050 a 3 600 msnm, y se localizan en la periferia de los terrenos cumbreales. Su incidencia es mayor en la vertiente pacífica y en particular, en las cabeceras de los ríos Buenavista y Chirripó Pacífico. La alta densidad de desprendimientos no permitió una representación individual en el mapa geomorfológico, por esta razón se utilizó una simbología areal.

En campo se observó que la longitud y geometría de las laderas (morfología), no eran una condicionante para el desarrollo de las caídas; pero sí, la precipitación, inclinación del terreno, orientación, existencia de cortezas de intemperismo y las fallas (en esta zona se orientan al N-S y NW-SE) (Fig. 39).



Figura 39. Caídas en la cabecera del río Buenavista, al norte del poblado de Playas (Diciembre, 2012).

En la mayoría de los casos las caídas ocupan la longitud total de la ladera; cuando esto sucede, el área afectada se reduce de manera gradual hasta llegar a definir un corredor de escombros o varios (*rasguños*), las vertientes afectadas suman 4.91 km^2 y el impacto de este proceso se refleja en la distribución de los datos morfométricos.

Los valores más altos de densidad de la disección, se localizan en la periferia de las cumbres (7 - 11 km/km²), al igual que los índices máximos de energía del relieve (600 - 900 m). Por otro lado la espacialidad de los valles más profundos (>60 m), coincide con las superficies anteriores.

1.4. Configuradas por la acción glaciar

En este grupo se contemplan dos tipos de vertientes; el primero con morfología subhorizontal y en donde la inclinación no supera los 15°, características que corresponden a las cimas montañosas. El segundo grupo representa los bordes del interfluvio; es decir, el sector más abrupto de la porción montañosa. En este territorio las laderas se tienden en ángulos > 36° e integran relieves tan específicos como cuerdas, crestas, escalones y circos glaciares. Estas condiciones son características del extremo norte de la zona de estudio y se orienta de NW-SE. No obstante el sector NE es el más representativo en área y variedad de morfologías glaciares. Es el sector de mayor altitud de Costa Rica (Cordillera de Talamanca), en este conjunto se localiza el *Cerro Chirripó*.

En general las cimas de la Cordillera de Talamanca hasta hace 10 000 años, estuvieron influenciadas por condiciones climáticas más frías que las actuales (Orvis y Horn, 2000; Lachniet y Seltzer, 2002), lo que permitió el desarrollo y conservación de cubiertas de hielo que dejaron su impronta a través de un relieve (erosivo-acumulativo), que se considera una *herencia* geomorfológica.

La morfología característica de las laderas configuradas por la acción glaciar, corresponde con terrenos rocosos (granitos del Mioceno) expuestos a manera de roquedos. Sobre estas *rocas vivas* es posible observar surcos, superficies pulidas y estriadas (algunas veces en gradería), estructuras piramidales (o en facetas), hoyas, lagos, circos y valles glaciares (artesas) (Fig. 40).



Figura 40. Laderas de montaña cercanas al Cerro Chirripó. En primer plano, superficies rocosas fracturadas y con una fuerte inclinación (*roca viva*); en el segundo y sobre la ladera rocosa de un valle glaciar, se distinguen surcos que indica la dirección que siguió el desplazamiento de la masa de hielo. También se reconocen cimas piramidales, morfología común en este tipo de ambientes (Fuente: *Admiradores Del Chirripó Pz*, Febrero de 2013).

Las formas acumulativas son escasas y poco variadas, entre ellas destacan los bloques erráticos y depósitos morrénicos que definen dos variantes. La primera de ellas, se presenta en mantos discontinuos de poco espesor que se disponen a manera de manchones, se trata de detritos (relictos) que formaban parte de una morrena.

Las morrenas laterales corresponden al segundo tipo de formas acumulativas, se disponen en forma paralela a los valles y están sobre puestas a las laderas, por esta razón también se denominan *colgadas*. Su existencia hace evidente el límite superior y la dirección del flujo de hielo. Este tipo de depósitos en un ambiente glaciar no tropical, suele presentarse en pares, este no es el caso, aquí se presentan como cordones detríticos de corta longitud, poco espesor y discontinuos debido a que han sido modelados por la acción fluvial o gravitacional.

Las laderas con modelado glaciar se localizan a una altitud > 2 800 msnm y si bien existen en las dos vertientes continentales, la del Pacífico es la más representativa por el área que cubre y variedad de formas. Los valores morfométricos tienen un vínculo estrecho con este tipo de relieve; la densidad de la disección en el sector NE, donde las formas glaciares ocupan un amplio territorio, los valores varían de 5 a 7 km/km² (medios). Si este indicador fuera mayor, las herencias glaciares desaparecerían o estarían tan modeladas (erosionadas) que no sería posible reconocerlas; como sucede, en el extremo NW y SE de la Cordillera de Talamanca.

Con respecto a la profundidad de la disección, los valles más profundos (> 60 m), coinciden con los terrenos donde el relieve glaciar tiene mayor desarrollo (al NE). Una vez que las masas gélidas se retiraron, la acción fluvial ocupó los valles glaciares. En la actualidad los ríos son el principal agente modelador de este territorio.

La energía del relieve en la mayor parte de la Cordillera de Talamanca mantiene un rango entre 400 - 900 m de amplitud. Estos valores caracterizan anfiteatros montañosos que en un pasado no remoto funcionaron como circos glaciares, en la actualidad su dinámica está vinculada con la acción erosiva - acumulativa de los principales cauces de la región.

II. RELIEVE TECTÓNICO

En este apartado se analizan las formas de origen tectónico vinculadas con la ruptura y desplazamiento de la corteza terrestre. En este sentido se reconocen movimientos verticales (fallas normales o inversas), horizontales (de rumbo) o conjugados (transformes); esta última variante fue identificada, en el extremo SE de la zona de estudio, a partir de la interpretación de fotografías aéreas. En campo fue posible comprobar y caracterizar las morfologías propias de este sistema disyuntivo transforme (normal de componente diestro).

La cartografía geomorfológica detallada no solo confirmó la idea, también permitió reconocer que el relieve asociado a este mecanismo disyuntivo estaba modelado por la acción fluvial y en menor medida, por la remoción en masa. Dicho de otra manera, no se trataba de un relieve *fresco*, esta es la razón de considerarlo en el grupo endógeno-modelado. En este sentido hay que considerar que no necesariamente se trata de estructuras antiguas, en donde la erosión ha tenido el tiempo necesario para modificar la morfología primaria; si bien este principio es válido, en este territorio no se puede aplicar sin considerar la importancia que tiene la precipitación en el modelado de la vertiente pacífica.

A través del mapa geomorfológico, fue posible analizar la espacialidad, arreglo, variedad y morfología de escarpes, deflexiones fluviales, domos de compresión

(*shutter ridge*) y cuencas de tracción (*sag ponds*); todas estas formas, vinculadas al sistema disyuntivo en cuestión (Fig. 41).

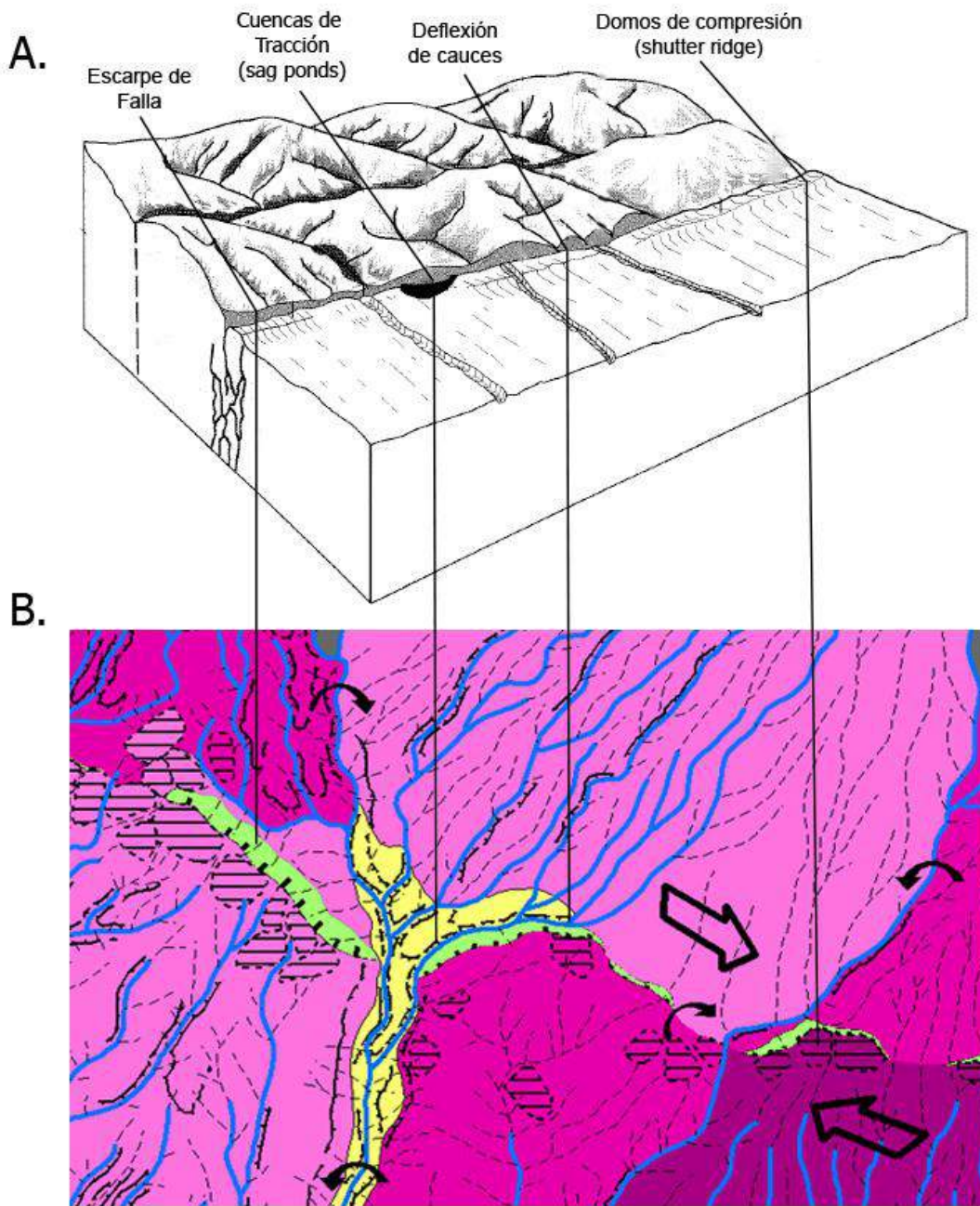


Figura 41. A. Bloque diagrama donde se observan formas asociadas a un sistema disyuntivo transforme (Modificado a partir de Burbank y Anderson, 2001). B. Detalle del mapa geomorfológico, en donde se observa la distribución del relieve generado por la falla transforme normal, de componente diestro. El cambio de dirección de los ríos en el momento de cruzar la línea de falla, se conoce como deflexión de cauce.

Es común que en este tipo de fallas el movimiento no sea solamente lateral; también se presente en sentido vertical, cuando es *hacia arriba* (normal) desarrolla escarpes. Cuando el movimiento es en dirección contraria (inverso), se generan lomeríos muy efímeros que la erosión desmantela fácilmente, *borrando* así la evidencia. Cabe mencionar que a escalas métricas es común encontrar cuencas de tracción (*sag*

ponds) y domos de compresión (*shutter ridge*); el desarrollo de este tipo de morfologías se asocia a zonas de transición; en nuestro caso, ocurre entre la montaña y el piedemonte. Este tipo de fenómenos es común y se ha estudiado en otras regiones del mundo. Por ejemplo, en el Tíbet, los movimientos laterales de componente diestro, han dividido y el desplace de abanicos aluviales hasta 1 250 m (Lin *et al.*, 2008). En las Montañas de Altay el movimiento registrado, en condiciones morfológicas similares, fue de 1 km (Walter *et al.*, 2006). En la zona de estudio, el desplazamiento neto que se ha medido es entre 2 y 2.5 km.

La existencia de este tipo de relieves no es fortuita, siempre están asociados a sistemas tectónicos complejos y de escala regional. En el caso que se estudia, se vincula con la existencia de una fosa tectónica que es drenada por el río General (sector norte); en donde además, convergen las fallas activas Buenavista, División y Pangolín (Mora y Peraldo, 2011). La sismicidad es otra de las características de esta zona, en este contexto en 1983 ocurrió uno de los sismos más destructivos de la región, evento que se conoce como el de Buenavista-Pérez Zeledón (Boschini, 1988).

El análisis individual de las formas de relieve se hace a continuación:

2.1. Escarpe de falla

Un escarpe representa un cambio brusco (o a desplome) de una superficie; la altura y la génesis es variable (Lugo, 2011). En nuestro caso, el origen es tectónico y la pared, coincide con el plano de una falla normal. El desnivel, no es continuo a lo largo de su traza y en algunos sectores es difícil su identificación debido a la acción de la actividad exógena que los suaviza o disimula, la altura del escarpe varía entre 20 y 80 m.

La morfología, diseño, longitud y anchura (20 a 150 m) del escarpe, es reflejo de la dinámica del movimiento transforme de la falla. Su expresión más clara y característica se encuentra en las cercanías de los poblados de la Unión y Convento, al SE de la zona de estudio.

El escarpe de falla no es continuo se presenta fragmentado en cinco partes (540 m el sector más corto y el de mayor longitud 1 750); cada sección es resultado de la existencia de un valle que se dispone perpendicular a la traza principal de toda la estructura. La evidencia morfológica indica que los cauces son anteriores a la presencia de la disyunción y en el momento que ocurre el movimiento, los ríos adaptaron su curso a las nuevas condiciones del terreno; fenómeno se conoce como *deflexión de cauce* (Fig. 41).

En este segmento se localizan en pendientes entre 3° y 26°, con una densidad de la disección media (5 – 7 km/km²), valores de incisión de los cauces menores a 20 m, energía del relieve entre 60 y 400 m, además en relación con la erosión potencial y total se calcularon rangos morfométricos bajos (0 a 1.4 km/km² y 0 a 11 km/km², respectivamente).

Al norte del de la zona de estudio existe otro sistema disyuntivo con características similares. Se localiza en la Cordillera de Tamanca, forma parte de la vertiente Caribe y es de difícil acceso. La longitud de la traza alcanza los 1 050 m, la anchura varía entre 50-120 m y el rasgo morfológico característico son las deflexiones fluviales.

En este segmento de escarpe de falla las condiciones morfométricas difieren a los anteriores en sus pendientes: de 13° a 36°, además la energía del relieve está en el rango de 400 a 900 m y tanto la erosión potencial como total fueron medias (1-5 – 4.3 km/km² y 12 – 25 km/km², respectivamente).

2.2. Domo de compresión (*shutter ridge*)

Los domos de compresión (*shutter ridge*) se forman como pequeñas áreas deformadas, producto de la presión entre distintas trazas de una zona de falla transforme (Goudie, 2004). Pueden ser trasladados a lo largo de la disyunción, obturar el drenaje y en ciertos casos girar hasta tener una dirección opuesta a la orientación de la falla (Burbank y Anderson, 2001).

Se identificaron 41 domos y a lo largo de la traza presentan una espacialidad diferente; en los extremos NW y SE por ejemplo, tienden a estar más separados y en apariencia conservan su posición desde el momento en que se originaron.

Hacia el centro de la línea principal existe un grupo de 26 estructuras que presentan los ejes mayores más largos de todo el conjunto (300 - 460 m) y por tanto, son ligeramente alargados. Otra de sus características es la movilidad, en general el sistema disyuntivo presenta una orientación que varía entre los 40° - 45° (NW-SE) y el rumbo de la porción más alargada de los domo-bloques, se dispone en un rango de 45° a 90° al NE (Fig. 42).

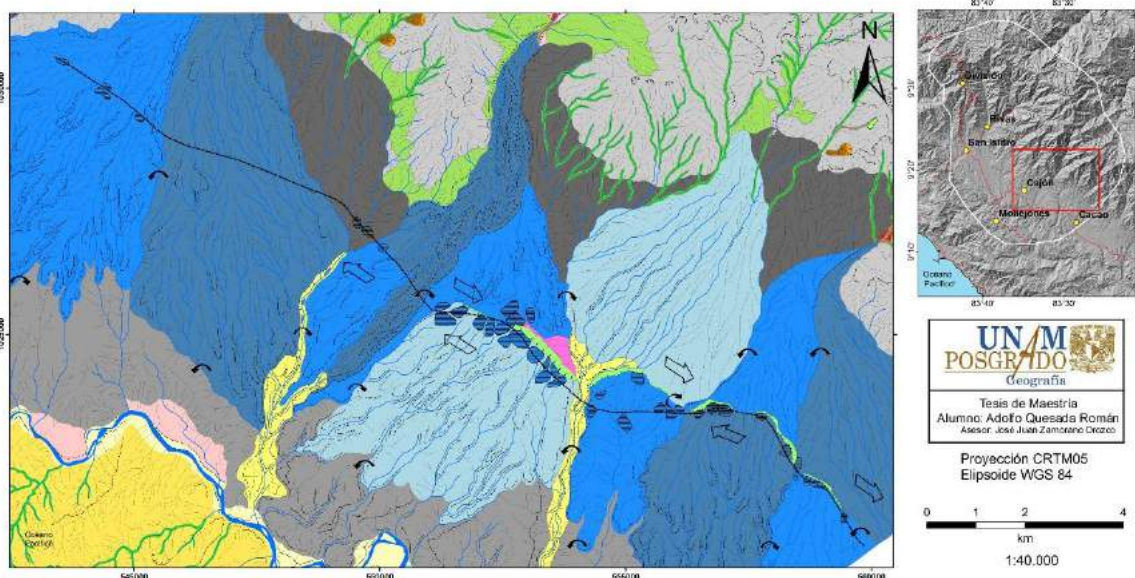


Figura 42. Distribución y arreglo de los domos de compresión (*shutter ridge*) a lo largo de la falla de movimiento transforme, al SE de la zona de estudio.

Sus altitudes varían de 550 a 740 msnm además con pendientes desde 0° hasta 25° . Cabe mencionar que los valores de densidad de la disección son de 5 a 7 km/km^2 , con profundidades de la disección que no superan los 60 m que se localizan, a su vez, en un rango intermedio de energía del relieve (60 - 400 m) donde la erosión tanto potencial como total son bajas ($0 - 1.4 \text{ km/km}^2$ y $0 - 11 \text{ km/km}^2$, respectivamente).

La morfología de los domos de compresión es de cúpula simétrica y alargada (domo-bloque); en general sus laderas se inclinan 35° en promedio, son superficies suaves y tendidas. Se constituyen de detritos de acarreo fluvial-proluvial, su altura varía entre 10 y 30 m, en promedio están espaciados cada 500 m; excepto en la porción central del conjunto, que tienden a agruparse (Fig. 43).



Figura 43. Par de domos de compresión en las cercanías del poblado de Unión, sector donde tienden a agruparse, al centro de la traza principal (Diciembre, 2013).

III. RELIEVE EXÓGENO

El origen de estos relieves se vincula con las fuerzas que se generan en la atmósfera y en las capas superiores de la litósfera. Los factores que condicionan la exogénesis son radiación solar y la fuerza de gravedad; la altitud y latitud, definen el agente modelador, su intensidad y área de influencia.

Los procesos exógenos que han definido la configuración del relieve en el territorio de estudio son los fluviales, gravitacionales y glaciares. Por cada uno de ellos existen formas erosivas y acumulativas, cada una de ellas se analiza a continuación:

3. Erosivo fluvial

Se refiere a las formas erosivas resultado de la acción de los ríos, que al actuar en conjunto con los movimientos gravitacionales forman depresiones que se conocen como valles. En este proceso (erosión vertical y horizontal), un papel importante lo tiene la litología, la permeabilidad, la existencia de estructuras disyuntivas y la inclinación del terreno.

Los valles no son estructuras aisladas, se vinculan con otras formas fluviales, tanto erosivas como acumulativas. En el primer caso destacan los circos, cabeceras, barrancos y cárcavas, entre los más importantes. Con respecto al relieve acumulativo fluvial, se reconoce el lecho aparente, las llanuras de inundación y las terrazas. La articulación que mantienen entre ellos, su espacialidad, diseño y variedad morfológica.

3.1. Valles:

La dinámica y morfologías fluviales de la cuenca alta del río General, se explican a partir de configuraciones en planta que definen las corrientes fluviales (Guerra, 1980). De esta manera se hace posible relacionar morfología, topografía, litología, permeabilidad, control estructural e incluso el patrón de precipitación.

Los patrones de drenaje que han tenido desarrollo en el territorio que se estudia son los dendríticos, subdendríticos, dicotómicos, trenzados y meándricos. El análisis de cada uno de ellos se explica a continuación.

Los drenajes dendríticos son parecidos a la *fronda de los árboles*, en donde cada rama sería un cauce. La principal característica de este diseño, es la heterogeneidad en la dirección de los afluentes que se unen a la corriente principal formando ángulos agudos de diversa graduación, siguiendo la inclinación regional del terreno (Fig. 44). Su presencia presupone la existencia de rocas de composición homogénea y la ausencia de rasgos estructurales (Guerra, 1980). Estas condiciones se mantienen en la zona de estudio, la litología en la cual tienen desarrollo es de tipo granitoide y de rocas volcánicas antiguas, en menor medida, en las regiones morfológicas I: zona de montaña (Cordillera de Tamanca) y IV (sierras menores).

Un rasgo que no debería existir en un patrón dendrítico es el control estructural, que se hace evidente en ríos de 4° orden jerárquico (Filosov, 1960). Todos ellos se orientan de acuerdo con las fallas de la región (NW-SE, NE-SW y NNE-SSW), en particular con las cuencas del Buenavista y Chirripó Pacífico (Alvarado *et al.*, 2009a). La alta densidad de cauces (característica de este diseño), favorece el modelado fluvial intenso y por tanto la evolución del relieve a partir de una importante erosión en la vertical (erosión remontante) y en la horizontal (zapa-procesos gravitacionales).

Los patrones subdendríticos son una modificación del diseño anterior y se identifica por una menor densidad de cauces, característica que indica una longitud mayor en las laderas y por tanto una simplificación de la pendiente. También su existencia manifiesta una menor competencia del sustrato a la erosión (Fig. 44). El control estructural se manifiesta en cambios abruptos en la dirección de los ríos (ángulos de 45° - 90°), en trayectos muy largos (rectilíneos) en los cauces y en el orden jerárquico que varía entre 5° y 6° de acuerdo con Filosov (1960). Todas estas manifestaciones están vinculadas a un sistema ortogonal de fallas (NW-SE y NE-SW). En la zona de estudio este tipo de drenajes son característicos de sector NE y N y forman parte de las cuencas Reventazón, Chirripó y Telire (vertiente Caribe); así como, el Volcán, Convento, San Pedro y Peñas Blancas, todas ellas del Pacífico.

La configuración dicotómica es una variante de la radial (Guerra, 1980), este tipo de arreglo tiene desarrollo en abanicos aluviales; sobre estas superficies detríticas, los cauces se *pierden* al colmatarse su propio valle.

En el sector centro-sur, existe una rampa acumulativa que ha tenido desarrollo a partir de la sobreposición de abanicos aluviales, cuyo origen se explica a partir de un cambio brusco en la pendiente del perfil longitudinal de los ríos. Este marcado cambio, ocurre en el límite de la zona de montaña (Cordillera de Tamanca) y las llanuras aluviales, por donde escurre el río principal (El General).

La existencia de grandes abanicos aluviales hace pensar en que la deposición fue un proceso importante en un pasado no muy lejano; en la actualidad, la dinámica comienza a ser contraria y existen escurrimientos que han iniciado la remoción de los detritos de esta rampa acumulativa, destaca Jilguero, que pasa por el centro de la ciudad de San Isidro del General, además de los cauces Peñas Blancas, San Pedro, Convento y Sonador (Fig. 44).

Los diseños trenzados son aquellos que fluyen en numerosos canales individuales que se unen en distancias cortas, debido al exceso de sedimentos depositados por la misma corriente, y que funcionan como obstáculos. Son característicos de terrenos cercanos al nivel base (local o general), en donde la morfología es subhorizontal, este relieve se conoce como llanuras aluviales y las inundaciones (estacionales y extraordinarias), son su principal fuente de detritos (Fig. 44).

La influencia tectónica se manifiesta en el arreglo y la dirección general de la llanura donde tiene desarrollo en patrón trenzado y de acuerdo con Filosoov (1960), el control estructural es muy alto y se refleja en un orden jerárquico fluvial entre 6° y 7°. Este tipo de drenajes es característico en los ríos General y algunos sectores del Buenavista y Chirripó Pacífico.

Los patrones de drenaje meándricos se ubican en el sector S, están presentes desde el río Pacuar (al SW) y continúan hasta la confluencia con el General (Fig. 44). Los meandros de esta llanura aluvial son libres y cambian de posición en cada inundación, dejando meandros abandonados y pequeños cuerpos de agua. El orden jerárquico de la corriente es el más alto (8°) y por tanto, la tectónica tiene un fuerte control sobre estos amplios valles (Filosov, 1960).

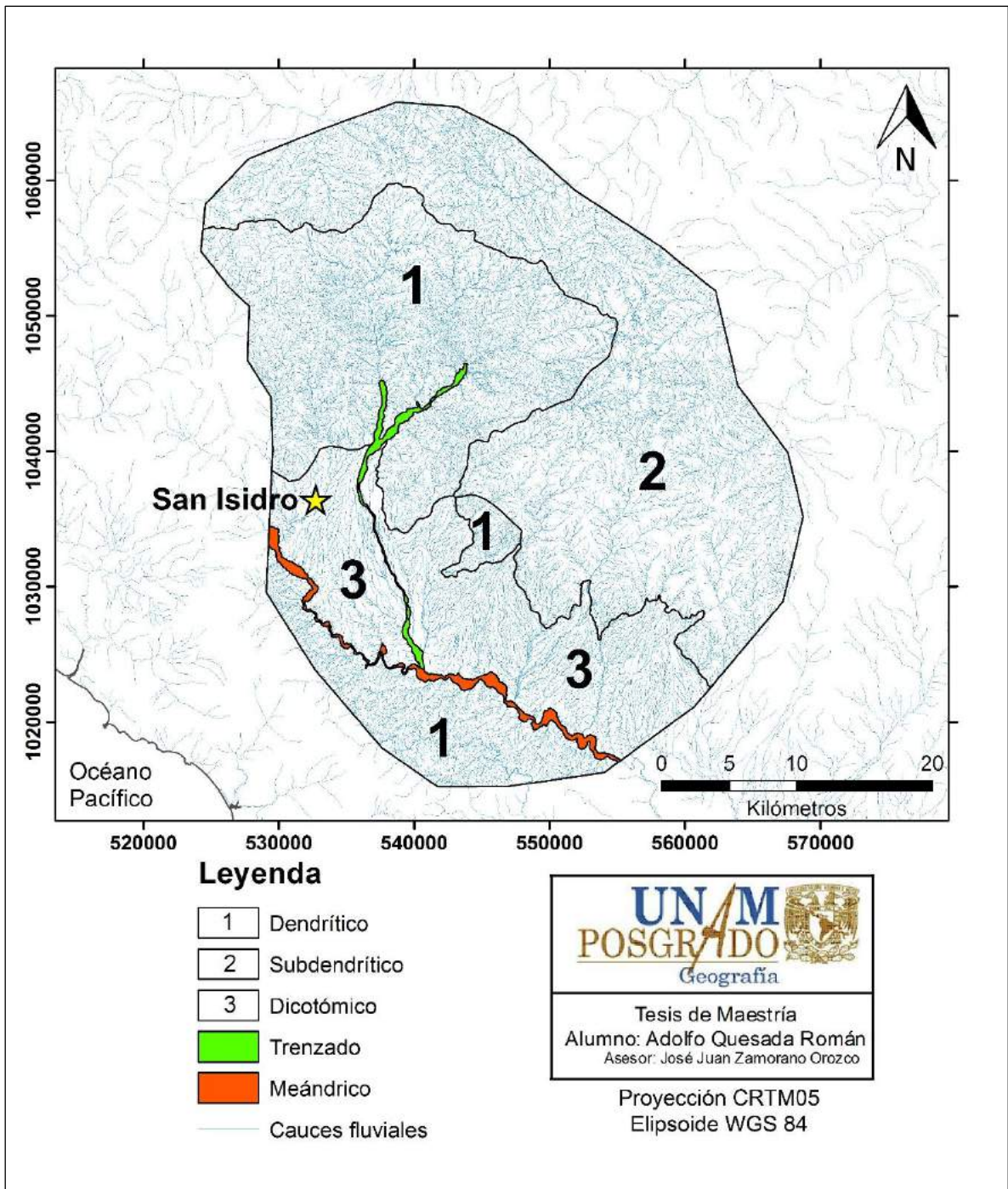


Figura 44. Patrones de Drenaje de la Cuenca Alta del Río General. Los dendríticos (1) y subdendríticos (2) son característicos de la zona de montaña; los dicotómicos (3) tienen desarrollo en los abanicos aluviales y en las llanuras aluviales trenzados (verde) y meándricos (naranja) (Guerra, 1980; ITCR, 2008).

En la zona de estudio los valles fluviales son diversos en cuanto a morfología (laderas y fondo), profundidad y dinámica, estas variantes se explican y analizan a continuación:

a) < 20 m de profundidad

Los valles menores a veinte metros de profundidad, tienen un carácter estacional, están en la mayor parte del territorio y presentan una jerarquía fluvial de 1° y 2° orden, lo que significa que tienen un carácter erosivo y no presentan ningún tipo de control estructural. La morfología de este tipo de cauces es la de un canal cóncavo, alargado y poco profundo. Esta forma de relieve corresponde a una cárcava (< 10 m de profundidad) o a un barranco si su profundidad se acerca a 20 metros, de acuerdo con los criterios de Sóbolev, S. (en Gorshkov, G. y Yakushova, A. 1970).

La inclinación de terreno, las estructuras disyuntivas y la competencia del material a la erosión, son factores que determinan la longitud y profundidad de estos cauces. Este tipo de ríos son erosivos, desarrollan patrones de drenaje dendríticos y subdendríticos, los primeros muy densos y por tanto con un alto potencial denudatorio en laderas rectas, cóncavas o con desarrollo de cortezas de intemperismo (Fig. 45).



Figura 45. Cauce < 20 m de profundidad en las cercanías del poblado de Alaska. Este escurrimiento es afluente del río Buenavista, al N de la cuenca alta del río General. La imagen se tomó en la estación húmeda, lo que favorece la existencia de un flujo continuo y el desarrollo de una abundante vegetación (Julio, 2011).

b) > 20 m de profundidad

Se trata de valles con cauces permanentes, de morfología estrecha, laderas abruptas y fondo en *U* o en *V*. Los escurrimientos que se asocian con estos valles son erosivos y se disponen, en la mayoría de los casos, sobre fallas, contactos geológicos y geomorfológicos. Si bien integran patrones de drenaje dendrítico, son más comunes en los diseños subdendríticos. Queda agregar que este tipo de relieve es el de mayor distribución en toda el área de estudio (Fig. 46).



Figura 46. Valles fluviales con profundidad >20 m al N del poblado de Alaska. La acción erosiva en este caso, se lleva a cabo sobre una falla (Diciembre, 2012).

c) Laderas superiores

Se trata de depresiones estrechas y alargadas, que están controladas por la erosión del cauce y la tectónica local (Pedraza, 1996). En la cuenca alta del río General tienen desarrollo morfologías en *V* o en *U*; en el primer caso, la acción fluvial y gravitacional son responsables de la evolución de estas formas de erosión. En el segundo, la expresión es consecuencia de la acción glaciár. La presencia de fallas en ambos casos, favorece la erosión en orientaciones preferentes NE-SW y N-S. La extensión de este tipo de laderas es de 139.6 km² en toda la zona de estudio, esto pone de manifiesto el carácter erosivo del territorio donde se emplazan este tipo de laderas (Fig. 47).



Figura 47. Valle fluvial en *V*. Esta morfología en particular se localiza cerca del poblado de Playas, al N de la cuenca del río Buenavista (Diciembre, 2012).

d) Fondos de valle

Representan la parte más deprimidas de los valles y sus características morfológicas dependen del tipo de sustrato, la existencia de fallas y de la morfología del terreno donde se emplazan. En la zona de estudio se distinguen los siguientes tipos:

d.1) Con lecho arenoso

Presentan una morfología que varía de subhorizontal a ligeramente cóncava, en planta forman corredores lineales que se distribuyen entre sus elevaciones adyacentes; son característicos de zonas de montaña, se modifican debido al volumen del caudal en la época lluviosa (Pedraza, 1996).

Este tipo de morfología tiene desarrollo tanto en la vertiente pacífica como caribeña, en todas las regiones morfológicas de la zona de estudio; en ambos casos, desarrollan densas redes fluviales que adoptan configuraciones dendríticas, subdendríticas y dicotómicas. Durante los meses de mayor precipitación (mayo a noviembre), este tipo de lechos se activan al evacuar importantes volúmenes de agua y con ello su poder erosivo.

d.2) Con lecho rocoso

Se presentan sólo en la vertiente Caribe en la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca), dentro de las llanuras aluviales intermontanas, a una altitud que varían de 1 540 a 2 520 msnm. Aquí la precipitación es menor con respecto a su contraparte pacífica y el hecho que explica la presencia de bloques en el fondo de los valles, son las lluvias extraordinarias que aportan el volumen de agua necesaria para transportar rocas de hasta 4 m de eje mayor.

Las variables morfométricas presentes en estas morfologías por lo general presentan valores medios o altos. La densidad de la disección permanece entre 5 y 7 km/km², la profundidad de la disección es mayor a 60 m, mientras que la energía del relieve se ubica entre 400 y 900 m, y por último la erosión potencial y total tienen rangos medios (1.5 – 4.3 km/km² y 12 – 25 km/km², respectivamente).

3.2. Circos fluviales

Son de geometría cóncava a manera de anfiteatro, son comunes en laderas de montaña y forman parte de cuencas de captación fluvial. Se caracterizan por tener una dinámica muy activa, *crecen* en dirección a las cimas desarrollando saltos de cabecera, desprendimientos y deslizamientos (erosión remontante). Las densas escorrentías que las ocupan, se unen en un canal principal que se dispone en dirección de la inclinación principal del terreno, los circos fluviales pueden ser activos e inactivos.

a) Activos

El área que ocupan estas formas de erosión, presenta una importante remoción de materiales debido a una intensa dinámica fluvio-gravitacional (saltos de cabecera, desprendimientos y deslizamientos), que no permite el desarrollo de la vegetación; característica lo cual permite identificarlos. Se localizan únicamente en la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca).

Los circos fluviales tienen desarrollo en las laderas, siendo su importancia geomorfológica llegar a la cima de las montañas (erosión remontante) y reducir las superficies interfluviales. Cuando se vinculan de manera directa a un río importante (afluente), reciben el nombre de cabeceras.

Estas morfologías se ubican en pendientes por encima de los 25° y de acuerdo al análisis morfométrico previo tienen valores altos: densidad de la disección (7 - 11 km/km²), energía del relieve (400 – 900 m), erosión potencial (4,4 – 7,2 km/km²) y

erosión total ($26 - 45 \text{ km/km}^2$). Estas formas erosivas son comunes en la zona de montañosa de la vertiente pacífica (26 en total), en donde el promedio anual de lluvia es $> 5\,000 \text{ mm}$. El rango altitudinal varía de $1\,460$ a $3\,560 \text{ msnm}$ y la amplitud de arco promedio es de 700 m , pero algunos de ellos se acercan a los $1\,000 \text{ m}$ (Fig. 48).



Figura 48. Circo fluvial activo en las cercanías del poblado de Buenavista (cuenca del río Buenavista). El borde del anfiteatro ha llegado a la cima y ha comenzado a reducir la superficie interfluvial (erosión remontante) (Diciembre, 2011).

b) Inactivos

En este caso la actividad erosiva del anfiteatro cesa y si bien la morfología no cambia, las laderas interiores de toda la estructura son menos inclinadas ya que las vertientes han alcanzado su ángulo de equilibrio. Estas condiciones favorecen el crecimiento de la cubierta vegetal.

En la zona de estudio se identificaron un total de 712 circos inactivos, repartidos tanto en la Cordillera de Talamanca y la Fila Brunqueña (región morfológica I y IV, respectivamente). Estas morfologías por lo general superan con facilidad los 16° de pendiente, su dominio impera en regiones con otros valores morfométricos altos como la densidad de la disección ($7 - 11 \text{ km/km}^2$), profundidad de la disección (más de 60 m), energía del relieve ($400 - 900 \text{ m}$), erosión potencial ($4.4 - 7.2 \text{ km/km}^2$) y erosión total ($26 - 45 \text{ km/km}^2$); no obstante también se presenta en zonas con rangos medios y bajos.

El importante número de dichas morfologías indica una activa dinámica externa durante el Cuaternario que ha dado paso a un periodo de biostasia, dada la estabilidad que le imprime la cobertura vegetal. La amplitud de arco promedio es de 200 m , no obstante existe un par de ellos que alcanzan los 2.5 km , estos últimos se localizan en la vertiente del pacífico donde el promedio anual de precipitación varía entre $2\,500$ a $5\,500 \text{ mm}$ y en apariencia no presentan una altitud preferencial (Fig. 49).



Figura 49. Circo fluvial inactivo, al NE del poblado de San Gerardo en la cuenca del río Chirripó Pacífico. Se observa una densa cobertura de vegetación, lo que indica una condición de estabilidad (Diciembre, 2011).

4. Acumulativo fluvial

El relieve acumulativo fluvial comienza a surgir en el momento en que el perfil longitudinal del río disminuye su inclinación; es decir, cuando cambia de región de tránsito; de montaña a planicie o de piedemonte a planicie. Otra posibilidad, es cuando el cauce se aproxima a su nivel base local o general. En ambos casos el escurrimiento pierde su capacidad erosiva y de arrastre, para comenzar a depositar detritos en el fondo, en las márgenes o en la desembocadura.

En este apartado se explican y analizan las siguientes formas deposicionales: abanicos aluviales, llanuras aluviales, terrazas de inundación y conos aluviales.

4.1. Abanicos aluviales:

Se forman cuando el cauce reconoce un cambio de pendiente importante, que favorece el depósito de la carga (Derrau, 1983). La morfología que adopta es de medio cono inclinado, en donde el ápice se orienta en dirección al sector montañoso. El perfil longitudinal de la estructura es cóncavo, mientras el transversal es convexo. La inclinación de toda la superficie disminuye de manera gradual hasta desaparecer en el terreno que lo soporta (Lugo, 2011). El patrón de drenaje que desarrollan sobre ellos, es dicotómico y subparalelo; ambos muy dinámicos, sin embargo no todos los canales están activos en la temporada de lluvias.

El origen y evolución de los abanicos, para la zona de estudio, está condicionada por la tectónica y el clima de manera directa. La primera variante, se vincula con el ascenso del área fuente, la Cordillera de Talamanca; el levantamiento se ha calculado en 1.1 mm al año y ha sido constante en los últimos 2 Ma (Gardner *et al.*, 1992). Esta condición sumada a la amplia y densa red de cauces ha favorecido la erosión y con ello, el transporte y acumulación de importantes depósitos detríticos al sur de la cadena montañosa más importante del país.

La influencia del clima se hace evidente a partir de los 3 000 msnm, con la existencia de formas de relieve de origen glaciar (herencias geomorfológicas), en la porción cumbral (Anexo 1). Esta región estuvo bajo condiciones gélidas durante los últimos 100 ka, mismas que terminaron hace 10 ka (Castillo-Muñoz, 2010).

Al término de la acción glaciar las cimas montañosas exhibieron variadas formas erosivas (circos, escalones glaciares, escarpes, etc.) y acumulativas (morrenas de fondo laterales, frontales, mantos detríticos, etc.). Estas últimas al estar constituidas de detritos, quedaron a disposición de la erosión fluvial quien las desmanteló, las transformó o destruyó.

Los ríos transportaron detritos a través de los valles glaciares, en algunos casos este proceso logró transformar o desaparecer la morfología dejada por el paso del hielo. La mayor parte de estos materiales pasaron a formar parte de extensos abanicos en la periferia de la montaña, un total de 14 que representan un área de 213.8 km². En general mantienen una inclinación < 10°, un rasgo singular es la posición de los ápices (881 msnm) y la orientación de la distancia más larga, al SW.

Todas estas morfologías corresponden con la región morfológica III: rampa acumulativa (abanicos aluviales), los cuales fueron clasificados de acuerdo a su altura relativa en tardíos, intermedios y tempranos; se explican a continuación.

a) Tardíos

Son los más recientes el grupo está formado por cuatro estructuras (Fig. 50. A, B, C y D), en conjunto suman una área de 65.8 km². Se caracterizan por tener un grado de disección ligeramente menor con respecto a los demás; no obstante, en dos de ellos existen rastros fluviales que evidencian una dinámica activa en la actualidad.

La primera unidad de este grupo se localiza al NW de todo el conjunto (Fig. 50. A), su morfología es alargada forma que adopta como consecuencia de un desarrollo limitado debido a que no puede crecer hacia sus flancos debido a la existencia de otras estructuras que controlan su crecimiento lineal y en dirección NW-SE. El área que ocupa es de 15 km², su inclinación es < a 7°, mientras la densidad cauces (< 5 km²) y la profundidad de la disección (< 20 m), presentan un rango bajo como consecuencia de las limitantes morfológicas, ya mencionadas. Esta estructura fue estudiada por Kesel y Spicer (1985), quienes la consideraron como una terraza-abanico de 7000 años de antigüedad; resultado obtenido por a través del fechamiento de un suelo por ¹⁴C, este dato representa la edad máxima que pueden alcanzar los abanicos tardíos.

Los ríos que drenan este territorio son Buenavista y Chirripó Pacífico, ambos destacan ser las cuencas de mayor extensión en todo el país. Los asentamientos más importantes que se localizan en esta superficie son Miraflores, General Viejo y Peñas Blancas.

El segundo elemento se localiza al centro del grupo (Fig. 50.B), la morfología es de cono con una deformación ligera en el ápice (curvatura). Por otro lado, la porción distal es atípica, en forma de cuña debido a que en este sector existen abanicos formados en un pasado no tan lejano, que no permiten que los detritos se depositen en forma de abanico. El área que ocupa es de 22.9 km², la inclinación del terreno varía entre 7° y 15°, la densidad de cauces (5-7 km²) y la profundidad de la disección (<20m) no son significativas, en esto influye la *juventud* de la estructura; el río que drena este territorio, es el San Pedro.

El tercer abanico se ubica en el centro-este (Fig. 50.C), su morfología es compleja y no es la de un abanico ya que no tiene espacio para que evolucione como tal. Su emplazamiento tiene lugar entre las fronteras de otras estructuras (abanicos más antiguos), hecho que provoca un desarrollo en forma de letra S (*estirada*) y con dirección NE-SE, de esta manera el depósito se prolonga hasta la llanura aluvial del río San Pedro en donde se funde con la llanura fluvial.

Otro factor que influye en su fisonomía es la presencia de una falla transforme que lo afecta; es decir, lo corta en su porción media-distal y lo desplaza 2 km en dirección SE (movimiento lateral derecho). Este hecho hace que la dinámica erosiva se retarde mientras los cauces se adaptan a los cambios del nivel base provocados por los movimientos tectónicos. Lo anterior puede explicar la existencia de valores bajos de densidad de cauces ($5-7 \text{ km}^2$) y profundidad de la disección ($< 20 \text{ m}$). En cuanto a la inclinación del terreno, hay que decir que es $< 7^\circ$ y el área que ocupa es de 6.6 km^2 .

El cuarto abanico ocupa una área de 21 km^2 , presenta una inclinación donde predominan los rangos de $< 7^\circ$ y $7^\circ-15^\circ$ y se localiza al SE de todo el grupo (Fig. 50. D). Está estructura al igual que la anterior (C), está dividida en su porción media en dos sectores por el movimiento lateral derecho de una falla transformante. La actual morfología es de dos rampas en *sig-sag*, con patrones de drenaje similares (subparalelo-semiradial) pero distintos en orientación. En la rampa norte se disponen al NW, mientras que en la sur se orientan N-S. La densidad de cauces ($5-7 \text{ km/km}^2$) y profundidad de la disección ($< 20 \text{ m}$), reflejan de alguna manera la juventud de las estructuras. Hay que hacer notar que a lo largo de la línea de sutura, son frecuentes las deflexiones fluviales, estos cambios bruscos en la dirección de las corrientes, es respuesta de la dinámica disyuntiva que existe en este sector. Por último mencionar que el río Volcán es el cauce que drena este territorio y que la comunidad Cacao es el poblado más cercano a esta zona.

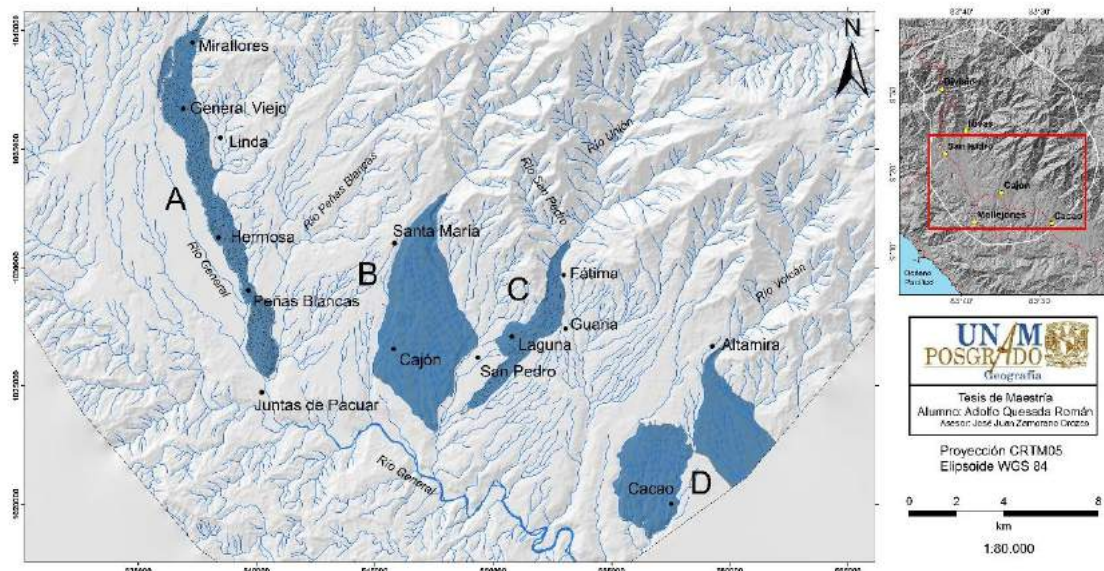


Figura 50. Localización de los abanicos aluviales tardíos, se asocian con los ríos General (A), San Pedro (B), Unión (C) y Volcán (D) y todos ellos integran la región morfológica III: Rampa acumulativa.

b) Intermedios

Este grupo lo integran seis abanicos, todos ellos suman un área cercana a los 90 km². Estas estructuras fueron estudiadas por Kesel y Spicer (1985) y les asignaron un rango de edad entre 7 000 y 45 000 años.

El primero ocupa un área de 34.8 km² y se localiza al NW (Fig. 51.A). Esta estructura es la única que tiene la morfología clásica de abanico aluvial (medio cono inclinado). El drenaje que tiene desarrollo sobre esta superficie, define diseños subparalelos y semiradiales poco densos y de poca profundidad. La densidad de cauces es variable; en el sector proximal los valores son de 5 - 7 km/km² y en el distal < 5 km/km². En esta zonificación la inclinación del terreno es el factor condicionante, 7°-15° para el primer caso; y < 7° para el segundo.

Por último resta mencionar que en este territorio convergen los ríos Buenavista y Chirripó Pacífico y se localizan los poblados de Los Ángeles, Santa Cecilia, Lomas de Cocorí, Villa Ligia y Lourdes.

El segundo abanico tiene un área de 10,63 km², se localiza al centro-NW del grupo (Fig. 51.B) y por su morfología se deduce que en su desarrollo están involucrados tres ápices, por lo menos, estas adaptaciones se vinculan a cambios en el nivel base local y son respuesta de una dinámica activa de fallas transcurrentes.

Los índices morfométricos de alguna manera reflejan estas condiciones; la densidad de la disección, no presenta un arreglo definido y varía en espacios muy cortos entre los rangos < 5 km/km² y 5-7 km/km². De la misma manera la profundidad de la disección, en este caso los intervalos son los <20 m y los de 20-60 m. Con la inclinación del terreno pasa lo mismo, los cambios se suceden entre los < 7° y 7°-15°.

En la actualidad el río Peñas Blancas y sus afluentes desarrollan patrones de drenaje subparalelos y subdendríticos, todo este sistema abastece de agua a los campos de cultivo del poblado de Santa Elena.

El tercer abanico ocupa un área de 22.6 km², presenta una morfología simétrica bien definida y se localiza en el centro del grupo (Fig. 51.C). Los cauces que drenan esta superficie definen un patrón de drenaje radial muy homogéneo en cuanto a densidad de cauces (5-7 km/km²); más distinto en cuanto a profundidad, este índice alcanza los 60 m en el borde, mientras en la porción media y proximales no supera los 20 m. Esta espacialidad en los datos se asocia al movimiento complejo de las fallas activas (transcurrentes), que hacen de todo este sector un terreno inestable y por tanto, con una dinámica erosiva-acumulativa distinta al resto de la estructura. La inclinación del terreno en este sector alcanza los 15° mientras en el resto del cono es < 7°. Los ríos que drenan esta superficie son el Pital y Navajuelar y en cuanto a los poblados, los más importantes son Pilar, Santa María, San Francisco y Navajuelar.

La cuarta estructura acumulativa tiene un área de 8.3 km² y se localiza en el sector centro-SE (Fig. 51. D). Su morfología es la de un abanico cortado en su parte media y desplazado 1.7 km con rumbo NW por un movimiento de falla lateral derecho. Los efectos de esta dinámica afectaron las estructuras localizadas en el extremo SE (D, E y F); mismas que presentan una disposición en planta de *zigzag*. Los índices morfométricos y la explicación de su espacialidad son igual a la de la estructura B de este mismo grupo. El río Unión es el responsable de drenar el área y los poblados que localizan en este territorio son San Pedro y la Guaria.

El quinto abanico se localiza en el sector SE (Fig. 51.E), es drenado por los ríos Convento y Sonador, los valles de estos escurrimientos no superan los 20 m de profundidad y son de fondo plano y amplio (llanuras aluviales). Esta característica hace suponer que la deposición tiene mayor influencia sobre la erosión, más los datos morfométricos no respaldan esta hipótesis ya que el índice y su distribución es similar a la que se presenta en las estructuras B y D.

El rasgo más significativo es el desplazamiento de 2.3 km, provocado por la falla transcurrente que afecta todo este sector con un movimiento lateral derecho. En este caso el abanico queda fragmentado en su porción media. Las poblaciones de Convento y Altamira se localizan sobre esta superficie.

La sexta unidad se localiza en el extremo SE (Fig. 51.F), no es una unidad completa, se trata de la porción media-distal de un abanico que ha sido desplazado en las mismas condiciones que la unidad anterior; al no quedar incluido en la zona de estudio (sector superior-proximal), no es posible conocer la distancia de su traslado.

Las características morfométricas son muy similares a las que presentan todas las estructuras afectadas por la actividad disyuntiva (abanicos: B, D y E). El poblado de Cacao y el río Volcán sirven de referencia para localizar este territorio.

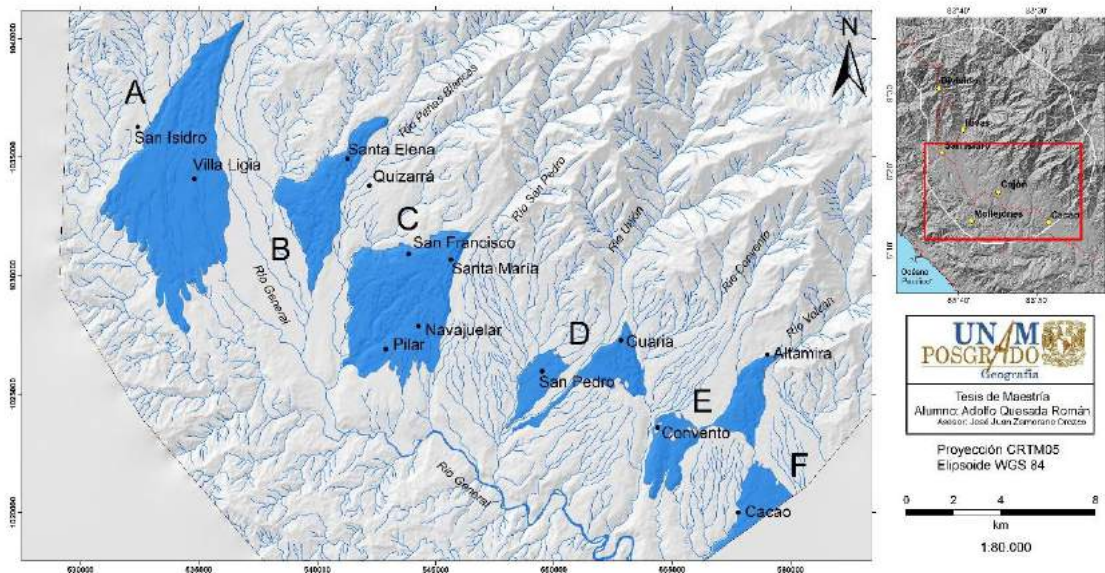


Figura 51. Ubicación de los abanicos aluviales intermedios, tienen relación con los cauces de los ríos Buenavista y Chirripó Pacífico (A), Peñas Blancas (B), quebradas Pital y Navajuelar (C), río Unión (D), Convento (E) y Volcán (F). El sector SE destaca por la disposición en zig zag, de los conos detríticos, resultado del desplazamiento lateral derecho de una falla transcurrente que afecta todo este sector.

c) Tempranos

Este conjunto está integrado por cuatro abanicos, todos ellos representan un área de 58 km², este grupo se puede dividir por su morfología en dos sectores; el primero al NW conformado por estructuras incompletas; es decir, fragmentos de abanicos que no fueron cubiertos por deposiciones posteriores. Lo anterior explica la forma en *L* o *gajo* de cada unidad, cualquiera de estas variantes muestra solo una parte de las estructuras más antiguas (Fig. 52: A, B y C).

El segundo sector se localiza en el extremo SE y está compuesto por dos porciones aluviales que son parte de un solo abanico, fragmentado en su porción media y

desplazado por el movimiento lateral derecho, vinculado a la falla transcurrente que ha afectado a todas las estructuras de este tipo en este sector (Fig. 52.D).

La edad absoluta de los abanicos tempranos está calculada entre 45 y > 65 000 años (Kesel y Spicer, 1985), dato que concuerda con la posición estratigráfica y las características morfológicas como espacialidad, altura relativa (respecto a las estructuras adyacentes), altitud, inclinación, densidad y profundidad de disección.

El primer relieve de este tipo funciona como un basamento en donde otras estructuras similares se han sobrepuesto (Fig.51: abanico intermedio A), la última de ellas casi lo cubre por completo, solo dejó al descubierto el sector más occidental, a manera de una delgada franja en forma de *L* que representa un área de 6 km². Los ríos que drenan este sector son Quebradas y Jilguero y si bien son escurrimientos caudalosos, la densidad de cauces (< 5 km/km²) y la profundidad de la disección (< 20 m), es baja. Esta situación es contraria a la esperada en una superficie con mayor tiempo de exposición a la acción fluvial.

Lo anterior se explica a partir de la existencia de una capa detrítica reciente que sobreyace a los depósitos antiguos. Este manto a colmatado barrancos, surcos, ha suavizado pequeños desniveles y al cubrir la estructura primigenia la protege del efecto erosivo actual. La ciudad de San Isidro del General, mayor centro poblacional del área de estudio, se emplaza sobre este terreno.

La segunda unidad (Fig. 52.B) presenta una morfología de *gajo o uso*, expresión que es resultado de la continua colmatación de dos abanicos más reciente; el primero de ellos, cubre la porción occidental y el segundo el sector centro-oriental (Fig.51: intermedio A y B). El abanico antiguo tiene una extensión de 19 km² y al igual que la unidad anterior, la densidad de cauces (< 5 km/km²) y la profundidad de la disección (< 20 m) no son representativas. En esto tiene que ver la existencia de mantos detríticos que al cubrir esta superficie la van rellenando y suavizando su inclinación (< 3°). De acuerdo a su disposición y arreglo geomorfológico, su génesis se liga al río General y de manera indirecta con el río Buenavista y Chirripó Pacífico, los cauces de mayor caudal en la región. La comunidades que se localizan en esta superficie son Palmares y Repunta.

El tercer elemento de este grupo es parte de una estructura mayor (Fig. 52.C), corresponde a la mitad proximal de un abanico de dimensiones mayores, que está cubierto en su mayor parte por detritos más recientes (Fig.51: abanico A). El área que cubre este relieve es de 4.5 km², la longitud entre el ápice y el borde más distal es de 169 m y al ser una superficie cercana al punto de dispersión (ápice) la inclinación del terreno es de 7°. Los valores de densidad de cauces (< 5 km/km²) y profundidad de la disección (< 20 m) se mantienen en un rango bajo, hecho que se explica a partir de una constante deposición aluvial reciente, que mantea y por tanto rellena antiguos canales y surcos. Los escurrimientos que drenan este sector son tres, el primero lleva el nombre de Peñas Blancas como el poblado más importante de la localidad, los otros se conocen como Caliente y Quebrada San Francisco.

La cuarto abanico se localiza al SE de todo el grupo (Fig. 52.D), se presenta en dos segmentos, en realidad es una sola estructura que fue *cortada* y desplazada 2.2 km en dirección NW-SW a consecuencia del movimiento lateral derecho, de una falla transforme que afecta el extremo SE de la zona de estudio. El desplazamiento de la unidad D hace evidente que la actividad de las fallas estuvo presente al menos desde hace 45-65 000 años atrás, edad que corresponde con los abanicos de este grupo.

La superficie del cono completo es de 28.2 km², los valores de densidad de cauces (5-7 km/km²) y de profundidad de la disección (> 20 m), son ligeramente mayores y en esto probablemente influya el área mayor que ocupa. El ligero incremento de los índices podría estar relacionado con un desarrollo fluvial que fue interrumpido por la acción de la tectónica, al quedar desfasado el sistema fluvial se *ajustó* el nivel de base y en el proceso de adaptación pudo retardarse la erosión fluvial. Los escurrimientos que drenan este territorio son Convento y San Juan, con este mismo nombre se conoce a uno de los poblados de esta región, los otros son Sonador y La Fortuna.

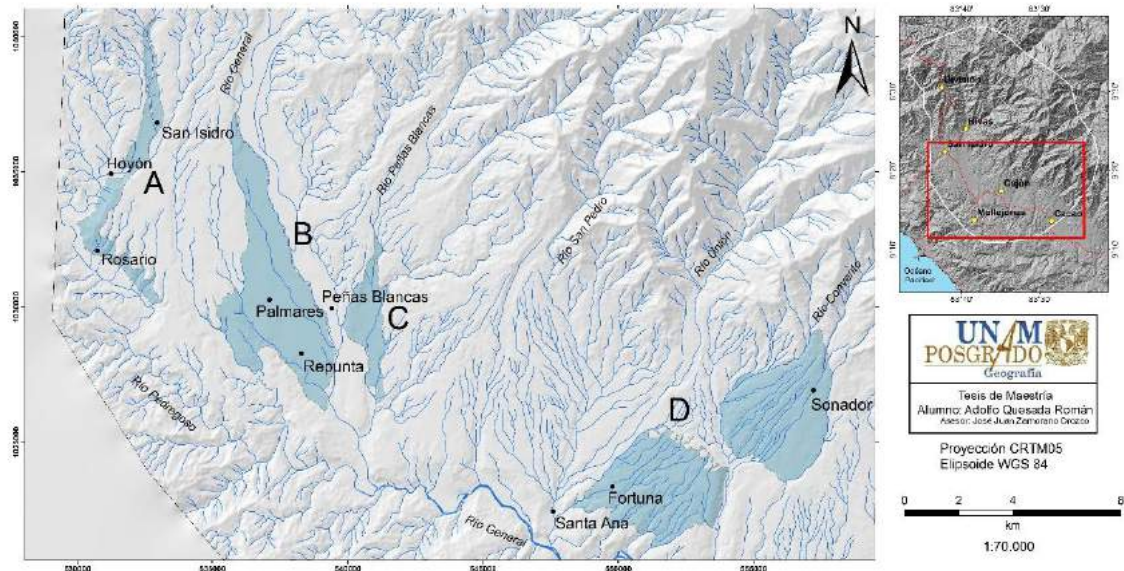


Figura 52. Localización de los abanicos aluviales tempranos. Estos están drenados por los ríos Quebradas y Jilguero (A), General (B), Peñas Blancas (C), San Juan y Convento (D). Las tres primeras estructuras están cubiertas por depósitos aluviales más recientes (abanicos intermedios y tardíos).

4.2. Llanuras aluviales:

Estos relieves ocupan el fondo de valles amplios, se trata de superficies subhorizontales, onduladas y ligeramente inclinadas. En la mayoría de los casos estos terrenos son zonas de inundación en la temporada de lluvias o en periodos extraordinarios de precipitación (ciclones).

Las llanuras aluviales que forman parte de este territorio, se clasificaron en intermontanas, de transición (entre abanicos aluviales) y de superficies amplias: ríos Pacuar y General.

a) Intermontanas

Son características de la zona de montaña, su amplitud mínima es de 15 m y alcanzan los 300 m de máxima. Se consideran superficies subhorizontales ligeramente inclinadas y donde la deposición predomina sobre la erosión. Por lo general estos terrenos están descubiertos de vegetación y de existir es muy incipiente, este hecho facilita la remoción de detritos en la temporada de crecidas.

Estas estructuras son comunes a los 3 380 msnm en la vertiente del Caribe, mientras en el Pacífico se localizan a los 2 160 msnm. El área de todas las llanuras intermontanas suma 18.4 km². Los detritos que las integran tienen un origen diverso que involucra procesos glaciares, gravitacionales y fluviales en menor medida. La

morfología característica es simple a manera de plataformas ligeramente por arriba del lecho (Fig. 53).



Figura 53. Llanura aluvial intermontana localizada al N de la comunidad de Rivas, sobre el río Buenavista. Su morfología es de una plataforma elevada sobre el cauce (Diciembre, 2013).

b) de transición (entre abanicos aluviales)

Se localizan en terrenos donde el cambio de pendiente entre las porciones de montaña y los abanicos aluviales permite el desarrollo de morfologías acumulativas como lo son las llanuras aluviales de transición. Tienen estrecha relación con cauces de orden de corriente de 5° a 7° , desarrollan patrones de drenaje *trenzados* y dividen unidades morfológicas como abanicos aluviales y rampas detríticas con inclinaciones menores a 7° . Las inundaciones en estas superficies se presentan durante los periodos de lluvias extraordinarias asociados a temporales y ciclones tropicales.

El área que ocupa este tipo de llanuras es de $7,36 \text{ km}^2$, la altitud está en el rango de los 380 a los 860 msnm, la amplitud varía de 50 a 1 000 m y desarrollan longitudes entre los 2 y los 15 km. Estos territorios se consideran de alta incidencia de inundaciones durante las temporadas de lluvias intensas; en esto influye su posición altitudinal, al estar más bajas concentra un mayor número de afluentes que contribuyen al aumento de agua. En los flancos de este tipo de planicies se ubican comunidades de una importante densidad poblacional como son Morazán, San Isidro del General, el Hoyón, Hermosa, Pinar del Río, Peñas Blancas, las Juntas de Pacuar y Santa Ana (Fig. 54).



Figura 54. Llanura aluvial del río San Pedro en las cercanías del poblado de Santa Ana. La evidencia de crecidas importantes del cauce se observa la acumulación bloques rocosos de hasta 1.50 m de eje mayor. Esta llanura en particular, es la frontera entre un abanico aluvial tardío y uno temprano (Julio, 2012).

c) de superficies amplias: ríos Pacuar y General

Estas llanuras se localizan en un rango altitudinal que varía de los 360 a 680 msnm y son las más bajas del territorio que se estudia, se caracterizan por ser superficies subhorizontales ligeramente inclinadas (5°) y por estar drenadas por causes semifijos con desarrollo de meandros. Este tipo de cauces representan órdenes de corrientes de séptimo y octavo grado, lo que indica que son los receptores de números afluentes asociados a cuencas fluviales de áreas importantes (Fig. 55).

Este tipo de llanuras representa un área de 17 km^2 , su amplitud varía entre los 60 y 850 m y su longitud llega a alcanzar los 50 km. Este tipo de morfologías inicia a partir del poblado del Hoyón, cerca de San Isidro del General, en la confluencia del río Quebradas, Jilguero y Pedregoso, afluentes del río Pacuar y al General.

Estas formas del relieve son muy valoradas y aprovechadas de manera intensiva a la altura de los poblados La Palma, El Rosario de Pacuar, Las Juntas de Pacuar y Bajos de Pacuar. En estos lugares las llanuras aluviales son superficies amplias, casi horizontales, con suelos fértiles (*rejuvenecen* en cada crecida) y con agua permanente. Estas condiciones favorecen la agricultura extensiva, el cultivo de pastos y la ganadería, incluso la extracción de materiales para la construcción (arenas y gravas).



Figura 55. Un sector de las llanuras aluviales de superficies amplias en la confluencia de los ríos Pacuar (izquierda) y General (derecha), al SE del poblado Juntas de Pacuar. Este segmento es el más representativo por ser el de mayor anchura (Diciembre, 2012).

4.3. Terrazas de inundación:

Son superficies planas o ligeramente inclinadas, estrechas y alargadas, delimitadas por bruscos cambios de pendiente. Su origen se asocia a cambios en el régimen hidrológico o a movimientos tectónicos y se considera una forma de relieve tanto erosiva como acumulativa (Lugo, 2011).

Estas formas de relieve se localizan a las márgenes fluviales y son parte de las llanuras e inundación, pueden ser continuas, discontinuas, simétricas, asimétricas correspondientes o no correspondientes. Es común que las más recientes estén más cercanas al río y tengan una mayor continuidad. Entre más alejadas del cauce son más antiguas y por tanto existe una mayor posibilidad que los diferentes agentes de modelado afecten su morfología (Selby, 1985).

En la zona de estudio las terrazas se caracterizan por ser simétricas y asimétricas, estas características revelan una dinámica erosiva tipo zapa (erosión lateral) y vertical asociada a movimientos neotectónicos intensos. En la zona de estudio se reconocen tres niveles de terrazas: estacional, extraordinaria y excepcional y cada uno de ellos,

es exclusivo de la vertiente pacífica. Este hecho pone de manifiesto el vínculo que existe entre estas estructuras, con los procesos tectónicos complejos que ocurren en el fondo oceánico del Pacífico.

a) Estacional

Presentan una morfología a manera de plataforma alargada, de superficie casi horizontal, ligeramente inclinada en dirección de la planicie aluvial. Representa el primer nivel de terraza, constituido de materiales heterométricos, mal clasificados, poco compactados y subredondeados. Estas superficies se inundan de manera recurrente en cada temporada de lluvias (estacional o ciclónica); por tanto, la morfología de estos terrenos es diferente cada año.

Las terrazas estacionales son formas de relieve exclusivas de la vertiente del Pacífico, se disponen entre los 360 y 1580 msnm, la longitud y la anchura varía de 330 a 2200 m y de 40 a 140 m, respectivamente. Con respecto al área la mínima es de 5 820 m², mientras la máxima registrada es de 276 400 m², algunas de ellas presentan bosques de galería bien desarrollados que al fijar el zócalo, las hacen más estables. El total de estructuras es de 61 estructuras, mismas que se reparten entre los ríos Quebradas, Buenavista, Chirripó Pacífico, Peñas Blancas, San Pedro, Unión y General (Fig. 56:T1).

b) Extraordinaria

Representan el segundo nivel de terrazas, estas estructuras son ligeramente más elevadas que las estacionales, su origen se asocia con los acarreo fluviales e inundaciones provocadas por lluvias intensas o extraordinarias (> 2 500 mm por año), con un periodo de retorno de cinco años (Peraldo, 2004). Este tipo de terrazas, también se vincula con las crecidas inducidas por lluvias estacionales o de influencia ciclónica, tanto de la cuenca del Mar Caribe como del Océano Pacífico.

Estas formas acumulativas son características de los ríos Pacuar, Quebradas, Chirripó Pacífico, San Pedro y General. En total existen 17 estructuras de este tipo en la zona de estudio (Ver Mapa Anexo 1), se disponen a una altitud que varía de los 360 hasta los 1 480 msnm, no superan los 15° grados de inclinación y en algunos casos el límite frontal no siempre es escarpado.

La longitud mínima que alcanzan este tipo de terrazas es de 660 m y la máxima de 2.2 km. La amplitud al igual que la superficie es variable: de 20 a 250 m y de 7.5 km² hasta 604 km², respectivamente (Fig. 56:T2).



Figura 56. Terraza estacional (T1) y extraordinaria (T2) en el río Blanco (cuenca del río Chirripó Pacífico), en las cercanías del poblado La Herradura. La construcción, en segundo plano, está destruida de manera parcial por inundaciones periódicas. En una posición ligeramente más alta, la T2 sigue siendo susceptible a quedar bajo las aguas fluviales en periodos de precipitación intensa (Diciembre, 2011).

c) Excepcional

El tercer nivel de terraza es el más alto de la llanura de inundación intermontana, presenta una dinámica de peligro (inundaciones), cuando la precipitación es $> 2\,500$ mm anuales (Krishnaswamy *et al.*, 2001). Este valor se relaciona con las lluvias ciclónicas, como los que acontecieron en 1988 (Joan), 1996 (César), 2008 (Alma) y que provocaron que los principales ríos de la región desbordaran, causando daños materiales cuantiosos y numerosos damnificados.

Este tipo de terrazas tiene desarrollo solo en un flanco de la llanura aluvial, por tal razón son consideradas de tipo asimétrico. En la mayoría de casos en su borde no hay escarpe y no presenta ningún rasgo erosivo fluvial; en algunos segmentos la porción distal está cubierta por depósitos gravitacionales que provienen de las laderas de montaña que las limitan.

En la zona de estudio existe un total de 18 estructuras de este tipo, distribuidas en los ríos Chirripó Pacífico, Peñas Blancas, San Pedro, Unión y General. Se localizan entre las cotas de 460 y 1 420 msnm y su longitud varía de 190 m a 2.7 km; mientras su amplitud va de 45 m a 720 m. El área mínima es 1 km^2 y la máxima de 16 km^2 (Fig. 57: C).

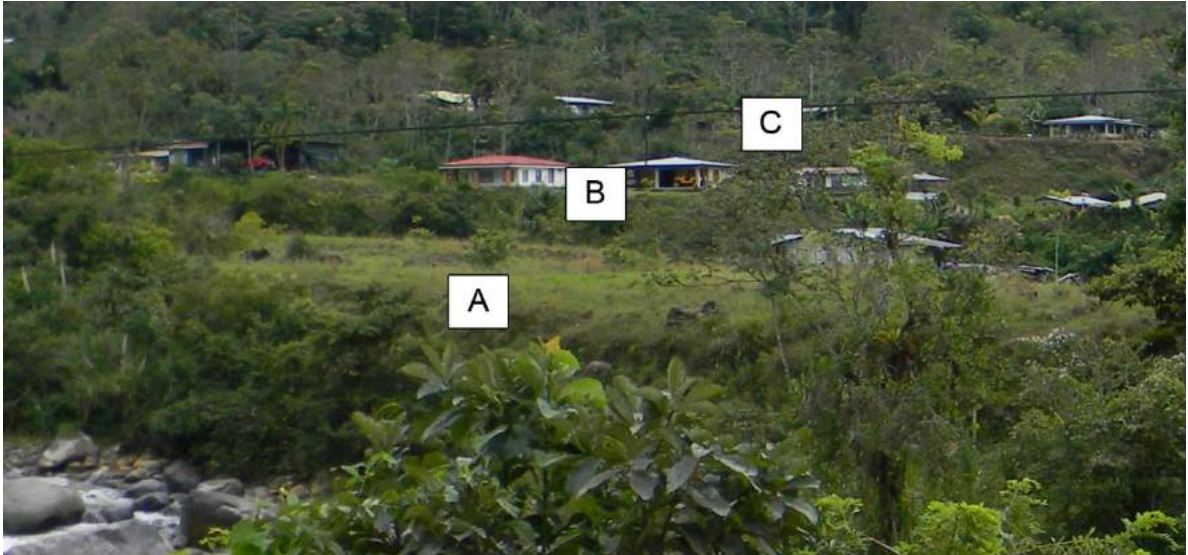


Figura 57. Llanura aluvial en el río Chirripó Pacífico. En la imagen se aprecian los tres niveles de terraza: A) estacional; B) extraordinaria y C) Excepcional (Diciembre, 2013).

4.4. Conos aluviales

Son formas acumulativas con aspecto de cono recostado, inclinado, con el ápice hacia arriba; se originan en la desembocadura de una corriente montañosa, en una superficie plana o de poca inclinación (Lugo, 2011). Estas formas se distinguen de la unidad 4.1, por sus dimensiones y por el origen de los detritos, en este caso exclusivamente fluvial.

Están relacionados con el cambio de pendiente entre las laderas montañosas y la planicie aluvial intermontana. En la cuenca del río Chirripó Pacífico se localizan dos conos, a partir de 1 340 msnm; por otro lado, en la cuenca del río Buenavista se ubican desde los 1 560 msnm y se contabilizan un total de 30 formas de este tipo.

Las probables causas de la alta concentración de conos aluviales en la cuenca del río Buenavista se relacionan con la presencia de la Falla del mismo nombre, su actividad se vincula con el sismo de 1983 (Mora y Peraldo, 2011). Estos conos aluviales tienen áreas entre 10 y poco más de 100 km², los cuales poseen ejes mayores (entre su ápice y su base) que varían de los 130 hasta los 450 m de longitud. Por su parte, la amplitud (a lo largo de todo el sector distal) tiene extensiones entre los 200 y 550 m. Cabe resaltar que son morfologías perpendiculares a las corrientes fluviales principales (Buenavista y Chirripó Pacífico) y conforman áreas de transición entre las laderas de montaña y las llanuras aluviales (Fig. 58).



Figura 58. Cono aluvial localizado al NE de Chimirol, en una ladera adyacente a la llanura aluvial intermontana del río Chirripó Pacífico. Se observa el cambio en las pendientes entre las vertientes montañosas y la transición del cono con la planicie aluvial (Diciembre, 2013).

5. Acumulativo - erosivo fluvial

En este apartado se analiza un relieve complejo en donde la forma tuvo un origen exógeno acumulativo (en su etapa inicial); en la actualidad, la dinámica es de erosión y en ello contribuye la competencia del material (detritos aluviales de compactación media). Este relieve corresponde con abanicos aluviales antiguos, que son el basamento para el emplazamiento de otras estructuras similares, pero más recientes (4.1: a, b y c).

5.1. Rampas detríticas (antiguos abanicos)

Son amplias superficies sedimentarias del Pleistoceno-Cuaternario, localizadas en los sectores donde cambia de forma drástica la inclinación del terreno (al término de la zona de montaña), su procedencia está relacionada con los acarrees fluviales provenientes de las montañas y que se dirigen hacia terrenos de menor inclinación, lo que favorece la deposición de sedimentos. Por lo general, el gradiente es $< 15^\circ$ y alterna con *pulsos acumulativos* que generaron escarpes incluso $> 25^\circ$.

El área que ocupa la estructura completa es 109 km^2 , se dispone a lo largo del frente montañoso y desciende hasta la llanura aluvial del río General. El sector distal de las rampas detríticas, no ha sido cubierto todavía por los abanicos recientes (ver Mapa Anexo 1). La altitudes varían de 360 a 1 260 msnm y para su análisis se dividió en: modeladas por una densa red fluvial y parcialmente modeladas, las cuales se explicadas a continuación.

a) Modeladas por una densa red fluvial

Son extensas áreas con morfologías de una suave inclinación, por lo general $< 15^\circ$, su origen se establece a partir de la coalescencia de antiguos abanicos aluviales sobre un piedemonte primigenio y no es posible diferenciar unidades individuales. Una vez que los abanicos interrumpieron su dinámica, la erosión fluvial comenzó a dismantelar estos terrenos, formando una densa red de valles $> 20 \text{ m}$ de profundidad.

Su localización también responde a una configuración particular de sus variables morfométricas, donde las pendientes que mantienen estas morfologías no superan los 30° , con densidades de la disección de $5 \text{ a } 7 \text{ km/km}^2$, donde la profundidad de la disección es incipiente (menos de 60 m) y los la energía del relieve varía entre $60 \text{ y } 400 \text{ m}$, además los valores de erosión potencial y total son bajos ($0 - 1.4 \text{ km/km}^2$ y $0 - 1 \text{ km/km}^2$, respectivamente).

La superficie que ocupa esta unidad es de 56,36 km² y está conformada por 7 rampas detríticas dispuestas entre los 580 y 1 260 msnm. En ellas se localizan los poblados de Pedregoso, Morazán, Jilguero, La Linda, Quizarrá, Tambor, Fátima y Altamira. Dichas regiones son utilizadas como áreas de pastoreo, cultivo de caña de azúcar, piña y en menor medida café; actividades que favorecen la escorrentía y erosión (Fig. 59).



Figura 59. Rampas detríticas. La imagen corresponde a una área interfluvial por tal motivo no se observa la densa red de barrancos; pero es posible observar la morfología homogénea de la superficie (Diciembre, 2012).

b) Parcialmente sepultadas

Son superficies que en el pasado formaron parte de la rampa acumulativa (abanicos aluviales coalescentes antiguos) que han sido cubiertos por otros más jóvenes. Esta característica ha suspendido y retardado su dinámica deposicional y en algunos sectores la actividad erosiva de los valles.

Se componen de 5 rampas detríticas que suman 53 km², con pendientes > 26° de inclinación, en promedio. La altitud varía de 360 a 720 msnm, la densidad de cauces varía de 5 a 7 km/km², la profundidad de la disección no supera los 60 m, mientras que la energía del relieve está en el rango entre 60 y 400 m; por último la erosión potencial y total poseen valores medios (1.5 – 5.3 km/km² y 12 – 25 km/km², respectivamente).

La dinámica actual es la gravitacional (caídas y deslizamientos), sobre todo en el frente de la estructura donde la inclinación del terreno es >35°. Los poblados agrícolas de Angostura, Rosario de Pacuar y Río Grande se localizan sobre estas estructuras. (Fig. 60).



Figura 60. Rampas detríticas parcialmente sepultadas, esta vista corresponde al sector más distal muy cerca de la llanura aluvial del río General (Diciembre, 2013).

6. Erosivo Gravitacional

Este tipo de relieve se localiza en laderas donde la inclinación del terreno es $> 15^\circ$ y en donde el sustrato es poco consolidado (rocas fracturadas e intemperizadas, detritos o suelos), la presencia de estructuras disyuntivas favorece su desarrollo y la precipitación magnifica su dinámica ($>$ de 2 500 mm anuales). Bajo este rubro se explican los circos asociados a deslizamientos y desprendimientos.

6.1. Circos:

Los circos o coronas son formas del relieve cóncavas, a manera de anfiteatro, por lo general se localizan en las cabeceras fluviales (cuenca alta), en donde la inclinación del terreno es escarpada (Lugo, 2011).

a) de deslizamiento

Es la porción donde inicia el deslizamiento, localizado entre el material desplazado y el escarpe principal (Alcántara-Ayala, 2000). Es un elemento lineal que tiene una morfología cóncava, a manera de media luna o arco; a su vez, forman parte de una unidad compuesta mayor (deslizamiento).

La amplitud de las coronas va de 50 a 1 358 m y el perímetro de estas morfologías comprende de 200 a 2 506 m, valores que indican distintos grados de actividad en relación con el grado de compactación de los materiales, la dinámica de fallas locales, la inclinación de la ladera, la competencia del material a ser erosionado y las dimensiones de la masa movilizada (Fig. 61).



Figura 61. Ejemplo de dos circos asociados a deslizamientos en la Carretera Interamericana, al N del poblado de La Ese (Julio, 2011).

El total de circos identificados es de 150 asociados a deslizamiento, todos en la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca). De ellos, ochenta se han desarrollado en la vertiente Caribe (80 circos) y son los de mayor dimensión. En ambas vertientes y en la mayoría de los casos, son parte de laderas volcánicas (Mioceno) en donde la altitud varía de 520 a 3 620 msnm y la inclinación del terreno es $> 26^\circ$ y las variables morfométricas tienden a sus valores medios (densidad de la disección: $< 5 \text{ km/km}^2$, energía del relieve: 60-400 m, profundidad de la disección: 20-60 m, erosión potencial: $1.5\text{-}4.3 \text{ km/km}^2$ y erosión total: $12\text{-}25 \text{ km/km}^2$) y altos (densidad de la disección: $7\text{-}11 \text{ km/km}^2$, energía del relieve: 400-900 m, profundidad de la disección: $> 60 \text{ m}$, erosión potencial: $4.4\text{-}7.2 \text{ km/km}^2$ y erosión total: 26-45

km/km²), que indican una dinámica activa propensa a la erosión y que favorece el desarrollo de estas morfologías.

b) de desprendimiento

Este tipo de circos presenta una morfología que varía entre lineal-ligeramente sinuoso, en herradura, triangulares y alargados, son comunes a lo largo de discontinuidades geológicas, fallas o contactos entre el suelo y la roca (Highland y Bobrowsky, 2008).

Esta forma se asocia con procesos gravitacionales de velocidad moderada a rápida, en donde la inclinación del terreno es $> 30^\circ$ y en la zona de estudio tiene relación con la espacialidad de las estructuras disyuntivas y a la dinámica fluvial en valles profundos de laderas abruptas (zapa) (Fig. 62).

Todos ellos se ubican en la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca) donde sus pendientes se asocian a valores por encima de 36° , generalmente se localizan en regiones con densidad de la disección de 7 a 11 km/km², donde la profundidad de los valles supera los 60 m, mientras la energía del relieve varía de 400 a 900 m, y la erosión potencial tanto como total tienen sus valores más altos respectivamente (4.4-7.2 km/km² y 26-45 km/km²).

Entre sus características están los anchos de sus aberturas que van de 50 a 1 054 m; por otro lado las extensiones de sus perímetros varían de 130 a 1 799 m, lo que indica una dinámica intensa según las condiciones de litología, precipitación e inclinación del terreno. Su rango de elevaciones es de 360 a 3 440 msnm, donde una mayor proporción de coronas de desprendimiento están localizadas en laderas intrusivas y volcánicas del Mioceno, de composición granítica y de lavas andesíticas, respectivamente. En la vertiente Caribe se localizan un total de 261 circos de desprendimiento, mientras que en la Pacífica se contabilizan 695 de estas morfologías (72%), esta leve mayoría se vincula con un régimen de precipitación de hasta 5 500 mm anuales.



Figura 62. Circo de desprendimiento con morfología de herradura en laderas de montaña, al N de la comunidad San Juan del Norte. Posee una inclinación que supera los 60° (Diciembre, 2011).

Superficies:

6.2. De deslizamiento

Es el área de ruptura que se forma en el límite más bajo del material desplazado, debajo de la superficie original del terreno (Alcántara-Ayala, 2000). Es el sector que presenta mayor resistencia al movimiento y sus dimensiones dependen del volumen así como la distancia que alcanza la masa deslizada.

Sus áreas varían de 3.6 a 320 km², con ejes mayores (respecto al movimiento) de 50 a 450 m de extensión, situación que demuestra su variable dinámica desde áreas de pequeñas dimensiones hasta grandes sectores de las laderas de la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca).

Las vertientes donde se presentan tienen pendientes que superan los 30°, en un rango de elevaciones de 360 a 3 540 msnm, donde su localización responde a una dinámica activa favorecida por sustratos muy alterados (cortezas de intemperismo) de varios metros de profundidad, esta situación se refleja en los valores más altos de variables morfométricas como la densidad de la disección (7 a 11 km/km²), la profundidad de los valles (más de 60 m), la energía del relieve (de 400 a 900 m), y la erosión potencial tanto como total (4.4-7.2 km/km² y 26-45 km/km², respectivamente).

6.3. De desprendimiento

Es el área donde detritos, rocas y suelos se desplazan entre el circo y el depósito. El tamaño de la superficie de desprendimiento va en función de las dimensiones de la masa desplazada y la distancia que esta recorre a través de la vertiente (Alcántara-Ayala, 2000).

Los valores morfométricos medios y altos dominan en las regiones donde se presentan estas morfologías: inclinación del terreno (mayores a 26°), densidad de cauces (> 5 y de 5 a 7 km/km²), profundidad de la disección (20 – 60 m y mayores de 60 m), energía del relieve (60 – 400 m y de 400 a 900 m), erosión potencial (1.5-4.3 km/km² y de 4.4 a 7.2 km/km²) y erosión total (26-45 km/km²).

Las superficies de desprendimiento varían de 3.3 a 300 km², en altitudes de 360 a 3 440 msnm, la longitud de esta superficie varía de 30 a 470 m. Las superficies de mayor área se localizan en proporción superior en la vertiente Pacífica, probablemente relacionadas con una precipitación promedio más intensa (hasta 5 500 mm anuales), laderas inclinadas, una densidad de estructuras disyuntivas importante y un sustrato alterado que favorecen su desarrollo.

6.4. Flujos de roca (sobre cauces)

Son procesos inducidos por la gravedad debido a un colapso repentino del material (Lugo, 2011). Estos movimientos son rápidos, ocurren en laderas francas de valles profundos, el depósito al ocupar el surco fluvial puede ser hidratado, lo que facilita su transporte a manera de flujo. Se localizan en la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca), en donde predominan rocas graníticas del Mioceno.

Su ubicación responde a características morfométricas particulares como inclinaciones del terreno superiores a 26°, densidad de cauces de 5 a 7 km/km², profundidad de los valles entre 20 y 60 m por lo general, energía del relieve de 60-400 m y de 400 a 900 m, una erosión potencial de 1.5-4.3 km/km², y una erosión total de 26 a 45 km/km².

Son frecuentes en la vertiente Caribe y se localizan entre las cotas de 1 660 a 3 530 msnm (Fig. 63).

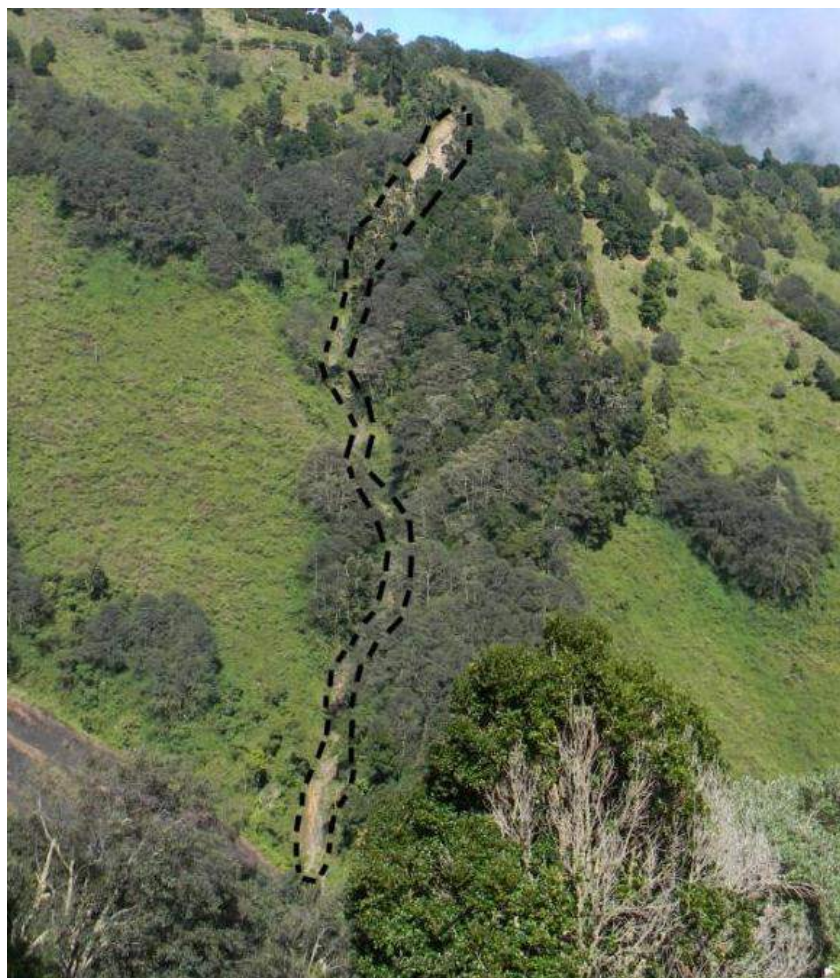


Figura 63. Flujo de rocas característico, sobre una ladera > 45° de inclinación. Este ejemplo se localiza al N de la comunidad de Alaska, sector septentrional del área de estudio (Diciembre, 2011).

6.5. Cuenca de captación asociada a flujo de lodo

Es una superficie de resbalamiento, donde predominan materiales sin cohesión como detritos o amplias cortezas de intemperismo que son activadas por la saturación de agua en laderas inclinadas durante lluvias extraordinarias. Las causas de su origen se deben a la disminución de la fricción de la masa desplazada debido a la permeabilización de sus partículas (Gutiérrez, 2008). Por lo general, estas zonas de aporte para los flujos de lodo se localizan en regiones con una dinámica tectónica activa, con la presencia de estructuras disyuntivas activadas por fallas, fracturas o sismos (Goudie, 2004).

Se localizan en la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca), tanto en la vertiente Caribe como Pacífica, en sustratos graníticos. Son un total de 5 cuencas de captación que varían en superficies de 25 a 184 km², en inclinaciones del terreno superiores a 35°, con una amplitud altitudinal de 1 880 m (mínima: 1 480 msnm; máxima: 3 360 msnm), en esta zona la precipitación llega a los 5 500 mm anuales y es el principal detonador de estos procesos.

Se caracterizan por tener una densidad de cauces que varía entre 5 y 7 km/km², una profundidad de la disección entre 20 y 60 m, donde la energía del relieve oscila entre 400 y 900 m, mientras que la erosión potencial tiene valores medios de 1-5 a 4-3 km/km² y la erosión total presenta sus valores más altos (46-45 km/km²).

7. Acumulativo Gravitacional

En este apartado se hace referencia a los depósitos asociados a distintos tipos de procesos gravitacionales. Las morfologías que presentan las deposiciones, son resultado de la dinámica exógena que los modela. Entre las unidades por analizarse en este apartado, resaltan las acumulaciones asociados a: deslizamiento con morfologías escalonada y lobular; así como, flujos de lodo con morfología lobular y rampas coluviales.

7.1. Con morfología: escalonada - lobular

Se trata del cuerpo del material desplazado que sobreyace entre el escarpe principal y el extremo inferior de la superficie del deslizamiento (Alcántara-Ayala, 2000); tiene una geometría cóncava y está compuesta por un frente y un pie (Pedraza, 1996). Estos elementos responden a las dimensiones de la masa desplazada, el tamaño y forma de las partículas, así como la saturación de agua del depósito (Fig. 64).

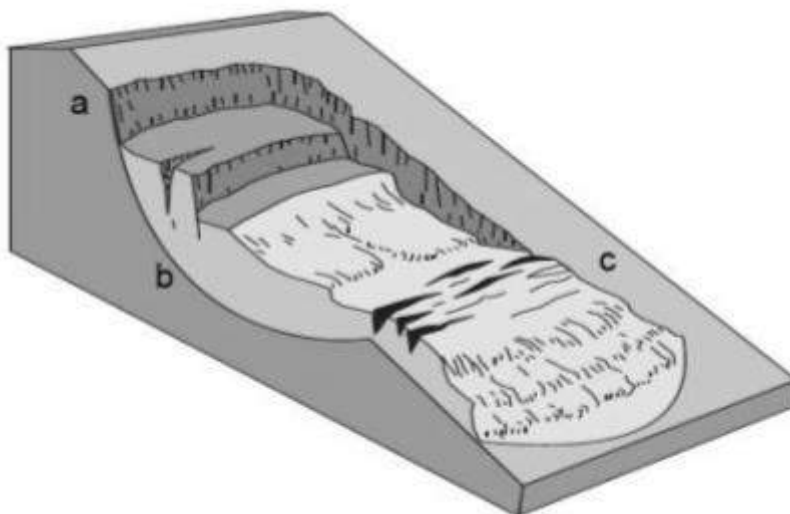


Figura 64. Modelo que representa los elementos de un deslizamiento con morfología escalonada y lobular: (a) Circo de deslizamiento, (b) Superficie de deslizamiento y (c) Depósito de deslizamiento (Modificado de Highland y Bobrowsky, 2008).

El área de estos depósitos varía de 7 km² a 916 km², las unidades de mayores dimensiones se ubican en las cabeceras que integran las cuencas tanto de la vertiente Caribe como Pacífica. La altitud que ocupan varía de los 360 a 3 540 msnm, presentan una longitud de 50 a 1100 m y sus anchuras están en 50 y 1 390 m.

Las dimensiones a las cuales responden los depósitos dependen de la inclinación del terreno (por lo general de 8° a 35° dada su condición de deposición), tamaño de la masa movilizada y la modificación de los mismos a través del tiempo por agentes exógenos y su relación con las regiones de mayor pluviosidad y pendiente es directa. A su vez, se asocian con valores medios y altos de variables morfométricas como densidad de la disección (<5 m y de 5 a 7 km/km²), profundidad de la disección (<20 m y de 20 a 60 m), energía del relieve (60 a 400 m y de 400 a 900 m), erosión potencial

(1.5-4.3 km/km² y de 4.4 a 7.2 km/km²) y erosión total (12-25 km/km² y de 26 a 45 km/km²).

7.2. Flujo de lodo (lobulares)

Son movimientos espacialmente continuos, en los que las superficies de cizalla son muy próximas, se comportan como fluidos viscosos, de poca duración, que originan la formación de lóbulos a partir del predominio del movimiento intergranular (Alcántara-Ayala, 2000). Por lo general, se componen de matrices arcillosas o limosas poco consolidadas (Highland y Bobrowsky, 2008).

Se originan por fuertes precipitaciones y se mueven como lenguas que siguen la topografía preexistente con velocidades heterogéneas. Sus depósitos son de detritos sin consolidación, de arenas, tierras o suelo con un alto contenido de agua. Se ubican en laderas de montaña, donde se alinean a los lados de los cauces fluviales, con una morfología convexa y lobular alargadas.

Su localización se relaciona con las características morfométricas propias de este relieve, como son la densidad de cauces entre 5 y 7 km/km², profundidad de valles de 0 a 60 m, mientras que la energía del relieve se expresa en valores entre 400 y 900 m; por su parte la erosión potencial varía de 1.5 a 4.3 km/km² y la erosión total entre 26 y 45 km/km².

En la cuenca alta del río General, las características del terreno que propician la activación de flujos recaen en la presencia de rocas alteradas y suelos intemperizados, los cuales pierden su estabilidad por una extrema saturación de agua durante eventos de lluvias extraordinarias.

La longitud de los flujos van de 210 m a 2.1 km, la amplitud varia de 20 a 520 m; en cuanto a las aéreas, se presentan desde los 4.8 km² a 538 km². En la vertiente Caribe se localizan un total de 13 flujos de lodo, los cuales presentan las mayores áreas, longitudes y anchuras. Por su parte, en la vertiente Pacífica se desarrollan 12 flujos, tanto en las cuencas de los ríos Chirripó Pacífico, Buenavista y Convento (Fig. 65).



Figura 65. Flujo de lodo al NE de San Gerardo de Rivas (A), territorio que forma parte de la vertiente del Pacífico. Esta estructura tiene una longitud de 1 km, su amplitud es de 140 m y su área es de 7,4 km². Esta estructura se emplazó en un valle amplio de fondo plano; este hecho cambio esta morfología anterior por la de dos valles angostos (Diciembre, 2013).

7.3. Rampa coluvial

Son aquellos depósitos que se ubican al pie de los escarpes de desprendimientos, en pendientes incluso superiores a 36°, los materiales de mayor tamaño se ubican en la sección distal de la acumulación, mientras que los detritos de menor volumen se sitúan en la porción proximal de la ladera (Lugo, 2011).

Cuando el depósito se acumula en los márgenes de los cauces fluviales, estos son arrastrados dentro de la carga del caudal en periodos de lluvia extraordinarios. Al quedar desmanteladas, las laderas quedan expuestas a la acción de procesos fluviales, en particular de la zapa.

La morfometría para estas morfologías indica valores medios y altos de variables como densidad de la disección (<5 m y de 5 a 7 km/km²), profundidad de la disección (<20 m y de 20 a 60 m), energía del relieve (60 a 400 m y de 400 a 900 m), erosión potencial (1.5-4.3 km/km² y de 4.4 a 7.2 km/km²) y erosión total (12-25 km/km² y de 26 a 45 km/km²). Hay 56 rampas coluviales, las cuales tienen dimensiones que abarcan de 4 km² a 280 km², localizados en laderas de montaña, en ambas vertientes (Pacífica y Caribe). En su gran mayoría (92%).

8. Erosivo Glaciar

Son formas del relieve originadas hace más de 10 000 años durante la fase de glaciación del Último Máximo Glaciar y el Glaciar Tardío (Orvis y Horn, 2000). Dichas morfologías respondieron a la acumulación de nieve y hielo, las cuales fueron modeladas por el pulimento glaciar debido al movimiento de las masas de hielo asociado con el diaclasamiento por crioclastia. Se consideran como paleoformas, debido a que el agente geomorfológico que las formó, no existe en la actualidad.

Entre las formas de origen glaciar de carácter erosivo se consideran los circos, crestas, escalones, escarpes de captura, lagos, superficies rocosas (subhorizontales o inclinadas con morfología de lomeríos) y circos fluvioglaciares; todos ellos explicados a continuación.

8.1. Circos glaciares:

La morfología es de anfiteatro y resulta de la abrasión y pulimento glaciar en laderas de montaña cercanas a las cimas. Responden a una geometría cóncava debido a la presión del hielo glaciar una superficie: En nuestro caso fue sobre un sustrato de granitos del Mioceno, durante Último Máximo Glaciar. En el mapa geomorfológico (Anexo 1), se representaron dos tipos de circos glaciares: continuos y discontinuos.

a) Continuos

Estos circos no son amplios, es decir ocupan áreas reducidas (de forma individual), en planta son alargados o en forma de arcos. Son morfologías bien conservadas, situación que se podría asociar con una edad reciente y a su posición altitudinal. El primer caso, se explica a través una dinámica fluvial que inicia y no ha tenido el tiempo necesario para desmantelar y cambiar la morfología de estas estructuras. Por tanto sus límites no tienen interrupciones y se reconocen sin dificultad.

La altitud de los circos, en la cima o muy cerca de ella y propicio la existencia y de masas de hielo, hecho que supone que cualquier tipo de cubierta fue removida por la dinámica glaciar y la posterior acción pluvial. Por lo que el sustrato actual es de roca fresca, característica que ha retardado acción fluvial y por tanto su conservación.

Los parámetros morfométricos que definen estas regiones se particularizan por tener inclinaciones del terreno superiores a 26°, densidad de cauces entre 7 y 11 km/km², profundidad de los valles de 20 a 60 m, energía del relieve entre 400 y 900 m, erosión potencial de 4.4 a 7.2 km/km² y la erosión total con valores entre 26 y 45 km/km².

Estas morfologías se desarrollan con anchuras de 400 m hasta las que superan los 2 km con una mayoría evidente en la vertiente Caribe, probablemente por localizarse en un sector donde la precipitación es menor (3 500 mm anuales), lo que permite la preservación de este tipo de relieve. Los circos de este tipo se han desarrollado entre los 2 520 msnm y los 3 820 msnm.

b) Discontinuos

Presentan una morfología en planta de medios arcos amplios (*boomerang*), con laderas de geometría cóncava, se asocian con sistemas fluviales bien integrados y en esta característica está la explicación de su discontinuidad; las cabeceras han alcanzado la cima interfluvial y han interrumpido o erosionado el circo glacial, por tanto pueden considerarse como estructuras tempranas o más antiguas.

Su localización se relaciona con las características morfométricas propias de este relieve, como son la inclinación del terreno superior a 16° , la densidad de cauces entre 5 y 7 km/km^2 , profundidad de valles de 0 a 60 m, mientras que la energía del relieve se expresa en valores de 0 a 60 m y entre 400 y 900 m; por su parte la erosión potencial varía de 1.5 a 4.3 km/km^2 y la erosión total oscila de 12 a 25 km/km^2 y de 26 a 45 km/km^2 .

Los circos glaciares discontinuos se disponen en anchuras de 300 m a 1,5 km, en ambas vertientes y su número es mayor en la vertiente Pacífica; situación que se relaciona con la existencia de una pluviosidad $> 5\,000$ mm anuales, por lo que dichas morfologías han sido desmanteladas debido a la erosión exacerbada, tanto en los interfluvios como laderas adyacentes. Su posición altitudinal varía de 1 680 msnm a 3 820 msnm y al mismo tiempo este rango indica el umbral donde la actividad glacial tuvo influencia.

8.2. Crestas glaciares

Resultan de la acción erosiva glacial sobre dos vertientes al mismo tiempo, el resultado es una superficie cimera angosta, sinuosa, discontinua, constituida generalmente de *roca viva* cuando la geometría es aguda; con predominio de detritos, convexa. Su existencia se asocia a intensos procesos glaciares en donde la competencia del material también puede estar involucrada.

a) De geometría convexa

La geometría de este relieve es convexa-subhorizontal, hecho que se puede estar vinculado a una menor competencia del sustrato a este tipo de erosión. Sus longitudes van de 173 m a 1,95 km, se localizan en su totalidad en el parteaguas continental y la vertiente Caribe en elevaciones de 3 320 a 3 780 msnm.

Sus pendientes son menores a 15° relacionadas con superficies cumbrales de las altas montañas de la Cordillera de Talamanca, donde la densidad de cauces es de <5 a 7 km/km^2 , la profundidad de los valles no supera los 20 m, mientras que la energía del relieve está entre 20 y 60 m, por su parte la erosión potencial varía de 1.5- 4.3 km/km^2 y por su parte la erosión total es de 25 a 45 km/km^2 . Es importante mencionar que estas superficies tienen orientaciones preferenciales NW-SE y NE-SW. En conjunto suman un área total de 230 km^2 (Fig. 66).



Figura 66. Ejemplos característicos de crestas glaciares de geometría convexa (Fuente: *Admiradores Del Chirripó Pz*, 2013).

b) De geometría aguda (rocosa)

Estos sectores se localizan en la unión de dos o más crestas, donde se han formado aristas por la erosión glacial, las cuales exponen la litología granítica en morfologías agudas; por lo general, están desprovistas de vegetación y se ubican en las máximas elevaciones del área de estudio como el Cerro Chirripó (3 820 msnm).

Presentan longitudes desde 100 m hasta las que superan los 3 km y anchuras entre 15 y 130 m, presentes en ambas vertientes; estas morfologías se componen de 46 unidades con áreas variables que van de los 1,8 hasta los 135 km². Estas formas de relieve comienzan a ser frecuentes desde los 2 840 msnm y se distribuyen hasta los 3 820 msnm.

Dentro de sus características morfométricas resalta que sus pendientes en casos muy particulares superan los 26°, mientras que su densidad de cauces va de 5 a 7 km/km², la profundidad de la disección es <20 m, la energía del relieve varía de 60 a 400 m, mientras que la erosión potencial y total son intermedias (1.5 – 4.3 km/km² y 12 – 25 km/km², respectivamente).

8.3. Escalón glaciar

Estas formas del relieve se localizan en las cimas de las montañas y se asocian con las cuencas de captación de la nieve que posteriormente se convirtió en hielo. En ellos predomina una morfología subhorizontal en amplios escalones, ligeramente inclinados, representan el piso de antiguos circos glaciares. Su origen se vincula con la existencia de una desigual competencia a la erosión de los materiales que constituyen el sector o a la actividad de las fallas durante o posterior al movimiento de las masas de hielo (Fig. 67).

Se ubican dentro de algunos valles glaciares y se caracterizan por ser superficies que presentan una ruptura de pendiente abrupta con una transición hacia terrenos semiplanos con inclinaciones < 15°. Las demás variables morfométricas se desarrollan en sus rangos intermedios: densidad de la disección (5-7 km/km²), profundidad de la disección (20-60 m), energía del relieve (de 60 a 400 m), erosión potencial (1.5-4.3 km/km²) y la erosión total es de 12 a 25 km/km².

La altitud de los escalones glaciares varía entre los 1 820 y 3 520 msnm y se vinculan con el movimiento de las masas de hielo que estuvieron presentes, en un pasado no lejano pero con condiciones diferentes, más frías que las actuales. Se contabilizan un

total de 13 unidades, las cuales varían en área, de 13 290 y 435 600 m², ubicadas 8 en la vertiente del Caribe y cinco en la Pacífica.



Figura 67. Lago Ditkevi, tuvo desarrollo sobre un escalón glaciar que al estar obturado ladera abajo, favoreció la acumulación de agua (www.caminatasalchirripo.com, 2012).

8.4. Escarpe de *captura glaciar*

Se trata de un desnivel que en promedio tiene una altitud de 3 150 msnm, es resultado de una intensa erosión glaciar sobre una cresta. Esta estructura al inicio formó parte del límite de un circo glaciar cuya probable abertura pudo estar orientada al NE. Esta estructura presenta una área de 25 500 m² y una altura promedio de 60 m.

La ladera afectada al quedar dismantelada y quedar en un nivel inferior de su piso inmediato (100 m por debajo), pasó a formar parte de una cuenca nival de mayor en área (1,01 km²) y profundidad (100 m) que está orientada hacia el SW. Dicha estructura, al integrar este circo a su sistema glaciar, aumento su área de captación (nieve), el poder erosivo de la masa del hielo y dio como resultado un valle amplio (500 m) y profundo (80 m) que es drenado en la actualidad por el río Chirripó Pacífico.

La transición de esta morfología de pendientes semihorizontales (3°) a una ruptura de la inclinación hasta de 33° refleja la dinámica erosiva de esta región, lo que se asocia con valores morfométricos intermedios donde la densidad de la disección varía de 5 a 7 km/km², la profundidad de la disección se localiza de 20 a 60 m, la energía del relieve oscila de 60 a 400 m, mientras la erosión potencial va de 1.5 a 4.3 km/km² y por su parte la erosión total es de 12 a 25 km/km². Este conjunto de formas glaciares forma parte de la Cordillera de Talamanca en su sector NE y de la vertiente del de Pacífico.

8.5. Lago glaciar

Su existencia está relacionada con una dinámica glacial activa hasta hace unos 10 000 años; se producen en un inicio por la actividad de la erosión que excava depresiones en el material parental, lo que permite que después los detritos glaciares formen represamientos de manera transversal a los valles, que al derretirse las masas de hielo produce la creación de pequeños lagos glaciares (Selby, 1985).

Estas formas ocupan depresiones topográficas excavadas durante el Último Máximo Glacial, que en la actualidad están ocupada por agua de origen pluvial-fluvial. Su distribución se presenta de 3 480 a 3 660 msnm, con un total de 21 unidades que varían en área, de 0.7 a 107 km² y se reparten en ambas vertientes (Fig. 68).

Dichas morfologías por lo general no superan los 10° de inclinación del terreno, además la densidad de cauces en las cercanías a estos sistemas lagunares es intermedia (de 5 a 7 km/km²), mientras que la profundidad de los valles es baja (menos de 20 m), por otro lado la energía del relieve es de 60 a 400 m, la erosión potencial varía de 1.5 a 4.3 km/km² y la erosión total es de 12 a 25 km/km².

En el trabajo de Horn *et al.* (2005) se analizaron 19 lagos glaciares (de los cuales 17 coinciden con los cartografiados en el presente trabajo) con el objetivo de determinar sus condiciones físicas y químicas. Se determinaron profundidades menores a un metro hasta los 20 m en el Lago Chirripó, pero en promedio estas unidades no superan los 3 m. Los autores los relacionaron con lechos rocosos en depósitos de sedimentos glaciales con un alto contenido de materia orgánica sin una laminación.



Figura 68. En primer plano se observa un conjunto de lagos glaciares, la cuenca de algunos de ellos fue excavada por los glaciares; otros se han formado por represamiento, en esta variante los depósitos morrénicos han funcionado como cortinas. En segundo plano se observa el punto más alto de la Cordillera de Talamanca: el Chirripó (*Admiradores Del Chirripó Pz*, 2012).

8.6. Superficies rocosas subhorizontales o inclinadas con morfología de lomeríos

Son áreas que se localizan en los fondos de valles glaciares, donde la roca que constituye estas superficies se observa limpia de sedimentos, con rastros de pulimento glacial (estrías, surcos y escalones). En estas unidades son comunes los lagos glaciares y su presencia se asocia a la sobre excavación glacial (Fig. 69).

En correspondencia con otras formas tanto erosivas como acumulativas de origen glacial, estos terrenos se localizan en la porción NE de la zona de estudio, se contabilizaron un total de 18 unidades de superficies rocosas subhorizontales o inclinadas con morfología de lomeríos con una distribución altitudinal desde 3 320 hasta 3 680 msnm.

Estas morfologías se presentan en pendientes que no superan los 25°, con áreas de 8 258 m² a 1,45 km², localizadas en su mayoría en la vertiente Caribe (15 de 18 unidades), así como en litologías intrusivas granitoides del Mioceno. Cabe resaltar que estos relieves en la actualidad soportan una precipitación de 3 500 mm anuales y en zonas donde las variables morfométricas analizadas presentan valores medios y bajos con una tendencia acumulativa.



Figura 69. Fondo de valle glacial en superficies rocosas subhorizontales. En la porción interior de estas unidades son frecuentes los lagos glaciares (3 540 msnm) (*Admiradores Del Chirripó Pz*, 2012).

8.7. Circos fluvioglaciares

Son morfologías semicirculares localizadas cerca de las cabeceras fluviales tanto de la vertiente Caribe como Pacífica, su dinámica fue activada en el pasado por el modelado glacial, donde incluso estas formas del relieve pudieron ser circos glaciares, pero que al modificarse las condiciones del clima hacia ambientes más cálidos y lluviosos fueron retrabajados por la erosión fluvial y remontante, que ha alcanzado sus interfluvios.

Los circos fluvioglaciares presentan tamaños variados en sus perímetros, desde 376 m hasta 6,3 km; por otro lado, su amplitud es diversa y pueden llegar a medir de 127 m a 1,5 km, se observa una mayor concentración de estas morfologías en contactos entre litologías (rocas extrusivas - intrusivos granitoides- areniscas, lutitas y conglomerados del Mioceno).

La altitud varía de estas formas varía de 1 800 a 3 560 msnm, mientras que sus pendientes son diversas ya que varían de 16° hasta más de 36°. Por otro lado, generalmente se asocian a densidades de cauces medias y bajas (<5 km/km² y de 5 a 7 km/km²), la profundidad de la disección es alta (más de 60 m), la energía del relieve varía de 400 a 900 m, por su parte la erosión potencial y total merecen sus valores más altos respectivamente: 4.4 – 7.2 km/km² y 26-45 km/km².

9. Acumulativo Glaciar

En este apartado se analizan las morfologías de origen glaciar que tienden a acumular sedimentos producto de los procesos glaciares del pasado. Las formas de relieve más representativas de este rubro son las morrenas y lomeríos (superficies onduladas).

9.1. Morrenas:

Son formas acumulativas de origen glaciar que se localizan en los márgenes, fondos y porciones distales de un glaciar, las cuales muestran el avance o retroceso del mismo, y deja evidencias detríticas conocidas como till, que son sedimentos mal clasificados con diferentes tamaños de clasto (Bloom, 1998; Gutiérrez-Elorza, 2008).

Se localizan en el territorio montañoso de la zona de estudio, todas ellas se disponen sobre superficies o laderas de geometría convexa a manera de crestas; sus morfologías son variables, no sólo son efímeras, también existen formas muy bien definidas, con anchura y longitud considerable, que pueden ser clasificadas en laterales y frontales.

a) Laterales

Este tipo de morrenas se dispone en las márgenes de los glaciares de valle, en la superficie de la masa de hielo contigua a las laderas (Lugo, 2011). Son morfologías alargadas entre los interfluvios y el talweg, cercanas a circos glaciares; hay un cambio de morfología cuando estas son amplias, si bien el depósito presenta un eje mayor bien definido la anchura varía, además su pendiente es menor en su sección inicial (más alta).

Poseen áreas variadas, de 1,7 a 74 km², la longitud varía de 118 m a 1,4 km longitud y el ancho es de 15 a 178 m; se observa una clara mayoría de unidades en la vertiente Caribe con un 71% del total (54 de 76), condición relacionada con una pluviosidad menor que su contraparte Pacífica, lo que favorece su preservación. Se localizan en los pisos altitudinales que comprenden las cotas de 1 940 a 3 660 msnm, en la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca) (Fig. 70).

Se asocian con terrenos con pendientes entre 8° y 35° dada su dinámica deposicional, por otro lado están en terrenos donde la densidad de cauces es de 5 a 7 km/km², mientras que la profundidad de la disección va de 20 a 60 m, por su parte la energía del relieve supera los 60 m en todos los sectores donde estas morfologías se presentan. En el caso de la erosión potencial y total se relacionan con valores intermedios: 1.5-4.3 km/km² y 12-25 km/km², respectivamente.

Diversos trabajos han mencionado la presencia de morrenas laterales en el Parque Nacional Chirripó (Hastenrath, 1973; Orvis y Horn, 2000; Bergoing, 2007); no obstante, el artículo de Lachniet y Seltzer (2002) hace un detallado análisis de estas morfologías. Estos autores indican que la etapa más vieja y extensa pertenece al Grupo Talamanca, las cuales son morrenas que consisten de una matriz de limo, arena, cantos y bloques de andesita con intrusiones de cuarzo que superan los 2 m de

diámetro. Fueron correlacionadas entre los valles por sus tamaños y extensiones similares hasta los 3 040 msnm. En el Valle Talari, las grandes morrenas laterales miden 25 m de alto y 1 km de largo, compuestas de cantos y bloques en una matriz de arena y cieno. Estas alcanzan una altitud de 3 140 msnm. Las morrenas del Chirripó (Valle de las Morrenas) terminan a una elevación de 3 300 msnm y la detección de estas formas en este sector es difícil, ya que tienen 2 o 3 m de altura (Lachniet y Seltzer, 2002; Lachniet *et al.*, 2005).



Figura 70. Morrena lateral localizada en Loma Larga, a unos 3 km al N del Cerro Chirripó (Orvis y Horn, 2000).

b) Frontales

Este tipo de morrenas se caracterizan por ser acumulaciones transversales de detritos, son los materiales que el glaciar acarreó durante su máximo avance y quedaron en sus márgenes distales, estos depósitos quedan expuestos después del retroceso del glaciar (Goudie, 2004).

El criterio para clasificar estos depósitos morrénicos, es su posición perpendicular a la dirección del posible flujo que tuvo la masa de hielo. Esta característica es el principal elemento para su diferenciación de las morrenas laterales; su distribución se concentra en un 66,6% del total en la Vertiente Caribe (10 de 15 unidades), formas del relieve que deben su preservación a una pluviosidad menor respecto a su contraparte Pacífica.

Las superficies que ocupan varían entre 3 y 65 7 km², en cuanto a su longitud: de 150 a 655 m y sus anchuras de 20 a 230 m; las elevaciones en las cuales se presentan son de 2 540 a 3 440 msnm, dispuestos en amplios fondos de circos glaciares y donde en la actualidad se presenta una dinámica climática local relacionada con el periglacialismo.

Su relación es directa con pendientes menores a 25°, que a su vez tienen vínculo con densidades de cauces de 5 a 7 km/km², profundidades de los valles de 20 a 60 m, energía del relieve de 60 a 400 m, erosión potencial que varía de 1.5 a 4.3 km/km², mientras que la erosión total se presenta en el rango de 12 a 25 km/km².

En el Valle de Talari, Lachniet y Seltzer (2002) registraron una morrena terminal de aproximadamente 20 m de altura, coincide con un conjunto de morrenas terminales establecidas en el mapa geomorfológico de este trabajo, estas unidades se localizan junto al albergue del Parque Nacional Chirripó.

9.2. Depósitos morrénicos

Son detritos mal clasificados y sin estratificar, producto del avance o retroceso glaciar que han quedado ubicados en el fondo de los valles, en ocasiones se relacionan con morrenas que han perdido su morfología original (Selby, 1985).

Estas superficies se disponen a manera de manto en el fondo de los valles, en la actualidad no presentan una morfología definida que ayude a diferenciarlas como morrenas de fondo o bien como morrenas frontales muy destruidas, o con un severo proceso de desmantelamiento. Debido a su posición dentro del circo glaciar apoya la hipótesis de que en estas áreas existen pequeños cuerpos de agua (lagos glaciares) que se asocian al represamiento (de los depósitos impermeables) del agua de deshielo y actual de lluvia (Fig. 71).

Se presentan 15 unidades con estas con aéreas que no superan el 1 km², se localizadas en ambas vertientes en elevaciones de 3 100 a los 3 600 msnm, en los fondos de los valles glaciares con inclinaciones del terreno menores a 25°. En la actualidad tienen una dinámica periglacial dado que las temperaturas durante las noches pueden descender debajo del punto de congelamiento, lo que favorece que los suelos se congelen, además que el agua en las grietas de los sustratos graníticos se congele e induzca a procesos de crioclastia.

Su relación con valores morfométricos medios y bajos es evidente y directa: densidad de la disección (5-7 km/km²), profundidad de la disección (menos de 20 m), energía del relieve (de 60 a 400 m), erosión potencial (1.5-4.3 km/km²) y la erosión total es de 12 a 25 km/km². Esta situación acentúa su vínculo con una dinámica de sedimentación en las altas montañas de la Cordillera de Talamanca.

Estas superficies fueron descritas en el valle del río Talari por Lachniet y Seltzer (2002), quienes las analizan como dos tipos de till (sedimentos glaciares); el primero, está expuesto en cortes de 4.5 m de profundidad, estratificado y sobreconsolidado, contiene arenas con cantos superiores a 20 cm de andesita, granodiorita y caliza fosilífera. Este tipo de till está por encima de otro (el segundo), que se compone de arenas, cantos y clastos que aparecen en una superficie suavizada, donde alternan pequeños lagos glaciares. En algunas de estas superficies (conocidos en el Parque Nacional como la Sabana de los Leones y el Valle de los Conejos) también detallaron depósitos glaciofluviales, con cantos redondeados y arena estratificados, depositados en lechos de antiguos ríos provenientes de los glaciares, en limitadas ocasiones aparecen terrazas de kame relacionadas con estas morfologías.



Figura 71. Depósitos morrénicos en el Valle de los Conejos, Parque Nacional Chirripó. (Admiradores Del Chirripó Pz, 2012).

10. Sedimentario

Una extensa superficie al S del territorio posee morfología, materiales y patrones de drenaje distintos al resto de la zona de estudio, esta región montañosa se relaciona con la Fila o Cordillera Costeña que se localiza a lo largo de la costa pacífica del país y está constituida de sedimentos marinos del Oligoceno y Mioceno (33.5 a 5.3 Ma), principalmente arcillas. Su formación se debe a la deposición de sedimentos continentales en el talud continental del Océano Pacífico, el cual fue levantado por la dinámica tectónica, lo que dejó estas morfologías a merced de los agentes exógenos, en especial de la precipitación y la temperatura, que favorecieron el desarrollo de densas redes fluviales (Linkimer y Aguilar, 2000).

Este sistema montañoso se presenta desde la confluencia de los ríos Candelaria y Pirrís en los cerros Susubres y Caraires (centro del país) hasta la frontera con Panamá y es únicamente interrumpida por el valle del río Grande de Térraba, se le considera un bloque basculado en forma de monoclinal, por el levantamiento provocado por un sistema de fallas longitudinal con un rumbo NW-SE. Se compone en su mayoría de rocas sedimentarias marinas y continentales del Eoceno; por lo general presentan cimas planas y de fuertes pendientes hacia la costa pacífica, con cimas que no superan los 1 000 msnm (Vargas, 2012).

En el territorio se expresan como laderas de areniscas y conglomerados modeladas por la actividad fluvial, las cuales se localizan al sur, posterior a la llanura aluvial de los ríos Pacuar y General.

10.1. Laderas de areniscas y conglomerados modeladas por la actividad fluvial

Dichas morfologías están localizadas al sur del territorio, donde se presenta una serie de elevaciones que varían entre 320 y 960 msnm, con una extensión de 117,03 km². Están conformadas por montañas de poca altitud, en las cuales son características las laderas disecadas por densos cauces fluviales (de 7 a 11 km/km²) que entallan valles de hasta 60 m con pendientes de medias a abruptas: entre 16° y 25°, pero incluso pueden llegar a valores mayores a 36° en sectores aislados. Estas vertientes alternan

con superficies subhorizontales menores a 7° en las cercanías de las planicies de inundación (Fig. 72).

Se definen como montañas bajas (menores a 1 000 msnm), en donde predomina la erosión pluvial y fluvial, debido a cambios en el uso de la tierra y el régimen lluvioso. Se componen de rocas sedimentarias del Oligoceno y el Mioceno, básicamente de areniscas, conglomerados y lutitas litorales y sublitorales (Denyer y Alvarado, 2007), las cuales se observan en laderas y cañones, tanto del río Pacuar (al SW) como del General (al SE). En estas superficies se desarrollan pocos procesos de ladera e inundación, sólo unas pocas caídas, un deslizamiento y una llanura de inundación intermontana, respectivamente.



Figura 72. Laderas de areniscas y conglomerados modeladas por la actividad fluvial, localizadas al S del poblado del Rosario de Pacuar, se observan laderas con inclinaciones superiores a 36°.

Símbolos complementarios

Escarpes erosivos – litológicos: Son elementos lineales del relieve que marcan cambios abruptos en la inclinación de las pendientes.

Posición altitudinal relativa entre formas del relieve: Marca la posición altitudinal de una forma respecto de otra.

Rastros fluviales: Representan los niveles de inundación del pasado en llanuras aluviales.

Líneas de flujo: Indican la probable distribución de los depósitos de los conos aluviales a partir de su ápice hacia sus porciones distales.

Mina a cielo abierto: Se trata de una cantera dedicada a la extracción de sedimentos del río General.

El mapa geomorfológico de la cuenca alta del río General escala 1:25 000 es una herramienta novedosa en el análisis y evolución del relieve en Costa Rica. Con este documento ha sido posible identificar morfologías y relieves de gran interés científico. En la parte alta de la Cordillera de Talamanca fue posible analizar las formas modeladas por la acción glaciaria del pasado, donde se mezclan morfologías tanto erosivas como acumulativas y se amplía el conocimiento que se tenía de esta región. Este se constituye en un primer aporte de este trabajo.

Se cartografiaron una serie de procesos de ladera como deslizamientos, desprendimientos, flujos de lodo y de rocas que no se conocían antes en dicha área, además de mostrar sus dimensiones y localización precisa. Al entender el relieve desde sus porciones más álgidas pasando por el piedemonte y llegar a la planicie; se facilitó la identificación de doce abanicos aluviales que conforman la transición de la montaña con las zonas bajas del río General, y por medio del entendimiento de su génesis, evolución, morfología y dinámica explican la evolución geomorfológica del área de estudio durante el Cuaternario.

Se logró establecer la existencia de una falla transforme con un componente lateral derecho a lo largo de varios abanicos aluviales, la cual mantiene una orientación preferencial NW-SE que simula la que mantiene la Trinchera Mesoamericana y la cual tiene relación con el eje neotectónico de basculamiento que atraviesa la llanura aluvial del río General. En ella fue posible diferenciar una serie de morfologías asociadas con dicha disyunción como fueron escarpes de falla y domos de compresión.

En las partes más deprimidas del relieve se pudo diferenciar una serie de llanuras aluviales (intermontanas, de transición entre abanicos y de superficies amplias: ríos Pacuar y General), que explican los procesos de acumulación de sedimentos y la dinámica asociada a estas con morfologías como conos aluviales y terrazas de inundación. Por último, los relieves sedimentarios localizados al sur del territorio se relacionan con una litología distinta al resto de unidades analizadas y muestra una constante disección fluvial a lo largo del tiempo geológico.

CAPÍTULO VI. PELIGROS GEOMORFOLÓGICOS

Los peligros geomorfológicos son el conjunto de fenómenos geofísicos, hidrológicos o atmosféricos que producen la inestabilidad de la superficie terrestre y podrían resultar desastrosos para las actividades de los seres humanos. Estos procesos pueden ser mapeados a partir de análisis morfométricos y morfogenéticos para determinar áreas con potencial de amenaza (Goudie, 2004).

En este capítulo se analiza en primera instancia el mapa de zonificación de peligros geomorfológicos a partir de la integración de valores morfométricos (densidad de la disección, profundidad de la disección, energía del relieve, erosión potencial y erosión total). Por medio de este mapa se logran identificar áreas susceptibles a procesos de ladera e inundaciones divididos en tres categorías para cada uno de ellos: máxima ocurrencia, ocurrencia frecuente y área potencial.

Posteriormente, se hizo un análisis del contraste entre la zonificación a partir de valores morfométricos de las áreas susceptibles a procesos de ladera e inundaciones (Fig. 77) con las morfologías del mapa geomorfológico (Mapa Anexo 1), donde resultó el mapa de peligros geomorfológicos (Mapa Anexo 2).

6.1. Mapa de zonificación de procesos de ladera e inundaciones, con base en métodos indirectos (valores morfométricos)

Esta cartografía representa la primera aproximación en la zonificación de áreas susceptibles a procesos de ladera e inundaciones. Este documento resulta de sobreponer los índices numéricos bajos y altos (máximos y mínimos) de cada mapa morfométrico y con la ayuda de la herramienta Union (ArcGis: 10), se obtuvo uno nuevo.

El análisis de la información se realizó como se indica en la Figura 73 y una vez diferenciados los valores altos y bajos, en cada uno de los mapas morfométricos. El documento que resultó, se sobrepuso con la base topográfica a fin de revisar que las áreas obtenidas fueran correspondientes con el relieve real; en este proceso, fue determinante el conocimiento adquirido en los trabajos de campo y la interpretación de fotografías aéreas.

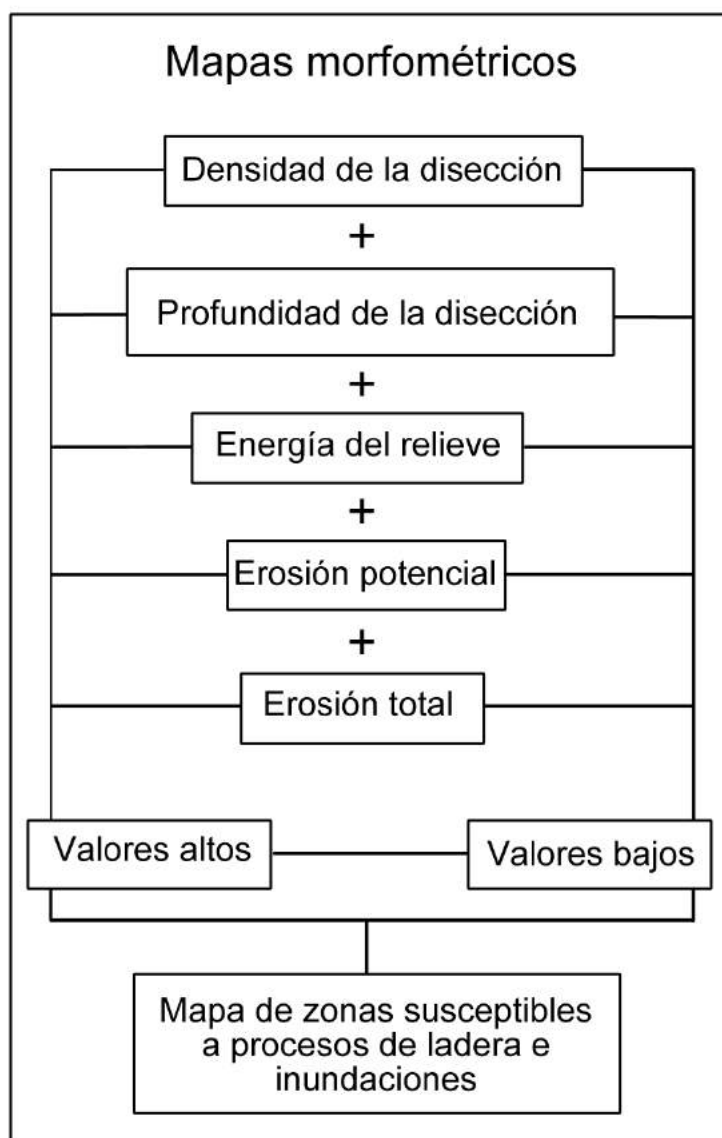


Figura 73. Procedimiento utilizado para obtener la primera aproximación en la zonificación de procesos de ladera e inundaciones en la cuenca alta del río General, por métodos indirectos.

De esta manera, se obtuvo una nueva versión cartográfica y fue en este mapa, donde se procedió a categorizar áreas con incidencia de valores morfométricos. Con este procedimiento, se identificaron territorios donde ningún valor incidía o por el contrario, se hicieron evidentes zonas donde llegaban a coincidir hasta cinco conjuntos de datos diferentes.

Lo anterior fue el punto de partida para organizar de la siguiente manera el cruce de variables: los territorios en donde coincidían hasta dos indicadores morfométricos, se consideraron como áreas potenciales; las zonas donde llegaban a sobreponerse tres índices, se clasificaron como de ocurrencia frecuente y los espacios catalogados como de máxima ocurrencia, fueron aquellos donde se hacían presentes cuatro o cinco variables. Estos criterios se aplicaron tanto para procesos de ladera, como a inundaciones.

La zonificación de procesos de ladera e inundaciones, representa el análisis de todos los documentos morfométricos en conjunto, en el marco de las regiones morfológicas. El resultado permitió orientar el trabajo de campo hacia los territorios vinculados con la

remoción en masa y las inundaciones, a fin de caracterizar ambas dinámicas y al mismo tiempo, verificar la primera versión de la cartografía geomorfológica en el terreno.

Por último hay que decir que este mapa de zonificación de procesos de ladera e inundaciones, tiene una interpretación y un mapa final, en donde se consideran datos geomorfológicos que han sido obtenidos por métodos directos (trabajo de campo) e indirectos (interpretación de fotografías aéreas; 1: 25 000). Este es el tema central del último inciso de este capítulo (6.2). En este apartado nos limitamos a explicar la espacialidad de los valores morfométricos máximos y mínimos y sus posibles relaciones con los procesos de ladera y las inundaciones (Fig. 76).

6.1.1. Asociación con los procesos de ladera

Los procesos de ladera presentan una zonalidad muy bien definida, son característicos del relieve montañoso de la Cordillera de Talamanca y están presentes cuatro o cinco variantes que caracterizan al terreno a presentar este fenómeno; todas ellas, tienen un arreglo que tiende a ser concéntrico.

Las regiones asociadas con procesos de ladera contabilizan un área de 917.4 km², lo que representa un 58.7% del territorio total del área de estudio (1 560.5 km²); estas zonas se localizan en laderas de valle tanto de la Cordillera de Talamanca como de la Fila Brunqueña. Cabe resaltar que a partir de un análisis estadístico de frecuencias, se logró establecer un escenario de cruce de hasta 29 veces entre los valores morfométricos altos, la única variable que se repitió en más ocasiones fue la erosión total, parámetro presente en 16 oportunidades, por encima de los demás que variaron entre 14 y 15 oportunidades.

Por tanto, a mayor tiempo de exposición a la dinámica erosiva (fluvial, gravitacional o incluso glacial), la erosión total calculada a partir de la rugosidad del relieve (densidad de curvas de nivel en 1 km²) tiene mayores implicaciones en la medición de áreas asociadas con procesos de ladera mediante métodos indirectos (morfometría) en la cuenca alta del río General.

A partir del análisis de frecuencia también se logró identificar que los cruces de dos variables son los más usuales con 10 de 29 ocasiones posibles. Dentro de este rango cabe resaltar que nuevamente la erosión total es el parámetro que más veces aparece, se cruza con las demás variantes morfométricas en ocho oportunidades con cada una de estas: densidad de la disección, profundidad de la disección, energía del relieve y erosión potencial (Fig. 74).

Las implicaciones geomorfológicas que tiene el hecho de que la mayoría de cruces se produzcan entre 2 y 3 variables, tiene una relación directa con el 79.8% de las áreas inestables que favorecen los procesos de ladera. La erosión total, como variable más recurrente en este análisis, tiene la capacidad de definir zonas donde el intemperismo de los sustratos es mayor, donde la dinámica del relieve está en constante cambio dadas las condiciones geológicas e hidrometeorológicas de la cuenca, lo que facilita el desarrollo de procesos peligrosos para las comunidades de la cuenca como deslizamientos, flujos de lodo, desprendimientos y caídas.

Por su parte, las variables una vez que se cruzan en tres oportunidades se presentaron en ocho ocasiones, mientras que cuando hubo cuatro cruces de valores morfométricos altos se dio en cinco momentos y solamente en una ocasión se cruzaron las cinco variables.

Los territorios en donde coincidían hasta dos valores morfométricos altos, se consideraron como áreas potenciales; las zonas donde llegaban a sobreponerse tres índices, se clasificaron como de ocurrencia frecuente y los espacios catalogados como de máxima ocurrencia, fueron aquellos donde se hacían presentes cuatro o cinco variables.

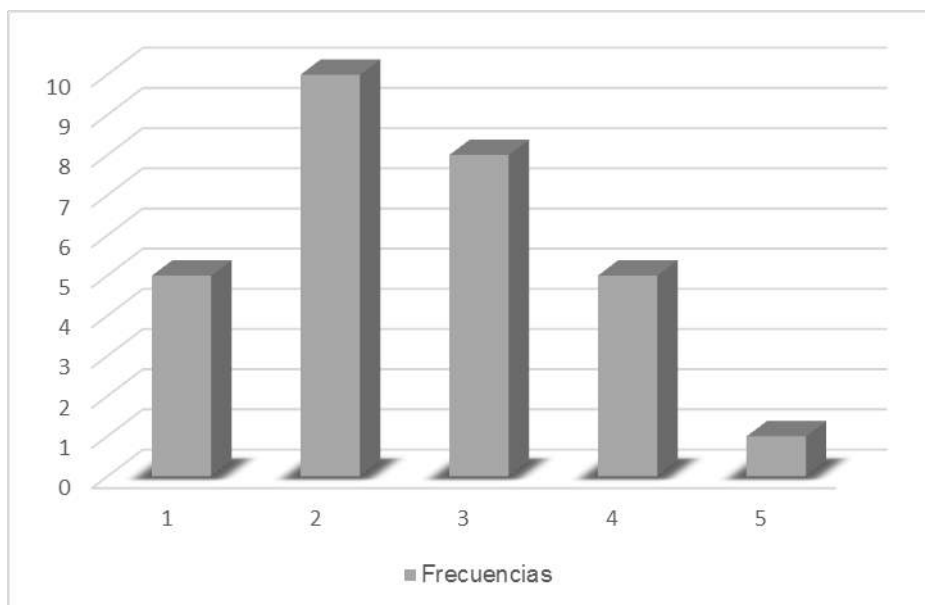


Figura 74. Análisis de frecuencias del número de cruces entre variables de los valores morfométricos altos.

La zona de máxima ocurrencia, coincide con los terrenos cumbreles y la porción más alta e inclinada de las laderas de montaña. Los valles característicos de estos territorios, son profundos con morfología de cañón; en conjunto, integran las cuencas de captación de los ríos más importantes de la región (Buenavista y Chirripó Pacífico). Estas regiones se extienden a lo largo de 184.3 km², lo que equivale al 20% de los terrenos asociados a procesos de ladera.

La litología de este sector es de granito y rocas volcánicas del Mioceno (en ambos casos), fracturadas por dos sistemas disyuntivos orientados de NW-SE y de N-S. Hay que mencionar, que las condiciones de humedad y temperatura que existen en la zona de estudio han dejado su huella, ambos sustratos se presentan alterados y en la mayoría han desarrollado cortezas de intemperismo de espesores variables que afloran de manera irregular o aislada.

Las condiciones naturales de este territorio considerado como el más susceptible a desarrollar procesos de ladera son evidenciadas por el análisis numérico; en estas zonas coinciden los valores de cuatro o cinco variantes morfométricas. Por último, hay que tomar en cuenta que la lluvia (estacional o extraordinaria), los sismos, los cambios de uso de la tierra, la construcción de obras de infraestructura y vivienda, pueden catalizar la dinámica de laderas.

La zona de ocurrencia frecuente se presenta en dos sectores; el primero, se dispone bordeando la zona anterior y si bien presenta las mismas características morfológicas, litológicas, estructurales y climáticas; la diferencia radica en que en estas áreas coinciden tres de las cinco variantes morfométricas. Por su arreglo espacial pueden considerarse como una superficie de transición integrada por laderas de montaña

medias. Representan un área de 191.1 km² equivalente al 21.2% de los terrenos asociados a procesos de ladera.

La mayor parte de la Fila Brunqueña está considerada en esta categoría, a excepción de su extremo SE. Las condiciones naturales se mantienen; es decir, son similares a las ya descritas, solo que el granito está ausente.

Los territorios potenciales se asocian también, con relieves montañosos y en particular con las laderas bajas de la Cordillera de Talamanca y el sector SE de la Fila Brunqueña. Estas regiones se extienden a lo largo de 537.6 km², lo que equivale al 58.6% de los terrenos asociados a procesos de ladera. Si bien existen todas las condiciones morfológicas, geológicas y estructurales para que se desarrollen procesos de ladera; para su ocurrencia, hace falta un agente catalizador que inicie el proceso (natural o antrópico). Por último, hay que mencionar que en estas áreas coincide de una a dos variantes morfométricas.

Los terrenos donde no coincidió ningún índice morfométrico son casos aislados y en esta fase del análisis, fueron considerados como zonas de estabilidad aparente. Su extensión espacial es de 88 km², lo que representa un 5.6% del área de estudio.

6.1.2. Asociación con inundaciones

Este aspecto fue interpretado a partir del análisis de la espacialidad de los valores morfométricos bajos, mismos que se disponen en el centro-sur de la zona de estudio. Este sector incluye la porción más deprimida (llanura aluvial) y territorios adyacentes (abanicos aluviales). Los relieves involucrados son homogéneos en morfología, inclinación y litología. Estas características determinan su dinámica; cuando llegan a presentarse lluvias intensas, los volúmenes de agua se distribuyen por toda la porción baja de manera turbulenta en la mayoría de los casos.

Las zonas asociadas con inundaciones tienen una extensión de 555.1 km², lo que representa un 35.5% del total de la cuenca alta del río General. A partir de un análisis estadístico de frecuencias se estableció un escenario de hasta 25 posibles cruces entre los valores morfométricos bajos, las variables que se repitieron en más ocasiones fueron la profundidad de la disección y erosión total, parámetros presentes en 14 oportunidades, por encima de los demás que variaron entre 10 y 12 veces.

Además, entre los valores morfométricos más altos de la erosión total y profundidad de la disección se dieron 8 cruces entre sí, siendo las que se unieron en más oportunidades. El hecho de que sean estas dos variables las que tienen la correlación más alta para la determinación de los terrenos asociados a inundaciones, responde a que ambas presentan los valores más bajos (extremos) de sus registros, aún más de otras variables como la densidad de la disección, energía del relieve y erosión potencial que si exponen incluso valores medios.

A partir del análisis de frecuencia también se identificó que los cruces de dos variables son los más usuales con 9 de 25 ocasiones posibles. Por su parte, las variables una vez que se cruzan en tres oportunidades se presentaron en siete ocasiones, mientras que cuando hubo cuatro cruces de valores morfométricos altos se dio en tres momentos y solamente en una ocasión se cruzaron las cinco variables (Fig. 75).

El hecho de que la mayoría de cruces se produzcan entre 2 y 3 variables, tiene implicaciones geomorfológicas directas, ya que estas zonas suman el 93% de las áreas que favorecen las inundaciones. La erosión total y la profundidad de la disección, como variables más recurrentes, tienen la capacidad de definir sitios donde

el intemperismo de los sustratos es menor, además la dinámica del relieve está en constante cambio dadas las condiciones geológicas e hidrometeorológicas de la cuenca, lo que facilita el desarrollo de procesos peligrosos para las comunidades de la cuenca como inundaciones súbitas, avenidas y desbordamientos asociados con sistemas de baja presión, ciclones tropicales y frentes fríos.

Las zonas en donde coinciden uno o dos valores morfométricos bajos, se consideraron como áreas potenciales; las regiones donde llegaban a sobreponerse tres variantes, se clasificaron como de ocurrencia frecuente y los sitios catalogados como de máxima ocurrencia, fueron aquellos donde se hacían presentes cuatro o cinco variables.

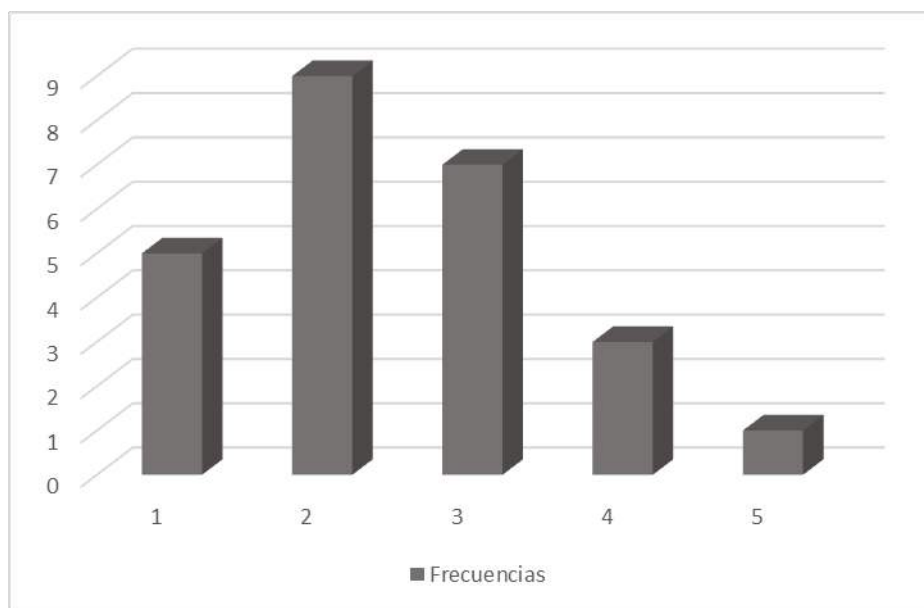


Figura 75. Análisis de frecuencias del número de cruces entre variables de los valores morfométricos bajos.

Los territorios a presentar inundaciones con una máxima ocurrencia, ocupan la mayor parte de la rampa acumulativa que está formada por amplios abanicos aluviales. Estos terrenos suman un área de 93.3 km², lo que equivale a un 16.8% de las zonas asociadas a inundaciones en la cuenca alta del río General. La morfología de estas estructuras permite la circulación del agua en sus sectores convexos (porción central), mientras en los extremos o bordes laterales, la geometría se invierte y tiende a ser cóncava; por tanto, el agua se concentra y retarda su circulación, lo que favorece la inundación. Esta es la situación de las llanuras aluviales de los ríos Pedregoso y General.

Las zonas de ocurrencia frecuente, se localizan al norte de la rampa acumulativa a manera de una franja continua e irregular. Esta disposición refleja un control morfológico de los abanicos sobre esta área; es decir, la geometría ligeramente convexa de estas estructuras, funciona como obstáculo y retarda la circulación de las corrientes fluviales, esta condición cobrará importancia en la temporada de lluvias extraordinarias, donde este factor favorecerá la inundación. Estas regiones se extienden a lo largo de 69.3 km², lo que equivale al 12.4% de los terrenos asociados a inundaciones.

El área potencial, se refiere a aquellas zonas susceptibles a inundación desde un punto de vista geomorfológico; sin embargo, debido a que se encuentran ligeramente más altas en relación con la zona de máxima ocurrencia, deben de existir o coincidir

condiciones extraordinarias para favorecer la dinámica, por ejemplo: temporada de lluvias intensas y ciclón o la obstrucción de un río por un proceso de ladera y rompimiento repentino de la represa natural. Representan un área de 392.4 km² equivalente al 70.6% de los terrenos asociados a inundaciones.

La morfometría es una posibilidad de análisis del territorio, los resultados son valiosos, más hay que tener en cuenta que la fuente es indirecta. Es por eso que sin una interpretación geomorfológica detallada y un trabajo de campo estricto, no pueden tomarse como válidos.

Mapa de zonificación de procesos de ladera e inundaciones, con base en métodos indirectos (valores morfométricos)

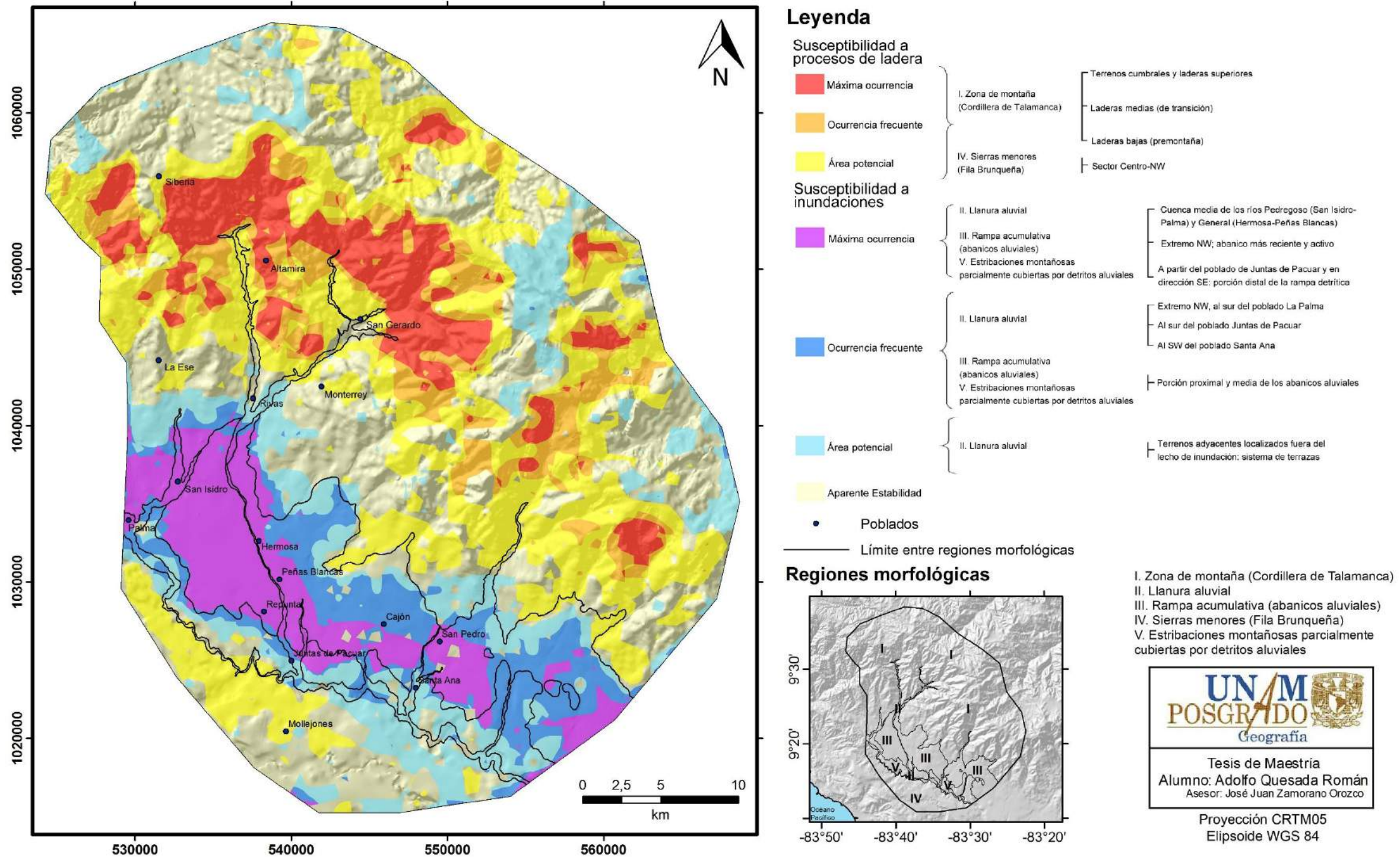


Figura 76. Zonificación de procesos de ladera e inundaciones. La máxima ocurrencia de procesos de ladera se presenta en la zona de montaña, mientras las inundaciones ocupan distintos territorios del sector centro-sur del territorio en estudio.

6.2. Mapa de peligros geomorfológicos en la cuenca alta del río General

La cuenca alta del río General presenta una geodinámica tanto interna como externa activa e intensa, la cual se expresa mediante la tectónica regional (zona de subducción entre las placas litosféricas de Cocos y Caribe, el punto triple Cocos-Caribe-Nazca y la Zona de Fractura de Panamá) y local con distintas fallas activas como la Pangolín, Buenavista y División.

El área de estudio además se conforma de rocas graníticas y efusivas del Mioceno en la Cordillera de Talamanca al norte de la cuenca, en la sección media se presentan una serie de doce abanicos aluviales en la sección media conformados por sedimentos proluviales que conforman un piedemonte formado por la fusión de los glaciares del Pleistoceno. En la parte baja de la cuenca se localiza la llanura de inundación del río General, la cual tiene una anchura máxima de 2 km producto de la deposición de sedimentos aluviales del Cuaternario y al sur se ubica la Fila Brunqueña la cual se formó a partir de rocas sedimentarias del Mioceno por la influencia oceánica – continental.

A estas características tectónicas y geológicas debe agregarse la influencia directa que tiene el régimen climático tropical que impera en la región, con precipitaciones anuales promedio superiores a los 2 500 mm y temperaturas que superan los 18° prácticamente durante todo el año, condiciones que favorecen el intemperismo de las rocas, detritos y suelos así como su erosión.

Estas condiciones geodinámicas endógenas y exógenas han provocado una serie de procesos naturales que han resultado peligrosos para la población a partir del último siglo. El evento sísmico más recordado en la región fue el terremoto de Buenavista en 1983, el cual generó mucha destrucción de la propiedad privada y pública; no obstante dado que el país tiene un ancho de costa a costa de unos 120 km y ocho regiones sismogenéticas, la actividad sísmica podría provenir de todas las direcciones. A su vez, la cuenca alta del río General es reconocida por su fuerte y constante afectación debido a ciclones tropicales como lo fueron el huracán Joan en 1988, César en 1996 y la tormenta tropical Alma en 2008; estas anomalías atmosféricas provocaron muerte y destrucción a su paso, especialmente en puentes y caminos.

La realización de un mapa de peligros geomorfológicos se realiza gracias a la interpretación de los elementos morfométricos (Capítulo IV) y geomorfológicos (mapa geomorfológico: Anexo 1) que fueron cartografiados mediante un extenso análisis de la zona de estudio, toda esta información fue contrastada en función de variables como la topografía y las pendientes para lograr determinar el mapa de peligros a procesos de ladera e inundaciones. Esta cartografía se anexa al final de este trabajo (Anexo 2).

6.2.1. Terrenos susceptibles a procesos de ladera

Para este apartado se describen las condiciones que favorecen la existencia de terrenos susceptibles a presentar procesos de remoción en masa y los diferentes grados de afectación real y potencial que tienen estos. Se establecieron tres categorías cuya representación espacial se puede ver en el Mapa Anexo 2 y se identifican con el color rojo zonas de máxima ocurrencia, con el color naranja de baja ocurrencia y el color amarillo representa áreas potenciales, explicados cada uno de ellos a continuación.

Máxima ocurrencia

Los sitios de máxima ocurrencia a procesos de ladera se componen de 15 zonas, de las cuales tres se localizan en las cabeceras de los ríos Chirripó y Telire al NE, los cuales drenan sus aguas hacia el mar Caribe. Del lado de la vertiente del océano Pacífico se localizan doce zonas en las cabeceras de los ríos Savegre (hacia el NW), Buenavista y Chirripó Pacífico (al N), así como el Peñas Blancas, San Pedro y Volcán (hacia el SE), terrenos que suman un total de 130 km², equivalente al 8% de la superficie de estudio.

Son zonas que se relacionan de manera directa con la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca), donde se presentan inclinaciones superiores a 25° donde los afloramientos geológicos típicos son de rocas volcánicas y plutónicas del Mioceno en morfologías de laderas cóncavas y rectas. Los valores más altos registrados en el análisis morfométrico dieron datos de densidad de la disección, energía del relieve, profundidad de la disección, erosión potencial y total que muestran regiones de fuerte inestabilidad de laderas.

Los terrenos de máxima ocurrencia a procesos de ladera son activados por agentes de disparo bien identificados como son sustratos altamente intemperizados, las lluvias estacionales (> 2 500 mm anuales) y ciclónicas (entre agosto y noviembre), además por la influencia sismo-tectónica (terremotos interplaca e intraplaca). De acuerdo al análisis geomorfológico en estas regiones se cartografiaron 21 deslizamientos, 307 desprendimientos, 12 flujos de rocas y 9 flujos de lodo. De acuerdo a los registros de desastres (DesInventar), entre 1980 y 2010 el 16,4% de los procesos de ladera reportados coinciden con estos sitios.

Baja ocurrencia

Los terrenos susceptibles a procesos de ladera de baja ocurrencia se definen como extensas áreas que encapsulan las regiones de máxima ocurrencia donde la localización de estas 17 zonas responde a una intensa inestabilidad de laderas en las cabeceras de las cuencas de los ríos Chirripó y Telire (vertiente Caribe) y los ríos Savegre, Buenavista, Chirripó Pacífico, San Pedro y Volcán (vertiente Pacífica). Cabe resaltar que los terrenos de baja ocurrencia se ubican en la región morfológica I: Zona de montaña (Cordillera de Talamanca) donde sobresalen valores morfométricos medios y altos; estas regiones suman un total de 146 km², equivalente a un 9,35% del territorio.

Estos terrenos se desarrollan en laderas de montaña donde predominan las morfologías cóncavas y rectas con inclinaciones entre 16° y 63°, situados en sustratos de rocas granitoides del Mioceno con edades entre 11 y 6 Ma (Denyer y Alvarado, 2007). Los diferentes tipos de movimientos en masa que se pueden producir en estas zonas son deslizamientos, flujos de roca, flujos de lodo, caídas de rocas y desprendimientos; procesos que son detonados por la pluviosidad estacional superior a 2 500 mm anuales así como las lluvias ciclónicas presentes entre agosto y octubre, además de episodios sísmicos debido a varias fallas activas locales y la cercanía con la Trinchera Mesoamericana.

En estas zonas fueron identificados mediante el mapa geomorfológico 44 deslizamientos, 275 desprendimientos, 18 flujos de rocas y 9 flujos de lodo. Según el inventario de desastres DesInventar (2011) entre 1980 y 2010 un 13,1% de procesos de ladera se ubican en estas superficies. Un segmento de la Carretera Interamericana entre La Ese y

Villa Mills se ubica en estos terrenos, por lo que en eventos extremos se podría ver comprometido el buen funcionamiento de esta importante vía de comunicación que conecta San José con la zona sur de Costa Rica.

Área potencial

Las Áreas potenciales a procesos de ladera se componen de 26 zonas que están relacionadas con las regiones morfológicas I y IV: Zona de montaña: Cordillera de Talamanca y Sierras menores (Fila Brunqueña), respectivamente. Se localizan cerca de poblados como División, San Juan Norte, San Gerardo de Rivas, Esperanzas y Mollejones; tienen una extensión territorial de 403 km², lo que equivale a un 25,8% del área de estudio.

Su vínculo con los valores morfométricos medios y altos es evidente, ya que además de esta condición se ubican en laderas de montaña rectas y cóncavas con pendientes que son menores a 25°, sobre sustratos volcánicos, plutónicos y sedimentarios del Mioceno con edades entre 29 y 2 Ma (Denyer y Alvarado, 2007). En estas regiones se cartografiaron 73 deslizamientos, 333 desprendimientos, 47 flujos de rocas y 14 flujos de lodo y según la base de datos de desastres DesInventar (2011) entre 1980 y 2010, un 37,7% del total (61 registros) se ubica dentro de estas superficies

Estos terrenos han evolucionado en el tiempo dada la intensa precipitación (mayor a 2 500 mm anuales), la tectónica y el fallamiento activo, además en la actualidad se presenta una modificación antrópica de bosques hacia usos agropecuarios que favorecen el incremento de dichas superficies.

Estabilidad aparente a procesos de ladera

A partir de los análisis morfométrico y geomorfológico fue posible estimar que estas regiones suman un 64% (1 002 km²) del área de estudio, donde la incidencia de procesos de ladera es mínima o nula debido en buena medida a la estabilidad de los materiales donde las pendientes por lo general se mantienen en los rangos medios o bajos (menores a 25°). A estas características cabe sumarse que una amplia área de unos 80 km² fue modelada por la acción glacial durante el Pleistoceno y en la actualidad presenta superficies rocosas pulidas, estables y en laderas subhorizontales.

Por otro lado, las características climáticas tropicales presentes en estos terrenos favorecen el desarrollo de densos estratos arbóreos de bosques montanos entre los 1 000 y 2 800 msnm, lo que imprime condiciones de estabilidad a estas laderas de la Cordillera de Talamanca y una sección de la Fila Brunqueña. No obstante, por las condiciones de pluviosidad extraordinaria durante ciclones tropicales o frentes fríos, además de la activa dinámica tectónica presente en fallas y la cercanía a la Trinchera Mesoamericana, no se descarta la ocurrencia de flujos de lodo en las zonas deforestadas o agropecuarias (pastos y agricultura); por otro lado, en los cortes de carretera es probable la presencia de desprendimientos y/o deslizamientos debido a la pérdida del ángulo de reposo como otro elemento causal.

6.2.2. Terrenos susceptibles a inundaciones

En este apartado se explican las condiciones que permiten el desarrollo de terrenos susceptibles a presentar inundaciones y sus diferentes grados de afectación tangible y

potencial en la llanura de inundación de varios ríos que conforman la cuenca alta del río General. Se establecieron cuatro categorías cuya representación espacial se puede ver en el Mapa Anexo 2 donde se identifican con el color blanco los lechos aparentes (estacionales), con el color azul oscuro la llanura de inundación máxima, con el color azul claro la llanura de inundación extraordinaria y con celeste se representan áreas de baja susceptibilidad de ocurrencia, explicados cada uno de ellos a continuación.

Lecho aparente (estacional)

Estos terrenos se localizan en las secciones más bajas de ríos como el Buenavista, Chirripó Pacífico, Pacuar, San Pedro, Convento y General, donde se presentan cada año procesos de inundación y desbordamiento durante la época lluviosa entre mayo y noviembre cuando las precipitaciones varían de 2 500 a 5 500 mm anuales a lo largo de diferentes secciones de la cuenca alta del río General, las cuales tienen pendientes menores a 15° y en algunos casos incluso menores a 1°.

En estos fluvios se conjugan en jerarquías de drenaje dendríticas, subdendríticas, trenzadas y dicotómicas, encargadas de evacuar la pluviosidad estacional mediante un sistema de cauces interconectado entre la zona de montaña, la rampa acumulativa (abanicos aluviales) y las llanuras aluviales. Por tanto, los lechos aparentes al estar presentes en todo el territorio tienen una gran amplitud altitudinal de 2 280 m (cota máxima y mínima: de 2 600 a 320 msnm), lo que es reflejo de su dinámica y capacidad de carga.

Estos terrenos tienen periodos de recurrencia de inundación de 1 a 2 años de acuerdo a los registros históricos (DesInventar, 2011). Entre los poblados que se afectan de manera frecuente por la dinámica de los lechos aparentes resaltan Rivas, Pueblo Nuevo, General Viejo, Bajos de Pacuar y Santa Ana, donde las inundaciones se dan año con año, se asocian con una carga de los ríos que ha venido en aumento en el tiempo dados los cambios en el uso de la tierra en las laderas adyacentes a las llanuras de inundación de los ríos.

Llanura de inundación máxima

En estos terrenos las inundaciones se ven favorecidas por la baja inclinación del terreno (< 15°) y la morfología subhorizontal. A esta condición se le suma que en temporadas de lluvias los suelos están saturados de agua, lo que ayuda al desbordamiento de cauces. Estos procesos climáticos se presentan entre agosto y octubre cuando la temporada de lluvias alcanza sus niveles máximos debido a que la Zona de Convergencia Intertropical se posiciona sobre el país.

Se localizan en las cuencas de los ríos Buenavista, Chirripó Pacífico, Pacuar, Peñas Blancas, San Pedro y General; donde la incidencia de inundaciones se presenta una vez que las temporadas de lluvias sobrepasan encima del promedio anual, o tienen influencia de sistemas de baja presión, temporales o los efectos tanto directos como indirectos de ciclones tropicales con recurrencia menor a 5 años (DesInventar, 2011).

A partir de datos meteorológicos en eventos extremos se ha logrado determinar que en ocasiones dichos periodos lluviosos pueden incluso superar el 60% de la precipitación mensual y afectar pueblos como Fátima, Peñas Blancas, Hermosa, Miraflores, Morazán,

el Hoyón, San Ramón Norte, San Gerardo y Herradura; en llanuras intermontanas, de transición entre abanicos aluviales y de superficies amplias.

Llanura de inundación extraordinaria

Son terrenos localizados en los ríos Quebradas, Jilguero, Pacuar, General, Unión, San Pedro y Convento; se asocian a morfologías subhorizontales con inclinaciones menores a 15° que están dentro de las llanuras aluviales. Dichas regiones son activadas durante épocas lluviosas extraordinarias en conjugación con eventos extremos como el fenómeno de la Niña, las anomalías atmosféricas asociadas con la Zona de Convergencia Intertropical y los ciclones tropicales del mar Caribe y el océano Pacífico.

Algunos de los ciclones tropicales que causaron destrucción y muerte a su paso fueron Joan (1988), Cesar (1996) y Alma (2008), en donde las precipitaciones en algunas ocasiones representaron el 80% de las lluvias mensuales. Se observa un periodo de retorno de aproximadamente 10 años que afecta comunidades como San Isidro del General, Rivas, General Viejo, Peñas Blancas, San Pedro y Santa Ana, de reconocida historia de impactos por estos peligros geomorfológicos.

Baja ocurrencia

Las superficies de baja ocurrencia a inundaciones se conforman de secciones que no pertenecen a las llanuras aluviales de los cauces que alimentan el río General; no obstante, por su cercanía a estas formas del relieve y pertenecer a la rampa acumulativa proluvial (abanicos aluviales y rampas detríticas) estas morfologías presentan pendientes menores a 15° y una importante densidad fluvial.

Por tanto, estos terrenos son susceptibles a presentar inundaciones una vez que se combinen una serie de factores hidroclimáticos como los efectos del fenómeno de la Niña, una intensa época lluviosa, un temporal o las implicaciones que pueda tener un ciclón tropical en las cuencas que conforman el área de estudio. Entre los pueblos que se localizan dentro de esta categoría están Sonador, Convento, Cacao, San Pedro, Tambor, Cajón, Navajuelar, Pilar, Quizarrá, Santa Elena, Repunta, Palmares, Linda, Jilguero, Pedregoso y La Palma.

Conclusiones

La investigación de los conceptos y teorías asociados a la temática de desastres ayudó a identificar que los peligros más recurrentes en la cuenca alta del río General son las inundaciones y los procesos de ladera. Ambos fenómenos tienen una relación estrecha entre sí debido a que su frecuencia y magnitud dependen de las lluvias extraordinarias así como de la sismicidad regional y local.

Las condiciones que favorecen la vulnerabilidad física del área de estudio se reconocen en localidades emplazadas en las llanuras aluviales del río General como Rivas, San Isidro del General, General Viejo y Santa Ana donde las inundaciones son frecuentes y se asocian a lluvias intensas, tanto estacionales como ciclónicas. En la zona de montaña es posible reconocer condiciones vulnerables en regiones donde la inclinación del terreno supera los 25°, en poblaciones como Monterrey, Zapotal, San Juan Norte, Alaska, San Rafael Norte y San Ramón Norte, sitios que pueden ver afectadas sus vías de comunicación (caminos vecinales y la Carretera Interamericana).

La intensidad de los procesos y agentes modeladores del relieve (sean endógenos, exógenos, o su combinación) determinan el grado de magnitud de los peligros geomorfológicos, los cuales son procesos naturales que pueden llegar a generar un impacto en la sociedad. En la zona de estudio se tienen ejemplos de riesgos naturales que se convirtieron en desastres, donde la magnitud de los peligros geomorfológicos asociados (procesos de ladera e inundaciones) al sismo de Buenavista (1983), los huracanes Joan (1988), César (1996) y la tormenta tropical Alma (2008), trajeron muertes y graves pérdidas económicas en líneas vitales (vías de comunicación, cableado eléctrico y acueductos) así como en el sector agropecuario.

En el análisis físico-geográfico de la cuenca alta del río General se encontró un vínculo directo entre las zonas de mayor precipitación (entre 4 000 y 5 500 mm anuales) con amplias regiones de laderas que fueron modeladas por la actividad gravitacional, así como las vertientes afectadas por la reptación y la arroyada. Además se encontraron relaciones tangibles entre los distintos rangos de precipitación que varían en función de los cambios en altitud e influyen en el desarrollo de los diferentes tipos de bosques de la zona de estudio y tienen asociación con zonas de aparente estabilidad a procesos de ladera.

Los usos de la tierra en el área de estudio corresponden a zonas agrícolas con pendientes bajas como abanicos aluviales y llanuras aluviales, en el caso del café este cultivo se vincula con elevaciones superiores a 700 msnm con suelos producto del intemperismo de rocas volcánicas y plutónicas; por su parte el uso forestal y el páramo, quedan relegados a niveles altitudinales que superan los 1 000 y 3 000 msnm, respectivamente.

El análisis tectónico y geológico facilitó el entendimiento de la conformación de la Cordillera de Tamanca, importante sistema montañoso del Mioceno ubicado al N del área de estudio, la cual debe su origen al proceso de subducción entre las placas de Cocos y Caribe y el posterior cese del vulcanismo local por el arribo de la serranía de Cocos, una extensión del punto caliente de Galápagos que modificó el ángulo de la fusión del *slab* de la placa de Cocos, lo que ha generado su incesante ascenso; además ha intensificado la erosión y permitió el afloramiento de plutones graníticos. Por otro lado, la Fila Brunqueña al S, es producto de la deposición de sedimentos continentales en el talud

continental del Océano Pacífico durante el Mioceno, bloque que fue levantado y basculado en forma de monoclinial, provocado por un sistema de fallas longitudinales con rumbo NW-SE.

Las edades de las rocas que conforman el área de estudio varían entre el Paleoceno y el Holoceno, las litologías más predominantes son los intrusivos graníticos del Mioceno, seguido por extensas áreas cubiertas de productos volcánicos efusivos del Mioceno, todos ellos ubicados hacia el norte en la Cordillera de Talamanca. Por su parte, el material sedimentario del Mioceno y el Cuaternario forma parte de las unidades del piedemonte, la llanura aluvial y la Fila Brunqueña al sur.

En toda el área de estudio es evidente el control estructural de las fallas tectónicas locales y múltiples lineamientos dispuestos en los cauces fluviales con orientaciones hacia el NW-SE y N-S, que propician la activación de procesos de remoción en masa y por ende la modificación de las laderas. El emplazamiento del eje neotectónico a lo largo de la llanura aluvial del río General, se asocia con la ampliación de esta fosa tectónica y favorece su dinámica acumulativa alimentada por inundaciones constantes y con diversos grados de intensidad.

La relación de la geología con las formas del relieve es evidente, ya que las zonas donde se localizan los intrusivos granitoides y áreas cubiertas de productos efusivos del Mioceno es donde se presenta una mayor disección, amplias zonas modeladas por la acción glacial, así como superficies afectadas por los procesos de ladera como deslizamientos, flujos de rocas, desprendimientos y flujos de lodo. Por otro lado, en los lugares donde dominan los sustratos sedimentarios del Plio-Pleistoceno y Cuaternario prevalecen las rampas detríticas, abanicos aluviales y llanuras aluviales. Mención particular merecen las sierras menores, las cuales se relacionan con litologías sedimentarias del Mioceno con una densidad de cauces y una profundidad de la disección alta.

Mediante el análisis morfométrico se analizaron siete variables: altimetría, inclinación del terreno, densidad de la disección, profundidad de la disección, energía del relieve, erosión potencial y erosión total. A partir de la altimetría se lograron delimitar las regiones morfológicas de la cuenca alta del río General: I) Zona de montaña (Cordillera de Talamanca); II) Llanura aluvial; III) Rampa acumulativa (abanicos aluviales); IV) Sierras menores y V) Estribaciones montañosas cubiertas por detritos aluviales. Por medio del mapa de inclinación del terreno se hizo una primera aproximación de la dinámica gravitacional y fue posible, identificar formas del relieve que se asocian con la acción erosiva-acumulativa fluvial.

El mapa de densidad de la disección evidenció zonas de mayor o menor erosión, donde la concentración de cauces se vincula con zonas de precipitación mayores a 2 500 mm (promedio anual), la existencia de un sustrato poco consolidado y alterado (cortezas de intemperismo), la presencia de estructuras disyuntivas, grandes áreas sin cambios litológicos significativos y una morfología heterogénea. Del mismo modo, la profundidad de la disección hace evidente la influencia de las estructuras disyuntivas en la dinámica erosiva y acumulativa del relieve. En este marco hay que considerar que el crecimiento de los valles en la vertical, en la mayoría de los casos, provoca inestabilidad en las laderas y por tanto la existencia de variados procesos gravitacionales.

La energía del relieve es un importante índice que integra en su análisis la acción fluvial (densidad y profundidad de la disección) y la inclinación del terreno. Estos tres elementos

se vinculan de manera estrecha con la remoción en masa; además considera la litología, la influencia de la meteorización, la actividad de las fallas, los sismos y la precipitación. Por otra parte, la erosión potencial permitió ubicar de manera indirecta, zonas con susceptibilidad a la denudación, vinculada a factores como características litológicas, contrastes topográficos, variedad morfológica, condiciones hidroclimáticas, cobertura vegetal e inclusive cambios en el uso de la tierra. En el caso de la erosión total se diferenciaron áreas con mayor erodabilidad y con morfologías más evolucionadas (más antiguas), a través de la rugosidad del relieve; por lo que se infiere el papel que juegan variables como la edad de la roca, las estructuras disyuntivas, el clima pasado (glaciaciones), el actual (precipitaciones), la inclinación y orientación de las laderas.

Mediante el análisis geomorfológico se elaboró un mapa detallado a escala 1:25.000 que expone una leyenda explicativa donde se vinculan elementos geológicos, climáticos y topográficos. Se presenta un inventario y explicación de formas, procesos modeladores y dinámica del relieve expresada en 46 formas ordenadas de acuerdo a su génesis y extensión en: endógeno modelado, tectónico y exógeno (fluvial, gravitacional, glacial y sedimentario). El mapa geomorfológico de la cuenca alta del río General muestra una serie de resultados de verdadero interés científico y aplicado a diversos campos del conocimiento. Entre ellos destaca la localización, cartografía y descripción de una serie de morfologías glaciares de las cuales se habían publicado trabajos registrando áreas de unos 40 km² y para el presente trabajo se amplían a 80 km².

Mediante la cartografía geomorfológica también fue posible establecer la evolución y dinámica de doce abanicos aluviales que componen la cuenca alta del río General, los cuales explican su funcionamiento pasado y la actual a cambios en las condiciones del clima pasado y a eventos extraordinarios que ayudaron a la conformación de esta rampa acumulativa proluvial. Por otra parte, se identificó la presencia de una falla transforme con un componente lateral derecho ubicada al SE del territorio, la cual además de desplazar una serie de abanicos aluviales aproximadamente 2 km, muestra morfologías asociadas a dicha disyunción como son domos de compresión, escarpes de falla, deflexión de cauces y cuencas de *pull apart*.

El mapa geomorfológico también ayudó a la identificación de amplias zonas de laderas de montaña con modelados glaciares, de intensa disección fluvial, de actividad gravitacional, además de cientos de deslizamientos y desprendimientos, así como decenas de flujos de lodo y flujos de rocas. Asimismo, se lograron cartografiar tres tipos de llanuras aluviales que conforman el área de estudio: intermontanas, de transición y de superficies amplias. Por último, se hace una diferenciación de las sierras menores, las cuales tienen una morfología de montaña así como condiciones de disección y dinámica distinta.

En el análisis de los peligros geomorfológicos de la cuenca alta del río General se conjugan los resultados de los análisis morfométricos y morfogenéticos para determinar, mediante una cartografía detallada, las regiones más expuestas a inundaciones y procesos de ladera de acuerdo a la recurrencia e intensidad de estos procesos.

El análisis morfométrico fue una útil herramienta en la determinación de zonas propensas a procesos de ladera e inundaciones, a partir del vínculo entre las variables trabajadas (energía del relieve, profundidad de la disección, densidad de la disección, erosión potencial y erosión total). La correlación de los resultados obtenidos fue esencial para realizar el mapa de susceptibilidad de procesos de ladera (58.7% del área total) e inundaciones (35.5% del territorio) mediante métodos morfométricos, el cual fue

confrontado con los reportes de desastres en el área de estudio, la que tuvo una correlación positiva y ratificó la dinámica de las zonas peligrosas.

Mediante la integración de la cartografía morfométrica y morfogenética (geomorfológica) se realizó el mapa de peligros geomorfológicos, el cual permitió determinar zonas con distintos niveles de susceptibilidad ante procesos de ladera e inundaciones. Los procesos de ladera presentaron los siguientes rubros de susceptibilidad: máxima ocurrencia, baja susceptibilidad de ocurrencia y área potencial. En el caso de las inundaciones, se presentaron los siguientes grados de susceptibilidad: Lecho aparente (estacional), Llanura de inundación máxima, Llanura de inundación extraordinaria y Baja susceptibilidad de ocurrencia. Estos terrenos ayudan a delimitar con una escala muy detallada las regiones expuestas a riesgos naturales que podrían generar pérdidas económicas en eventos extremos, resultando además como una herramienta para la planificación de este territorio.

La importancia de este documento radica en el hecho de ser la primera vez que se realiza un análisis morfométrico, geomorfológico y de peligros con esta metodología en Costa Rica. Esta técnica además puede ser empleada para otras zonas del país con fines diversos, entre ellos la evolución del relieve, mapas morfogenéticos a detalle, la prevención y mitigación de desastres, así como el ordenamiento territorial. Además, se realizó con particular detalle el recuento de formas del relieve glaciar tanto erosivas como acumulativas, que son primicia en Costa Rica y que servirán para el desarrollo de futuros trabajos que mejoren el conocimiento de las características de ambientes glaciares tropicales y funcionen como parámetros de entrada en el estudio del cambio climático.

Bibliografía

Alcántara-Ayala, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimiento del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. Investigaciones Geográficas, Instituto de Geografía, UNAM. Boletín Número 41, 7-25.

Alvarado, G.E., Kussmul, S., Chiesa, S., Gillot, P.Y., Appel, H., Wörner, G., Rundle, C. (1992). Resumen cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones radiométricas. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 6, N° 3, 151-168 pp.

Alvarado, G.E., Barquero, R., Taylor, W., Mora, M., Peraldo, G., Salazar, G., Aguilar, T. (2009a). Geología de la hoja San Isidro. Revista Geológica de América Central, 40: 111-122.

Alvarado, G.E.; Barquero, R.; Taylor, W., López, A., Cerdas, A.; Murillo, J. (2009b). Geología de la hoja General, Costa Rica. Revista Geológica de América Central, 40: 97-107.

Alvarado-González, R. (2003). Cartografía geomorfológica del Complejo volcánico Sierra de San Juan, Nayarit, México. Tesis para optar para el grado de Licenciado en Geografía. UNAM. 139 pp.

Barrantes, G. y Márquez, R. (2012). De la atención del desastre a la gestión del riesgo; una visión desde la geografía. Revista Geográfica de América Central: 47, 15-38.

Bashenina, B. (1977). Cartografía Geomorfológica. Editorial Educación Superior. Moscú, URSS. (en ruso). 375 pp.

Bergoeing, J.P. (2007). Geomorfología de Costa Rica. Editorial Librería Francesa. San José, Costa Rica. 328 pp.

Bergoeing, J.P., Brenes, L.G., Salas, D. (2010). Atlas Geomorfológico de Costa Rica. Escala 1.350.000. Editorial Instituto Costarricense de Electricidad, ICE. San José, Costa Rica.

Berstch, F. (1995). La fertilidad de los suelos y su manejo. Asociación Costarricense de la Ciencia del Suelo. San José, Costa Rica. 157 pp.

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. Volumen 4, Número 3: 1-52.

Blaikie, P., Cannon, T., David, I., Wisner, B. (1996). Vulnerabilidad: El entorno social, político y económico de los desastres. Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina. Bogotá, Colombia. 290 pp.

Bloom, A. (1998). Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms. 3ra edición. Prentice Hall. New Jersey, Estados Unidos. 482 pp.

Bolaños, R., Watson, V., Tosi, J. (2005). Mapa ecológico de Costa Rica (Zonas de Vida), según el sistema de clasificación de zonas de vida del mundo de L.R. Holdridge), Escala 1:750 000. Centro Científico Tropical. San José, Costa Rica.

Boschini, I.; Alvarado, G.E.; Rojas, W. (1988). El terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón (Julio 3, 1983): Evidencia de una fuente sismogénica intraplaca desconocida en Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 8: 111-121.

Brenes, L.G. (2007). Geografía y Geomorfología aplicadas al ordenamiento de cuencas hidrográficas. En: Bergoeing, J.P. y Brenes, L.G. (2007) *Práctica de la Geografía*. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Castago, Costa Rica. 127-155 pp.

Brown, D. (2008). Tropical Cyclone Report: Tropical Storm Alma. National Hurricane Center (NHC). Miami, Florida, USA. 11 pp.

Buol, S., Hole, F., McCracken, R. (2008). *Génesis y Clasificación de los suelos*. 2da. Edición. Editorial Trillas. Ciudad de México, México. 417 pp.

Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Scientific, Oxford. 274 pp.

Cardona, O.D. (1993). Evaluación de la amenaza, la vulnerabilidad y el riesgo. En: Maskrey, A. (1993). *Los desastres no son naturales*. Tercer Mundo Editores. Bogotá, Colombia. 45-65 pp.

Castillo-Muñoz, R. (2010). *Glaciaciones e Interglaciaciones en Costa Rica: Realidades y enigmas geológicos*. Litografía e Imprenta LIL, S.A. San José, Costa Rica. 197 pp.

CEPAL (Comisión Económica para América Latina y el Caribe). (1996). Efecto de los daños ocasionados por el Huracán César sobre el desarrollo de Costa Rica. Informe interno. Ciudad de México, México. 21 pp.

CIGEFI (Centro de Investigaciones Geofísicas de la Universidad de Costa Rica) (2012). Información obtenida de los Institutos Meteorológico Nacional y Costarricense de Electricidad, dentro del marco de los proyectos UCR-V.I. 805-A9-532, 808-A9-180, 805-A7-002 e IAI-CRN2050. San José, Costa Rica.

CNE (Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias) (2008). Evento: inundaciones y deslizamientos asociadas a tormenta tropical Alma. 4 de junio de 2008. Centro de Información y Análisis. Dirección de Gestión en Desastres. San José, Costa Rica. 13 pp.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F.; Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysics. J. Int.*, 101: 425-478.

Denyer, P., Alvarado, G.E., Aguilar, T. (2000). Historia geológica. En: Denyer, P., Kussmaul, S. (Eds). (2000). *Geología de Costa Rica*. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Cartago, Costa Rica. 155-167 pp.

Denyer, P., Montero, W., Alvarado, G.E. (2003). Atlas tectónico de Costa Rica. Editorial de la Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica. 79 pp.

Denyer, P. y Alvarado G.E. (2007). Mapa geológico de Costa Rica. San José, Costa Rica: Librería Francesa. Escala 1:400 000.

Derrau, M (1983). Geomorfología. Ed. Ariel. Barcelona, España. 536 pp.

Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M., Flueh, M.; Mora, M., Alvarado, G.E. (2011). The steeply subducting edge of the Cocos Ridge: Evidence from receiver functions beneath the northern Talamanca Range, south-central Costa Rica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Volumen 12, Número 4. 25.

EIRD-ONU (Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres). (2015). Terminología: Términos principales relativos a la reducción del riesgo de desastres. Disponible en: <http://www.eird.org/esp/terminologia-esp.htm>

Fell, R., Corominas, J., Nonnard, C., Cascini, L., Leroi, C., Savage, W.Z. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, 102: 85-98.

Filosov, P.V. (1960). Breve manual de métodos morfométricos aplicados a la identificación de estructuras tectónicas. Zaratov. URSS (en Ruso).

Galván-García, A.H. (2012). Procesos de remoción en masa en la Delegación Álvaro Obregón: peligros asociados y su cartografía. Tesis que para obtener el grado de Maestra en Ciencias de la Tierra. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. Distrito Federal, México.

Gardner, T.W., Verdonck, D., Pinter, N.M., Slingerland, R., Furlong, K.P., Bullard, T.F., Wells, S.G. (1992). Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge. Pacific coast of Costa Rica. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 104, issue 2, 219-232 pp.

Gares, P.A., Sherman, D.J., Nordstrom, K.F. (1994) *Geomorphology and Natural Hazards*. *Geomorphology*, 10: 1–18.

Gazel, E., Denyer, P., Baumgartner, P. O. (2006). Magmatic and geotectonic significance of Santa Elena Peninsula, Costa Rica. *Geologica Acta*: 4(1-2), 193-202.

Gorshkov, G.P. y Yakushova, A.F. (1970). *Geología General*. Editorial Mir. Moscú, Rusia. 574 pp.

Goudie, A. (1993). Human influence in geomorphology. *Geomorphology*, 7: 37-59.

Goudie, A. (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, Taylor & Francis Group. England. 1156 pp.

Goudie, A. (2006). Global warming and fluvial geomorphology. *Geomorphology*, 79: 384-394.

Gräfe, K.; Frisch, W.; Villa, I.M.; M. Meschede. (2002). Geodynamic evolution of southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge: constraints from thermochronology. *Tectonophysics*, 348: 187–204.

Güendel, F. y Protti, M. (1998). Sismicidad y sismotectónica de América Central. *Física de la Tierra*, 10: 19-51.

Guerra, F. (1980). Fotogeología. Facultad de Ingeniería, UNAM. Ciudad de México. México. 337 pp.

Gutiérrez-Elorza, M. (2008). Geomorfología. Pearson Educación, S.A. Madrid, España. 898 pp.

Gutscher, M.; Spakma, W.; Bijwaard, H.; Engdahl, R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19: 814–833.

Hastenrath, S. (1973). On the Pleistocene glaciations of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*: 9, 105-121.

Hauff, F., Hoernle, K., Tilton, G, Graham, D.W., Kerr, A.C. (2000). Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: geochemical constraints from Caribbean Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*: 174, 247-263.

Hernández-Santana, J.R.; Ortiz-Pérez, M.A.; Magaz-García, A.R.; Díaz-Díaz, L.; Zamorano, J.J. (1994). Estilos geotectónicos bidimensionales y tridimensionales interbloques: una nueva categoría neotectónica para la determinación de morfoestructuras montañosas. Universidad Nacional Autónoma de México. *Investigaciones Geográficas: Boletín del Instituto de Geografía*, 28: 9-32.

Highland, L.M. y Bobrowsky, P. (2008). *The landslide handbook—A guide to understanding landslides*. Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325. 129 pp.

Horn, S., Orvis, K., Haberyan, K. (2005). Limnología de las lagunas glaciales en el páramo del Chirripó, Costa Rica. En: Kappelle, M. y Horn, S. (2005). *Páramos de Costa Rica*. Instituto Nacional de Biodiversidad (INBio). Santo Domingo de Heredia, Costa Rica. 767 pp.

Huggett, R. (2007). *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge. New York, Estados Unidos. 458 pp.

ICE (Instituto Costarricense de Electricidad). (1974). *Boletín hidrológico n° 10*. San José, Costa Rica. 349 p.

IGN (Instituto Geográfico Nacional). (1972). *Hojas topográficas: Vueltas, Cuericí, San Isidro y Repunta -Escala 1:50.000-*. San José, Costa Rica.

IMN (Instituto Meteorológico Nacional). (2008). *Atlas Climático Interactivo*. San José, Costa Rica.

IMN (Instituto Meteorológico Nacional). (2009). Datos de estaciones meteorológicas: Coopeagri, Repunta y Chirripó. San José, Costa Rica.

ITCR (Instituto Tecnológico de Costa Rica). (2008). Atlas Digital de Costa Rica. Cartago, Costa Rica.

Johnston, S.T. y Thorkelson, D.J. (1997). Cocos-Nazca slab window beneath Central America. *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 465-474.

Kesel, R.H. y Spicer, B.E. (1985). Geomorphologic relationships and ages of soils on alluvial fans in the Rio General Valley, Costa Rica. *CATENA*, 12: 149-166.

Krishnaswamy, J., Halpin, P., Richter, D. (2001). Dynamics of sediment discharge in relation to land-use and hydro-climatology in a humid tropical watershed in Costa Rica. *Journal of Hydrology*, 253: 91-109.

Kusmaul, S. (1987). Petrología de las rocas intrusivas neógenas de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 7: 83-111.

Kusmaul, S. (2000). Estratigrafía de las rocas ígneas. En: Denyer, P., Kusmaul, S. (Eds). (2000). *Geología de Costa Rica*. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Cartago, Costa Rica. 63-86 pp.

LA RED (Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina) – Corporación OSSO. (2011). *DesInventar: Sistema de inventario de efectos de desastres de Costa Rica entre 1970 y 2010*. Ciudad de Panamá, Panamá.

Lachniet, M.S y Seltzer, G.O. (2002). Late Quaternary glaciation of Costa Rica. *Geological Society of America Bulletin*, 114: 547–558.

Lachniet, M., Seltzer, G., Solís, L. (2005). Geología, geomorfología y depósitos glaciares en los páramos de Costa Rica. En: Kappelle, M. y Horn, S. (2005). *Páramos de Costa Rica*. Instituto Nacional de Biodiversidad (INBio). Santo Domingo de Heredia, Costa Rica. 767 pp.

Lachniet, M.S y Vazquez-Selem, L. (2005). Last glacial maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International*, 138–139C: 129–146.

Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Sinha, R. (2005). Tropical rivers. *Geomorphology*, 70: 187–206.

Lawrence, M. y Gross, J. (1989). Atlantic Hurricane Season of 1988. Annual Summaries. *Monthly Weather Review*. National Hurricane Center (NHC). Miami, Florida, USA. Vol. 117: 2248-2259.

Leandro, G., León, C., Ávila, M., Fernández, A., Elizondo, J., Montalto, F., Chávez, R., Obando, J. (1983). Informe geológico sísmológico, San Isidro de Pérez Zeledón y sus alrededores, Evaluación sismo 3 de julio de 1983. Informe interno. Instituto Costarricense de Electricidad. San José, Costa Rica. 56 pp.

Lin, A., Kano, K., Guo, J., Maruyama, T. (2008). Late Quaternary activity and dextral strike-slip movement in the Karakax Fault Zone, northwest Tibet. *Tectonophysics*, 453: 44-62.

Linkimer, L. y Aguilar, T. (2000). Estratigrafía sedimentaria. En: Denyer, P., Kussmaul, S. (Eds). (2000). *Geología de Costa Rica*. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Cartago, Costa Rica. 43-62 pp.

Lücke, O. (1986). Consideraciones Básicas Sobre la Aplicación de Metodologías de Análisis en la Planificación del Uso de la Tierra y la Toma de Decisiones. Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza (CATIE) - Programa de Manejo de Cuencas Hidrográficas. Turrialba, Costa Rica. 34 pp.

Lugo, J. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México, México. 128 pp.

Lugo, J. (2011). *Diccionario Geomorfológico*. Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México, México. 479 pp.

Marshall, J. (2007). *The Geomorphology and Physiographic Provinces of Central America*. En: Bundschuc y Alvarado (Eds) (2007). *Central America: Geology, Resources and hazards*. Taylor & Francis. 1436 pp.

Maskrey, A. (1993). Vulnerabilidad y mitigación de desastres. En: Maskrey, A. (1993). *Los desastres no son naturales. (LA RED) Red de estudios sociales en prevención de desastres en América Latina*. Tercer Mundo Editores. Bogotá, Colombia. 93-110 pp.

McGregor, G. y Nieuwolt, S. (1998). *Tropical climatology: An introduction to the climates of the low latitudes*. John Wiley & Sons. Chichester, England. 339 pp.

Meschede, M., Barckhausen, U., Worm, H. (2000). Desarrollo del centro de dispersión entre las placas Coco y Nazca y los trazos de los puntos calientes. *Revista Geológica de América Central*, 23: 5-16.

Montero, W. (2000a). Geotectónica. En: Denyer, P., Kussmaul, S. (Eds). (2000). *Geología de Costa Rica*. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Cartago, Costa Rica. 115-132 pp.

Montero, W. (2000b). Sismología y Neotectónica. En: Denyer, P.; Kussmaul, S. (Eds). (2000). *Geología de Costa Rica*. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Cartago, Costa Rica. 219-239 pp.

Mora, S. y Valverde, R. (2005). *La Geología: procesos de la dinámica interna y externa*. 2da edición. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Cartago, Costa Rica. 376 pp.

Mora, M. y Peraldo, G. (2011). Análisis macrosísmico del terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón, 3 de julio de 1983 ($M_s=6,1$), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 44: 43 – 72.

Morales, L.D. y Leandro, G. (1985). *Riesgos geológicos asociados al terremoto de Buenavista, Pérez Zeledón*. Comisión Nacional de Emergencias. San José, Costa Rica. 18 pp.

Morell, K., Fisher, D., Gardner, T. (2008). Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America. *Earth and Planetary Science Letters*, 265: 82–95.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (2012). Historical Hurricane Tracks. <<http://maps.csc.noaa.gov/hurricanes/>>, actualización: 23 de marzo de 2012.

Orvis, K. y Horn, S. (2000). Quaternary Glaciers and Climate on Cerro Chirripó, Costa Rica. *Quaternary International*, 54: 24–37.

Pach, R. y Dávila, L. (1999). Atlantic Hurricane Season of 1996. *Monthly Weather Review*. National Hurricane Center (NHC). Miami, Florida, USA. Volumen 127: 581-610.

Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda. Madrid, España. 414 pp.

Peña-Monné, J. L., (1997). *Cartografía Geomorfológica: Básica y Aplicada*. Geoforma Ediciones. Logroño, España. 227 pp.

Peraldo, G. y Mora, M. (1997). Nueva alerta para ordenar el territorio. *Revista Reflexiones*. Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Costa Rica. 58: 23-43.

Peraldo, G. (2004). La novedad de lo constante: el proceso del desastre y su relación con la gestión territorial. Caso del distrito de Rivas, Pérez Zeledón, Costa Rica. Tesis de Estudios de Posgrado en Geografía con énfasis en Ordenamiento Territorial para optar al grado de Magister Scientiae. San José, Costa Rica. 195 pp.

Protti, R. (1996). Evidencias de glaciación en el Valle del General (Costa Rica) durante el Pleistoceno Tardío. *Revista Geológica de América Central*, 19/20: 75-85.

Quesada, R. (2007). Los Bosques de Costa Rica. IX Congreso Nacional de Ciencias. Instituto Tecnológico de Costa Rica. Cartago, Costa Rica. 16 pp.

Scheidegger, A.E. (1994). Hazards: singularities in geomorphic systems. *Geomorphology*, 10: 19-25.

Sdrolías, M. y Müller, D. (2006). Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Volume 7, Number 4. 40 pp.

Selby, M.J. (1985). *Earth's Changing Surface*. Oxford University Press, Oxford, Reino Unido. 607 pp.

Simonov, Y. (1985). *Análisis morfométrico*. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS. (en ruso). 30 pp.

Solano, J. y Villalobos, R. (2001). Aspectos Fisiográficos aplicados a un bosquejo de Regionalización Geográfico - Climático de Costa Rica. *Tópicos de Meteorología y Oceanografía*. Instituto Meteorológico Nacional. San José, Costa Rica. 8: 26-39.

Strangeways, I. (2007). *Precipitation: Theory, Measurement and Distribution*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom. 302 pp.

Sumner, G. (1988). *Precipitation: Process and Analysis*. John Wiley & Sons. Bath, Avon, Great Britain. 472 pp.

Thomas, J. (2008). *Propuesta metodológica para la evaluación de vulnerabilidad social ante amenazas naturales*. Tesis de Grado, Maestría en Desarrollo sustentable, Universidad del Valle, Cali.

Thomas, J. (2011). *Gestión social del riesgo ante amenazas naturales en ciudades portuarias. Estudios de caso: Buenaventura (Colombia) y Manzanillo (México)*. Tesis de Doctorado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México D.F., México. 366 pp.

Toscana, A. (2006). *Los paisajes del desastre*. Tesis de Doctorado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México D.F., México. 237 pp.

Tournon, J. y Alvarado, G. (1997). *Mapa geológico de Costa Rica*. Folleto explicativo, escala 1:500 000. Editorial Tecnológica de Costa Rica. Cartago, Costa Rica.

Tricart, J. (1972). *Landforms of the humid tropics, forests and savannas*. Longmans, London. 306 pp.

Tsukamoto, Y. y Kusakabe, D. (1987). *Vegetative influences on debris slide occurrences on steep slopes in Japan*. *Forest Hydrology and Watershed Management - Hydrologie Forestiere et Amenagement des Bassins Hydrologiques (Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987; Actes du Colloque de Vancouver, Aout 1987): IAHS-AISH Publ.no.167, 1987. 181-189 pp.*

USDA (United States Department of Agriculture). (1999). *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Washington D.C., USA.

Vallejos, S., Esquivel, L., Hidalgo, M. (2012). *Histórico de desastres en Costa Rica (Febrero 1723 - Setiembre 2012)*. San José, C.R.: CNE, 2012.

Vargas, G. (2012). *Geografía de Costa Rica*. Editorial Universidad Nacional a Distancia. Segunda Edición. San José, Costa Rica. 384 pp.

Verstappenn, H. Th. (1983). *Applied geomorphology: geomorphological surveys for environmental development*. Amsterdam, Netherlands. 437 pp.

Vidal, J.R. y Twidale, Ch. R. (1998). *Formas y paisajes graníticos*. Universidade da Coruña, España. 411 pp.

Walter, R.T., Bayasgalan, A., Carson, R., Hazlett, R., McCarthy, L., Mischler, J., Molor, E., Sarantsetseg, P., Smith, L., Tsogtbadrakh, B., Tsolmon, G. (2006). *Geomorphology and structure of the Jid right-lateral strike-slip fault in the Mongolian Altay mountains*. *Journal of Structural Geology*, 28: 1607–1622.

Wilches-Chaux, G. (1993). La vulnerabilidad global. En: Maskrey, A. (1993). Los desastres no son naturales. Tercer Mundo Editores. Bogotá, Colombia. 11-44 pp.

Wörner, G. Harmon, R. S., Wegner, W. (2009). Geochemical evolution of igneous rocks and changing magma sources during the formation and closure of the Central American land bridge of Panama. En: Kay, S. M.; Ramos, V. A.; Dickinson, W. R. (Eds) (2009). Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. Geological Society of America Memoir, 204: 183-196.

Zamorano-Orozco, JJ. (1990). Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México. (en Ruso). Tesis para optar por el título de Doctor en Geografía (Geomorfología). Facultad de Geografía, Universidad Estatal de Moscú, M.V. Lomonosov. 225 pp.