

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO



**ESTUDIO DE PROCESOS CONTROLADORES EN LA EVOLUCIÓN
TOPOGRÁFICA DEL RÍO GUÁRICO, VENEZUELA, MEDIANTE
ANÁLISIS DIGITAL DEL TERRENO Y TERMOCRONOLOGÍA**

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Marlene del C. Flores F.
Para optar al título de Magister Scientiarum

Caracas, 2018

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO



**ESTUDIO DE PROCESOS CONTROLADORES EN LA
EVOLUCIÓN TOPOGRÁFICA DEL RÍO GUÁRICO,
VENEZUELA, MEDIANTE ANÁLISIS DIGITAL DEL TERRENO
Y TERMOCRONOLOGÍA**

Tutor Académico: Mauricio A. Bermúdez C.

Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Marlene del C. Flores F.
Para optar al título de Magister Scientiarum

Caracas, 2018



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo Grado** presentado por la **ING. MARLENE FLORES**, portador de la Cédula de Identidad No CEDULA 18.010.303, bajo el título **"ESTUDIO DE PROCESOS CONTROLADORES EN LA EVOLUCIÓN TOPOGRÁFICA DEL RIO GUÁRICO, VENEZUELA, MEDIANTE ANÁLISIS DIGITAL DEL TERRENO Y TERMOCRONOLOGÍA"**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Ciencias Geológicas; dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 7 de diciembre de 2018, a las 02:15 p.m., para que la autora lo defendiera en forma pública, lo que esta hizo en la sala de videoconferencia, ubicada en el edificio de Física, piso 1, en el Centro de Procesamiento de Datos (CPD), mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con la ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso y el jurado por unanimidad le asigna la calificación de "APROBADO".

En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los siete (7) días del mes de diciembre del año 2018, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado el **Dr. Mauricio Bermúdez**.

Dr. Xavier Bustos
6.853.385
(JURADO)
(FH-UCV)

Dra. Luz Rodríguez
10.902.202
(JURADO)
(FUNVISIS)

Dr. Mauricio Bermúdez
12.378.742
(TUTOR)
(FI-UCV)

Que el amor sea el guía en el camino de la vida,
a mi familia mi gran apoyo

AGRADECIMIENTOS

Universidad Central de Venezuela, por ser mi segundo hogar.

Al laboratorio de Termocronología y Geomatemática, el lugar donde la enseñanza no tiene límites.

Prof. Mauricio Bermúdez, aún en la distancia siempre enseñándome a ser mejor profesional y persona, donde la humildad y el amor son nuestras bases fundamentales.

A mi Madre, por ser paciente, mejor amiga y maestra, te amo, gracias por enseñarme la constancia, el amor desinteresado y por presentarme mi gran amor, la lectura. A mi padre por ser mi guía, mi maestro, apoyo y alcahueta de mis inventos, llenas de color lo que tocas, gracias papá, te amo. A mi Nali, me enseñó la perseverancia, el esfuerzo, la entrega y el amor propio, gracias abuela, mi gran maestra, nuestro angel de la guarda, Te amo.

A mis hermanos Juan, Juanda y JuanDarío, quienes me han acompañado en mi camino de evolución constante, les doy las gracias por existir, llenarme de amor, locuras y risas, los amo con el alma.

A mi negra, esa hermosa luz, que se ha convertido en mi maestra, enseñándome a vivir el día a día, siendo libre. Te amo.

A mi negro Marlon, agradezco tu existencia en mi vida, otro maestro que llego a darme locuras y risas. Te amo.

A Carita mi hermana, enseñándome cada día que los vínculos no son solamente de sangre, que existe gente hermosa capaz de hacer todo lo posible por estar allí para ti, aunque el mundo se complique, gracias Cari, te amo.

A Mafer, Marcos y Rafa, la vida me ha regalado tanto, entre ello, estas tres hermosas personas, que desde que llegaron a mi vida la han llenado de luz y amor, porque la familia no es sólo de sangre, los super amo.

A mis amigos de aventuras, Evelio, Christina, Nairo, que la vida me permita vivir miles de aventuras más con ustedes y si el tiempo nos separa, los recuerdos creados, fueron y serán los más hermosos, los llevo en mi corazón a donde quiera que voy.

A Russo, Deyanira, Angela, Manu y Appa, mis amores, mi otra familia, gracias por tanto amor y risas, que la amistad sea infinita.

A Fiorella que aún en la distancia sé que está iluminando a todo lo que toca y llenando de amor el corazón de sus padres; a Joaquín, aún sigo poniendo en práctica reír como un niño y disfrutar las simplezas de la vida.

Prof. Xavier Bustos, quien fue uno de mis guías en la realización de esta investigación.

Rosa, amiga y colega, hermosa persona que llena de calidez y amor a todo el que la conoce, gracias, por darle a mis días del laboratorio paz.

Indira, hermosa amiga, que me ha ayudado a crecer, aprender a levantarnos de nuestras fuertes caídas y seguir caminando, creyendo siempre en las metas trazadas; el esfuerzo y la constancia su fiel compañera. Gracias.

A Gus, “Sombrero lo mejor es que bailemos, ¿y que nos juzguen de locos señor conejo?, ¿Conoce usted cuerdos felices?, tiene usted razón, ¡Bailemos!”; la vida es un baile y me alegro que compartamos varias canciones.

Morella, nuestra siempre querida, gracias por siempre estar allí ayudando a los estudiantes y la escuela.

A los profesores Lenin y Ricardo gracias por su mano amiga.

Flores F. Marlene del C.
**ESTUDIO DE PROCESOS CONTROLADORES EN LA EVOLUCIÓN
TOPOGRÁFICA DEL RÍO GUÁRICO, VENEZUELA, MEDIANTE
ANÁLISIS DIGITAL DEL TERRENO Y TERMOCRONOLOGÍA**

Tutor Académico: Prof. Mauricio, A. Bermúdez, C. Tesis de Maestría. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2018, 109 páginas.

Palabras claves: Río Guárico, evolución topográfica, termocronología

RESUMEN:

El estudio de los procesos controladores en la evolución topográfica de la cuenca del río Guárico, estuvo centrado en el análisis digital del terreno, compuesto por los índices primarios y secundarios del terreno, lo cual permite caracterizar de forma cuantitativa los principales rasgos geomorfológicos de la zona de estudio y el nivel de erosión, la combinación de las medidas anteriormente obtenidas con los valores de dimensión fractal para cada subcuenca, fueron combinados con la finalidad de identificar procesos controladores de la evolución del relieve a distintas escalas. Posteriormente se realizó la comparación de las tasas de erosión derivadas de los cálculos geomorfológicos con las tasas de erosión a largo plazo obtenidas a partir de la inversión de las edades termocronológicas obtenidas para cada subcuenca. Finalmente, se realizó una discriminación entre las posibles variables controladoras del relieve actual de la cuenca del río Guárico mediante un análisis de correlación tipo Pearson para las diferentes métricas obtenidas en el presente trabajo, obteniéndose como conclusión que el relieve a largo y corto plazo ha sido influenciado por la acción conjunta de procesos tectónicos y climáticos a lo largo del tiempo geológico.

ÍNDICE

1. PRELIMINARES	15
1.1 Introducción	15
1.2 Objetivos	15
1.2.1 Objetivo general	15
1.2.2 Objetivos específicos.....	15
1.3 Antecedentes	16
1.3.1 Zona de estudio	16
1.3.2 Investigaciones geomorfología cuantitativa y termocronología.....	17
1.4 Ubicación de la zona de estudio.....	21
2. MARCO GEOLÓGICO	22
2.1 Geología Regional.....	22
2.1.1 Formación Quiamare	22
2.1.2 Formación Naricual	23
2.1.3 Formación Quebradón	24
2.1.4 Formación Roblecito	25
2.1.5 Formación Guárico	26
2.1.6 Formación Mucaria	28
2.2 Historia geológica	29
2.2.1 Paleozoico-Pre Jurasico Fase Pre-rift.....	29
2.2.2 Jurásico Fase Sin-rift	31
2.2.3 Cretácico a Oligoceno Fase Margen Pasivo.....	32
2.2.4 Neógeno Fase Foredeep	35
2.3 Marco estructural	40
3. MARCO METODOLÓGICO	47
3.1 Termocronología por huellas de fisión en circones detríticos	47
3.2 Conversión de edades termocronológicas a tasas de erosión a largo plazo	51
3.3 Parámetros morfométricos de la cuenca	52
3.3.1 Geomorfología cuantitativa.....	52

3.3.1.1 Dirección de flujo (“ <i>Flow direction</i> ”)	55
3.3.1.2 Acumulación del flujo (“ <i>Flow accumulation</i> ”)	56
3.3.1.3 Orden de la corriente (“ <i>Stream Order</i> ”)	57
3.3.1.4 Delimitación de cuenca (“ <i>Watershed</i> ”)	58
3.3.1.5 Pendiente (“ <i>Slope</i> ”)	59
3.3.1.6 Relieve geofísico	60
3.3.1.7 Atributos topográficos secundarios	61
3.3.1.8 Índice de Poder de la Corriente (“ <i>Stream Power Index</i> ”)	63
3.3.2 Integral hipsométrica	67
3.3.3 Energía sísmica	69
3.3.4 Dimensión Fractal	70
3.4 Estudio del coeficiente de correlación de Pearson	74
4. RESULTADOS	76
4.1 Conversión de edades termocronológicas a tasas de erosión	76
4.2 Parámetros morfométricos de las cuencas	77
4.2.1 Geomorfología Cuantitativa	77
4.2.2 Curva Hipsométrica	91
4.2.3 Energía sísmica	96
4.2.4 Dimensión Fractal	97
4.3 Correlación de Pearson	102
4.4 Análisis de resultados	103
5. CONCLUSIONES	105
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación de zona de estudio, entre el embalse de Camatagua y el de Guárico, a lo largo del Río Guárico. Tomado y modificado de Google map (2018).	21
Figura 2. Mapa ubicación de las unidades geológicas dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006).....	22
Figura 3. Mapa extensión de la formación Quebradón, Quiamare y Naricual dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006).	25
Figura 4. Mapa extensión de la formación Roblecito dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006).....	26
Figura 5. Mapa extensión de la formación Guárico dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006).....	28
Figura 6. Mapa extensión de la formación Mucaria dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006).....	29
Figura 7. Mapa de distribución de terrenos alóctonos al Norte de Suramérica en los cuales hay rocas precámbricas. Tomado y modificado del WEC (1997).	30
Figura 8. Mapa distribución de las rocas jurásicas en Venezuela. Tomado y modificado de Bartok (1993); Passalacqua, et al. (1995) y Lugo y Mann (1995).	32
Figura 9. Mapa ubicación de la fase margen pasivo en Venezuela dentro del Caribe, Tomado y modificado de Mann (1999).	33
Figura 10. Mapa distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Tardío. Tomado y modificado de WEC (1997).	34
Figura 11. Mapa geológico regional para la sedimentación en Venezuela. Tomado y modificado de WEC (1997).	36
Figura 12. Mapa Distribución de unidades alóctonas y autóctonas. Tomado y modificado de Stephan (1977).	37
Figura 13. Mapa Reconstrucción de la región del Caribe desde el Eoceno al Mioceno. Tomado y modificado de Mann (1999).	39

Figura 14. Mapa de placas tectónicas que influyen en la geodinámica de Venezuela. Tomado y Modificado de Audemard (2002)	40
Figura 15. Mapa de fallas cuaternarias en Venezuela. Tomado y modificado de Audemard et al. (2000)	41
Figura 16. Esquema del corrimiento basal Piemontino. Tomado y modificado de Coello (2012).	42
Figura 17. Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006)	43
Figura 18. Corte geológico de la subcuenca Guárico. Tomado y modificado del WEC (1997).	44
Figura 19. Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006)	46
Figura 20. Metodología de procesamiento de muestra, realizada por Flores, M. (2013)	47
Figura 21. Mapa ubicación de recolección de muestras, realizada por Flores, M. (2013)	48
Figura 22. Metodología de Obtención de huellas de fisión, método del detector externo. Tomado y modificado de Gallagher <i>et al.</i> (1998).	49
Figura 23. Modelo Digital de Elevación de la zona de estudio, Tomado y Modificado de USGS (2017)	53
Figura 24. Herramienta Mosaic.....	54
Figura 25. Herramienta Fill.....	54
Figura 26. Valores de Flow direction obtenidos para el entorno vecino a un píxel dentro del MED. Tomado y modificado de Jenson, S. y Domingue, J. (1988)	55
Figura 27. Herramienta Flow direction.....	56
Figura 28. Herramienta Flow accumulation.....	57
Figura 29. Herramienta Stream Order.....	58
Figura 30. Herramienta watershed	59
Figura 31. Herramienta slope.....	60
Figura 32. Herramienta Relieve.	61

Figura 33. Atributo topográfico secundario STCI	62
Figura 34. Atributo topográfico secundario WI.....	63
Figura 35. Stream Power Index, Total Stream Power (TSP)	65
Figura 36. Stream Power Index, Unit Stream Power (USP).....	65
Figura 37. Stream Power Index, Shear Stream Power (SSP).....	66
Figura 38. Escritorio de ArcGis	66
Figura 39. Curva Hipsométrica, indicando las etapas de una cuenca según estados de erosión. Tomado y modificado de O. Smgh y A. Sarangi (2008), original de Strahler (1952).....	67
Figura 40. Herramienta Reclassify.....	68
Figura 41. Herramienta Zonal Statistics as Table	68
Figura 42. Export table a Excel, resultado de la tabla, posterior cálculo del área a km ² y el promedio de cota, se finaliza con la obtención de la curva, Altura promedio vs Área acumulada %	69
Figura 43. Ubicación de los sismos en el territorio nacional, usando el programa <i>ArcGis Pro</i> . Base de datos FUNVISIS (1911-2016), Interpolación de la energía sísmica de la zona de estudio.....	70
Figura 44. Barra menú del programa <i>ImageJ</i> e imagen del drenaje de la cuenca de estudio en formato Tif, blanco y negro.	73
Figura 45. Barra menú del plugins <i>FracLac</i> , la paleta de Colores para la imagen y el cuadro de parámetros del cálculo.....	73
Figura 46. Resultados, ventanas de las diferentes cuadrículas obtenidas según pixel, Zoom de una ventana, donde se observa la cuadrícula formada por el programa y dos ventanas de datos.....	74
Figura 47. Ejemplo de distribución de los datos en la tabla	75
Figura 48. Resultado de la correlación de Pearson, utilizando la herramienta de <i>Excel</i> del paquete office.	75
Figura 49. Relaciones edad-elevación para la zona de estudio. Realizada a partir de datos de Pérez de Armas, (2005); y Sisson <i>et al.</i> , (2005).	77
Figura 50. Mapa MED (Modelo Digital de Elevación) de la zona de estudio.....	81

Figura 51. Mapa WI (Wetness Index) de la zona de estudio.	82
Figura 52. Mapa WIP (Wetness Index con Precipitación) de la zona de estudio.	83
Figura 53. Mapa STCI (Sediment Transport Capacity Index) de la zona de estudio.	84
Figura 54. Mapa STCIP (Sediment Transport Capacity Index con Precipitación) de la zona de estudio.	85
Figura 55. Mapa USP (Unit Stream Power) de la zona de estudio.	86
Figura 56. Mapa USPP (Unit Stream Power con Precipitación) de la zona de estudio.	87
Figura 57. Mapa TSP (Total Stream Power) de la zona de estudio.	88
Figura 58. Mapa TSPP (Total Stream Power con precipitación) de la zona de estudio.	89
Figura 59. Mapa SSP (Shear Stream Power) de la zona de estudio.	90
Figura 60. Mapa SSPP (Shear Stream Power con Precipitación) de la zona de estudio.	91
Figura 61. Gráfica comparación de Curvas hipsométricas de las sub-cuencas de estudio.	93
Figura 62. Gráfica Curva hipsométrica De la sub-cuenca Camatagua.	95
Figura 63. Gráfica Curva hipsométrica De la sub-cuenca Guárico.	95
Figura 64. Gráfica Curva hipsométrica De la sub-cuenca Orituco.	96
Figura 65. Mapa de energía sísmica con un radio de 5 km con estructuras presentes de la zona de estudio.	97
Figura 66. Boxcounting Sub-cuenca Camatagua.	99
Figura 67. Boxcounting Sub-cuenca Guárico.	100
Figura 68. Boxcounting Sub-cuenca Orituco.	101

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Edades por trazas de fisión en circones detríticos en las tres subcuencas analizadas circundantes al río Guárico.....	76
Tabla 2. Tasas de erosión a largo plazo obtenidas a partir de las edades por trazas de fisión empleando Age2edot.	77
Tabla 3. Datos atributos primarios por sub-cuenca.....	80
Tabla 4. Datos precipitación y atributos secundarios por sub-cuenca..	80
Tabla 5. Datos índices de erosión por sub-cuenca y con precipitación.	80
Tabla 6. Datos normalizados curva hipsométrica de la zona de estudio, % Área acumulada y Elevación promedio normalizado.	92
Tabla 7. Datos normalizados curva hipsométrica por sub-cuencas, % Área acumulada y Elevación promedio.	94
Tabla 8. Datos de la Integral hipsométrica sub-cuenca Camatagua.....	95
Tabla 9. Datos de la Integral hipsométrica sub-cuenca Guárico.....	95
Tabla 10. Datos de la Integral hipsométrica sub-cuenca Orituco.	96
Tabla 11. Energía sísmica por sub-cuencas..	96
Tabla 12 .Datos Dimensión fractal, sub-cuenca Camatagua.....	99
Tabla 13. Datos Dimensión fractal, sub-cuenca Guárico.....	100
Tabla 14. Datos Dimensión fractal, sub-cuenca Orituco.	101
Tabla 15. Datos para el estudio de los coeficientes de correlación de Pearson.	102

CAPITULO I

1. PRELIMINARES

1.1 Introducción

El estudio de la geología con el tiempo ha evolucionado, buscando mejores y más exactos métodos que permitan explicar los fenómenos geológicos, además de la integración con otras ramas de las ciencias como la climatología, la geofísica, entre otras.

Por lo tanto, se plantea obtener los distintos valores de índices de erosión actual, derivados de fórmulas universales de pérdida de suelo, los índices de erosión a largo plazo, derivados a partir del método de termocronología por huellas de fisión; la energía sísmica de la zona, mediante la base de datos de FUNVISIS (para el período comprendido entre 1911-2016) y los cálculos de integral hipsométrica, que permiten discriminar la madurez de una cuenca, relacionado con su nivel de erosión, finalizando con la dimensión fractal, este último permite discriminar si los procesos controladores de la red de drenaje son invariantes a distintas escalas o no, indicándonos la posible relación de un drenaje con la tectónica o con sus niveles de erosión, así como la característica del tamaño de la cuenca.

Teniendo en cuenta estos datos, se busca realizar la comparación mediante análisis de regresión múltiple y coeficientes de correlación de Pearson, de las distintas variables calculadas con el propósito de detectar las posibles variables controladoras del relieve actual.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Estudiar los procesos controladores topográfica del río Guárico en Venezuela, mediante análisis digital del terreno y termocronología

1.2.2 Objetivos específicos

I. Aplicar la conversión de edades termocronológicas a tasas de erosión.

2. Calcular parámetros morfométricos de cuencas mediante análisis digital del terreno o técnicas de geomorfología cuantitativa
3. Integrar los resultados mediante correlación Pearson
4. Discriminar las posibles variables controladoras del relieve actual de la zona de estudio.

1.3 Antecedentes

Los antecedentes del trabajo de grado se dividen en, zona de estudio, investigaciones termocronológicas y aspectos relacionados con la geomorfología cuantitativa.

1.3.1 Zona de estudio

Alvarez, R. (2004), ubicó y realizó la caracterización de fallas selladas o parcialmente selladas por sedimentos, relacionadas con la formación de cuencas sedimentarias a lo largo de zonas de fallas, con la ayuda de evaluación geofísica integrada en los estados Aragua y Miranda, específicamente el Valle de La Victoria y los Valles de Tuy Medio en Santa Lucía respectivamente.

Perez, J. (2005), estudió la historia tectónica y térmica de la Serranía del Interior, específicamente el cinturón de plegamiento y el empuje de antepaís en la cuenca de Guárico, mediante el análisis de huellas de fisión en apatito, interpretación de líneas de reflexión sísmicas y análisis estructural. Indicando la deformación Mesozoica relacionada con la ruptura de Pangea, dando como resultado la formación del graben de Espino, en la zona más meridional de la cuenca Guárico y la formación proto-caribeña entre las placas divergentes de América del Norte y del Sur.

Guillen, W. y Toribio, E. (2006), integraron y actualizaron la cartografía geológica de la zona comprendida al norte del estado Guárico y sur del estado Aragua, además fue complementada con la información geológica en zonas donde hacía falta, teniendo como fin último elaborar el modelo geológico estructural de la zona de estudio.

Coello, V. (2012), definió los tipos de roca que constituyeron las posibles fuentes de sedimento del depocentro de la cuenca antepaís en la que se depositó la Formación Guárico durante el Maastrichtiense-Eoceno temprano, presentando un modelo evolutivo tectono-estratigráfico que indica las áreas expuestas en aquel momento, complementando y comparando resultados con estudios previos en esta zona.

Flores, M. (2013), estudió la cuenca del río Guárico, desde el embalse de Camatagua en el estado Aragua hasta el embalse de Guárico estado Guárico, combinando análisis digital del terreno mediante índices topográfico primarios y secundarios, con análisis visual y computarizado de minerales pesados, y con la finalidad analizar la erosión en tales cuencas.

1.3.2 Investigaciones geomorfología cuantitativa y termocronología

Finlayson, D. *et al* (2002), analizaron los índices de tasa de erosión de los dos ríos más grandes del Himalaya, Indus y Tsango, mediante modelo de elevación digital combinado con datos de precipitación, dando como resultado la correspondencia de los macizos metamórficos jóvenes y el área con alto potencial de erosión, observaron igualmente la coincidencia en los altos estructurales a lo largo del Himalaya. Con esto concluyeron que la gran variación espacial en las tasas de erosión potencial en el Himalaya sugerida por los patrones de índices de erosión contrasta con la convergencia uniforme del subcontinente indio; mostrando así que, tales valores persisten en el tiempo, se respaldaría la visión emergente de una retroalimentación positiva entre la erosión rápida localizada y la advección ascendente de la corteza inferior.

Bermúdez, M. (2009), investigó la historia de exhumación a gran escala y las relaciones entre estructuras heredadas, así como el desarrollo del relieve siendo respuesta a procesos tectónicos y superficiales que ocurren en un orógeno activo. Centrando su zona de estudio en Los Andes de Venezuela debido a su complejidad tectónica.

Van der Beek, P. *et al* (2009), estudiaron los remanentes de la meseta de Deosai en el Tibet, mediante termocronología de baja temperatura y utilizaron modelos de historia térmica para mostrar que la meseta ha sufrido una denudación lenta y continua a velocidades inferiores de 250m/Ma durante los últimos 35 millones de años; mostrando así estabilidad tectónica y morfológica desde al menos el Eoceno. Contradiendo la hipótesis de que la superficie de bajo relieve del Himalaya noroeste son el resultado de una erosión glacial eficiente a gran escala durante el Cuaternario, sugiriendo que las superficies presentes, son restos preservados de una meseta tibetana suroeste del Eoceno que fue más extensa de lo que hoy se observa.

Vernon, A. *et al* (2009), realizaron la correlación espacial entre las tasas de exhumación a largo plazo y las variables tectónicas, climáticas y morfológicas a corto plazo, en los Alpes de Europa occidental; Obteniendo como resultado la correlación entre las tasas actuales de levantamiento rocoso y la exhumación a largo plazo, sugiriendo que las tasas de levantamiento se han mantenido durante millones de años, sin embargo, el relieve, la precipitación actual, descarga, potencia de flujo y energía sísmica liberada las encontraron débilmente a nada correlacionadas, le atribuyen esto a una fuerte variabilidad temporal en el clima y los procesos de erosión durante el Plioceno-Pleistoceno; finalizando, ellos obtuvieron una nula correlación entre la energía sísmica liberada y la exhumación a largo plazo indicándoles una evidencia negativa de tectónica activa.

Miller, S. *et al* (2012), evaluaron el patrón espacial, la historia reciente de elevación de la roca y la superficie del Rift Woodlark en Papúa Nueva Guinea, usando análisis de perfiles de drenajes en las Islas D'Entrecasteaux y la Península Papuana oriental, obtienen así, que la cantidad de incisión transitoria y elevación de la roca se correlacionan con las pendientes del canal por debajo de los puntos de corte normalizados para el área de drenaje, es decir, la erosión es menor que el levantamiento rocoso, por lo que explican que la zona de estudio presenta una elevación neta de la superficie, elevando un paisaje relictos aguas arriba de los puntos de corte. En una escala local, observan que las pendientes de las corrientes, la incisión

transitoria y los canales relictos de las corrientes elevadas, proporcionan evidencia cuantitativa independiente de los patrones de elevación activa en las islas y la península de acuerdo con los datos termocronológicos y geológicos disponibles. Concluyendo así, que la topografía ascendente en la corteza adelgazada ocurre sobre la astenósfera de baja densidad, lo que indica que la flotación y el flujo del manto contribuyen a la elevación activa de la superficie y la evolución del paisaje en Woodlark Rift.

Sternai, P. *et al* (2012), presentaron la reconstrucción topográfica de los Alpes europeos antes de la glaciación cuaternaria, basándose que la topografía presente era un paisaje fluvial en estado estable, que se erosionaba según una ley del poder de la corriente, sin embargo, con una pendiente abrupta del canal espacialmente variable. Obteniendo así que las pendientes abruptas de canal pre-glacial se encuentran en la parte occidental de los Alpes, en las rocas más duras del basamento y en napas metamórficas, mientras que los valores más bajos de pendiente lo asociaron con débiles depósitos de flysch. Esta red fluvial pre-glacial reconstruida también les proporcionó una estimación de la distribución, la magnitud de la erosión glacial y el ajuste isostático asociado, sugiriendo un aumento del relieve topográfico a escala de valle y la disminución de la elevación media a lo largo de la glaciación.

Bermúdez *et al* (2014), realizan una revisión de las publicaciones existentes relacionadas a los patrones de exhumación de los Andes de Venezuela, colocadas en el contexto geodinámica del Caribe, interpretando así la distribución de edades termocronológicas por huellas de fisión en apatitos in-situ y detríticos a lo largo de la Cordillera de los Andes. Sumado a esto, presentaron una integración de los datos de precipitación (1990-2010), sismicidad (1911-2011), tasas de erosión a largo plazo derivadas a partir de las edades termocronológicas, tasas de erosión a corto plazo y relieve. Ahondando así en el importante rol de la reactivación de estructuras tectónicas heredadas como controladores de los patrones de exhumación.

Figueira, M. y Romero L. (2014), se centraron en distinguir la interacción entre la tectónica y los procesos exodinámicos responsables del relieve actual, a lo largo de los orógenos circundantes a los ríos San Carlos, Guache, Guanare y Capitanejo, en las provincias fisiográficas del occidente y centro de Venezuela. Utilizaron para este estudio Modelos Digitales de Elevación (MDE), generando mapas de índices de erosión mediante análisis digital del terreno, los cuales fueron complementados con las curvas hipsométricas, estudio de minerales pesados, esfericidad, redondez y posible identificación, teniendo así un conjunto de piezas que ayudan a el análisis de la cuenca.

Bustos, X. (2015), aplicó el estudio termocronológico y de correlaciones de variables controladoras del paisaje con el fin de verificar los efectos del clima y la tectónica en el rejuvenecimiento de las superficies de erosión, ubicadas en el Altiplano Antioqueño.

1.4 Ubicación de la zona de estudio

El estudio está centrado a lo largo del río Guárico entre el embalse de Camatagua, el embalse Guárico y el drenaje secundario Orituco, se ubica entre las latitudes $9^{\circ}52'16.8''\text{N}$ y $8^{\circ}42'27.5''\text{N}$.

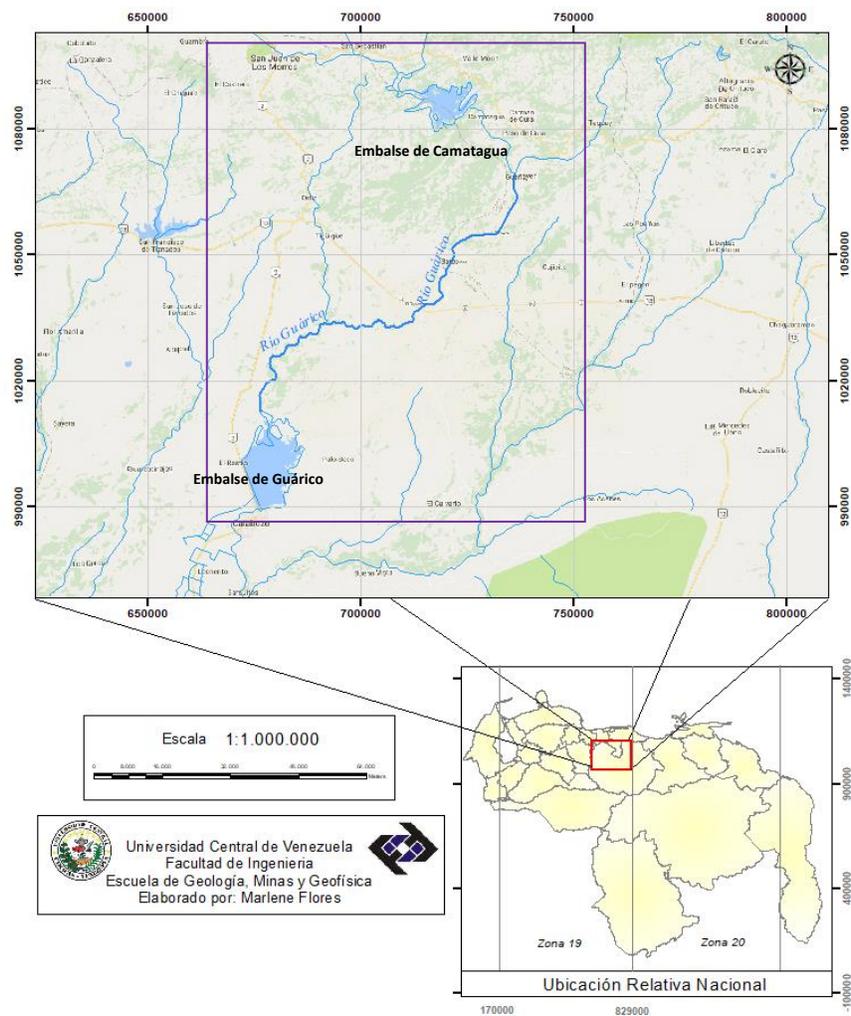


Figura 1. Mapa de ubicación de zona de estudio, entre el embalse de Camatagua y el de Guárico, a lo largo del Río Guárico. Tomado y modificado de Google map (2018).

CAPITULO II

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología Regional

La zona de estudio se extiende a lo largo de la cuenca del río Guárico y el drenaje secundario Orituco como se puede observar en la figura 2, donde se colocan las formaciones que estos ríos atraviesan a su paso.

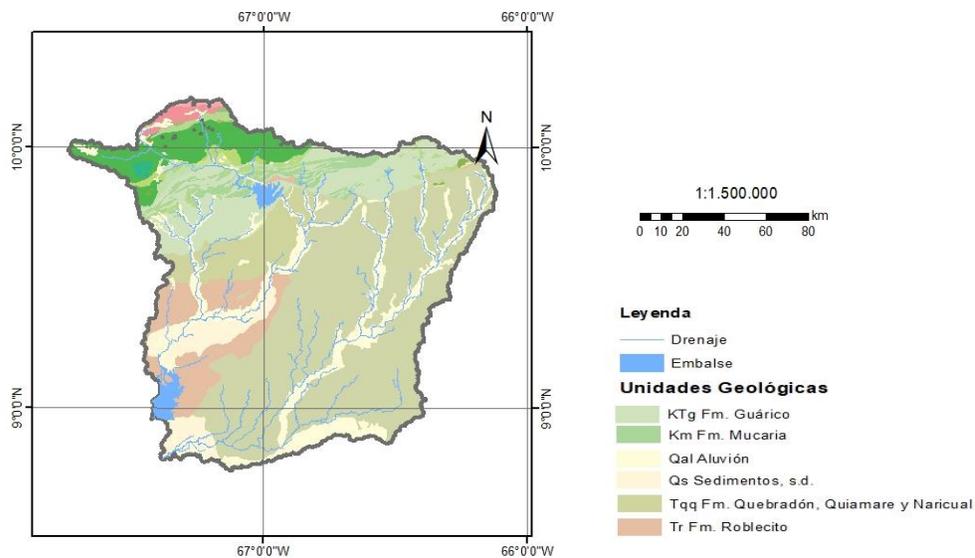


Figura 2. Mapa ubicación de las unidades geológicas dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006)

2.1.1 Formación Quiamare

En la zona de Camatagua, se observaron lodolitas con intercalaciones de areniscas y conglomerados lenticulares; los conglomerados en esta área presentan matriz arcillosa en lugar de arenosa, como es el caso más al este. Las lodolitas y arcilitas suelen ser ferruginosas, lo cual les confiere coloraciones rojas, rojo-violáceas, rasgo que es más notorio en el sector septentrional de los afloramientos; Esta formación suprayace concordantemente a la Formación Quebradón. (Bell, 1968-b)

Quiamare, figura 6, presenta edad Terciaria que va del Mioceno Temprano al Tardío, depositándose principalmente en ambientes que variaban entre continentales, salobres y aguas marinas muy llanas, en escasas zonas llegaban a aguas marinas abiertas; Con una vista amplia, la formación refleja el rápido relleno de una cuenca en donde la tasa de sedimentación se mantenía a la par con la subsidencia (Léxico estratigráfico, 1997). Según (Bell, 1968-b; Beck, 1977-c, Vivas y Macsotay, 1989), en los estados Guárico y Aragua, el paleoambiente es continental, piemontino, de suelos selváticos zurdos por cursos fluviales, sus rasgos corresponden a una típica molasa post-orogénica, relacionada a la estructuración de la Serranía del Interior, tanto oriental como central.

2.1.2 Formación Naricual

Compuesta de areniscas, lutitas y limolitas, las areniscas meteorizan amarillento, marrón ferruginoso y localmente rojizo o rosado, son compactas, bien estratificadas, duras a muy duras, cuarcíticas, de grano fino a grueso con ocasionales guijarros redondeados; con engrosamiento de granos hacia arriba, de buen escogimiento, raramente calcáreas, con cemento de sílice o material arcilloso, rizaduras y estratificación cruzada son comunes; Por otra parte las lutitas y limolitas son de color gris a negro o achocolatadas, blandas, físciles o pizarrosas, arenáceas, micáceas, carbonáceas, jarosíticas, meteorizan amarillento, rojizo, marrón; son prácticamente estériles de microfósiles. En Guárico, la litología de la formación es 10% de areniscas y 90% de lutitas y lignitos. Estructuras de "corte y relleno", marcas de carga y rizaduras son comunes; la presencia de ftanita se nota hacia el oeste, en donde Naricual se reemplaza lateralmente con Quebradón, figura 6. (Léxico estratigráfico, 1997)

La Formación se encuentra en el Terciario, del Oligoceno tardío al Mioceno temprano, en ambiente de fase regresiva en aguas dulces a muy salobres, relacionado a un sistema deltaico grande o una región amplia de tierras bajas pantanosas; se enfatizó el significado de la brusca apariencia de ftanita detrítica al terminar la sedimentación de Naricual, y se sugirió

una fuente de sedimentos en el Escudo de Guayana para Naricual y una fuente hacia el norte de terrenos en levantamiento para las unidades fanáticas sobreyacentes. (Peirson, 1965-a)

Complementando el análisis ambiental, se agrega el estudio de estructuras de corriente de (Socas, 1991), megarizaduras, estratificación cruzada y festoneada, marcas de arrastre y turboglifos, mostrando que las paleocorrientes se orientaban hacia el S 40° E, con la proveniencia de los sedimentos desde el noroeste. Concluyéndose que de acuerdo a la procedencia detrítica de las areniscas de acuerdo a su ambiente tectónico se obtuvo que la mayor parte de estas areniscas corresponden al bloque continental (Escudo de Guayana) y a un orógeno reciclado (Serranía del Interior en orogenesis); una menor cantidad corresponden al Arco Magmático. Finalizando con el estudio, los contactos de esta formación, en el estado Guárico son transicional lateralmente hacia el oeste con la Formación Quebradón y hacia el este, subyacente a la Formación Roblecito, se observan transicional verticalmente.

2.1.3 Formación Quebradón

Consiste principalmente en lutitas mal estratificadas y poco resistentes a la erosión, de color variable entre azul-gris y negro, en parte carbonáceas, con lignitos delgados intercalados localmente, su extensión se presenta en la figura 6. Interestratificadas se hallan areniscas de grano variable usualmente impuras, formando capas de 20 a 80 cm de espesor, aunque alcanzan localmente los 10 m. Las estructuras más comunes son la estratificación y laminación cruzada, y las rizaduras en el tope de las capas de areniscas. Las capas gruesas de conglomerados de la sección tipo no se observan más al oeste en el área occidental de los afloramientos (estados Cojedes, Guárico noroccidental y Aragua), la formación desarrolla un miembro basal predominantemente arenoso, denominado Miembro Galera. (Evanoff, *op. cit.*)

Hacia el oeste de la sección tipo, la unidad psamítica infrayacente desaparece, y la Formación Quebradón suprayace concordantemente a la Formación Roblecito, con respecto

al área oriental de los afloramientos, consideraron que el contacto superior de esta unidad es discordante con el Miembro El Pilar de la Formación Quiamare. A pesar que esta formación es poco fosilífera, los encontrados ayudaron a la identificación del paleoambiente, como microforaminíferos y pequeños moluscos, que sugieren un ambiente marino marginal; también se han reportado bivalvos de ambiente estuarino, *Polymesoda* cf. *comparana* y *P. falconensis*, junto con otros de ambiente marino de plataforma, *Varicorbula sanctidominici*, *Pitar*, *Macoma* y *Tellina*; ayudando así a dilucidar la edad de la Formación, siendo esta del Terciario (Oligoceno tardío a Mioceno medio). (Léxico estratigráfico, 1997)

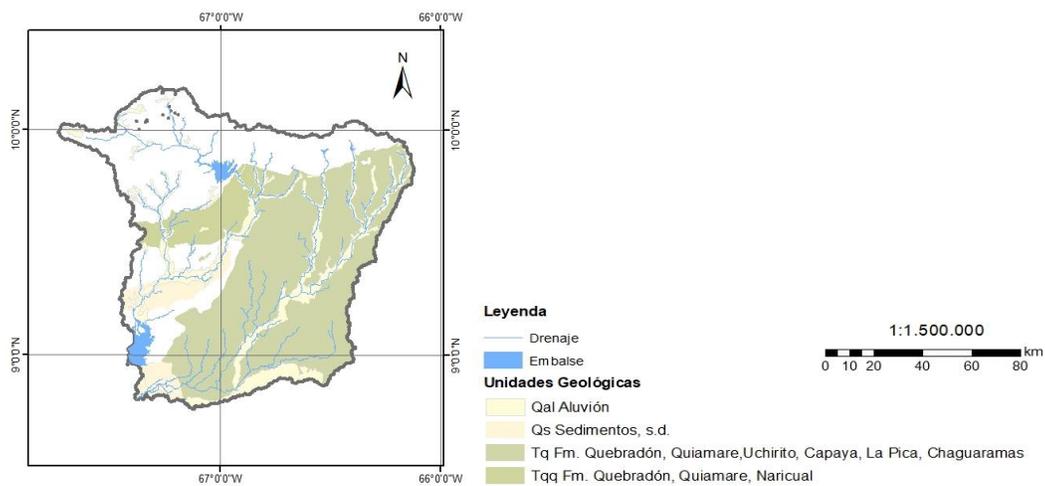


Figura 3. Mapa extensión de la formación Quebradón, Quiamare y Naricual dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006).

2.1.4 Formación Roblecito

Unidad de lutitas grises a gris oscuro, medianamente duras, físis, comúnmente limosas, no-calcáreas, frecuentemente glauconíticas y microfósilíferas, su ubicación se observa en la figura 5. Los 150 a 160 m, tanto basales como superiores, se vuelven más limosos y finamente arenosos, carbonáceos y micáceos, gradando en muchos niveles a areniscas laminadas muy arcillosas de grano muy fino. La pirita y microfósiles pirítizados son comunes en las lutitas limpias y puras de la parte media de la formación, Estas se alternan

con numerosas capas delgadas de arcilita siderítica marrón y densa; mientras que las lutitas, limolitas y areniscas de la parte basal muestran bioturbaciones, laminaciones onduladas, rizaduras de corriente, estratificación cruzada de torrente ("hummocky cross-bedding") y estratificación de espina de pescado ("herringbone cross-bedding"), además de niveles de pelecípodos. (Léxico estratigráfico, 1997)

Con edad Terciaria entre el Eoceno Tardío y Mioceno Temprano, esta formación se generó en un ambiente, que va en orden ascendente, desde nerítico medio a externo (90-180 m), batial superior (300-600 m), marino marginal a nerítico interno (0-30 m) y marino marginal superior (0-6 m), con la máxima profundidad durante el Oligoceno Medio en el área de los pozos del campo Yucal Placer, identificando estas divisiones con ayuda de organismos bentónicos presentes en la formación. (Léxico estratigráfico, 1997)

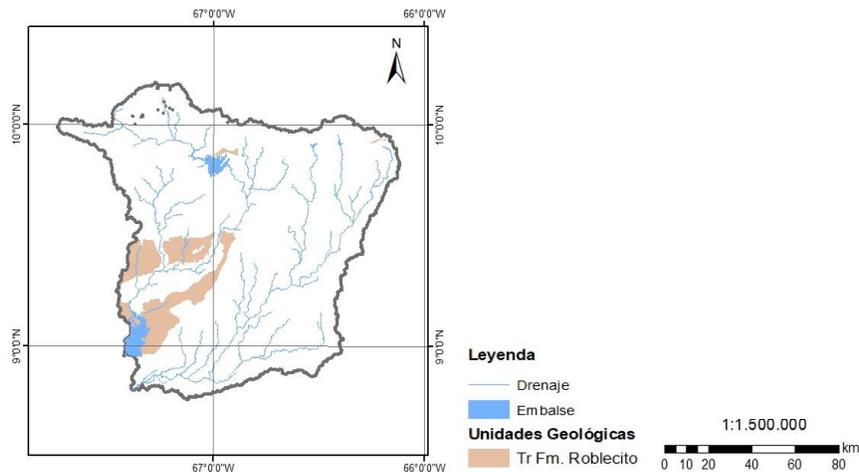


Figura 4. Mapa extensión de la formación Roblecito dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006)

2.1.5 Formación Guárico

Se caracteriza por una predominancia de depósitos flysch, que constituye el 90% de la formación, compuesta de alternancias monótonas de lutitas, areniscas y limolitas turbidíticas, en capas muy finas a medias, cuarcíticas y grauváquicas con lutitas y arcilitas gris oscuras a

gris oliva, finamente micáceas y débilmente físilas con abundantes icnofósiles, presentando algunas variantes a lo largo de la formación, como el "wildflysch" (Miembro Los Cajones), las calizas arrecifales (Miembro Morro del Faro), la facies cercana al arrecife (Miembro Caramacate), la facies de conglomerados (Miembro Mamonal) y la facies de areniscas gruesas. (Peirson, 1965-a y Peirson *et al.* 1966)

Estudios recientes en la formación realizados por (Guillen y Toribio, 2006), observaron intercalaciones monótonas de areniscas y lutitas, ocasionalmente limolitas y lodolitas. Las areniscas son masivas de colores grisáceos y parduscos, variando su espesor y denotándose varios planos de diaclasas. Las lodolitas comúnmente negras, presentan fracturas concoideas, probablemente producto de la cizalla a la cual está expuesta la formación.

Acotando a esto, (Coello, 2012) asevera la variedad de fuentes de la formación Guárico, debido al estudio de minerales pesados y petrográfico, proponiendo que una de las fuentes del sector central de la formación es El Baúl, ayudando a la generación de las gruesas capas, ricas en cuarzo, esto se apoya en las edades pérmicas de los zircones, que posiblemente corresponden al macizo; como fuentes secundarias planteó, las unidades cretácicas del margen pasivo que estuvieron expuestas por efecto del levantamiento, debido a la flexura que se desarrollaba al sur.

Finalizando, la formación presenta edad Maastrichtiense a Eoceno Temprano, se generó por la sedimentación entre un flanco norte inestable y al sur una plataforma emergente delimitada por fallas. Los estratos de flysch resultaron de innumerables corrientes turbidíticas pequeñas que bajaron por la pendiente norte, las calizas arrecifales y estratos cercanos al arrecife se formaron solamente en la angosta orilla del flanco norte (Peirson *et al.*, *op. cit.*). La extensión geográfica de esta formación se puede observar en la figura 4.

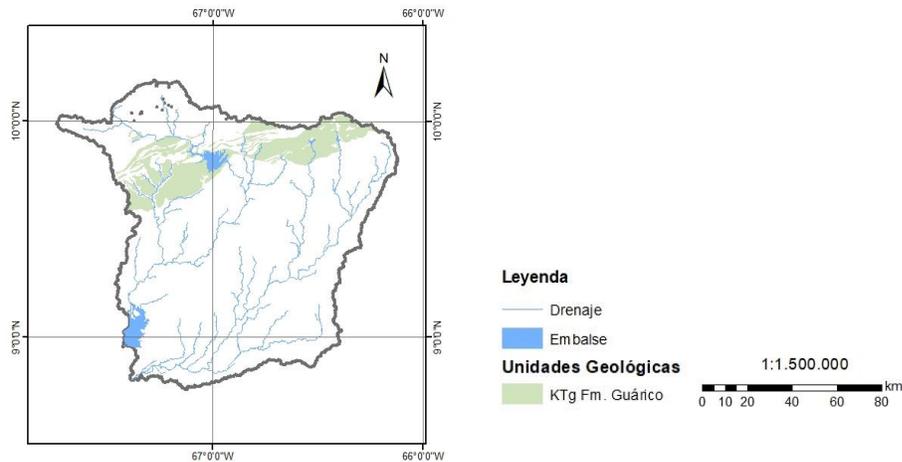


Figura 5. Mapa extensión de la formación Guárico dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006)

2.1.6 Formación Mucaria

Compuesta de limolitas silíceas lajasas y lutitas fósiles color gris, laminares, con cantidades menores de calizas afaníticas laminadas, gris, y areniscas gradadas de color gris claro, observándose la extensión de la formación en la figura 3; Presentando espesores aparentes de hasta 2000 m, sin embargo, la existencia de pliegues inarmónicos en la zona hace que el espesor real esté por encima de los 750 m (Bell, 1968-b); Esta litología como su contenido faunal, indican que la formación se depositó en un ambiente marino profundo, de aguas tranquilas y con bajo aporte de clásticos gruesos, con edad Cretácico (Campaniense-Maastrichtiense). Yaciendo así hacia el este de la región de Camatagua con el equivalente de la Formación Querecual y en el tope, gradacionalmente, yace debajo de la Formación Guárico. (Léxico estratigráfico, 1997)

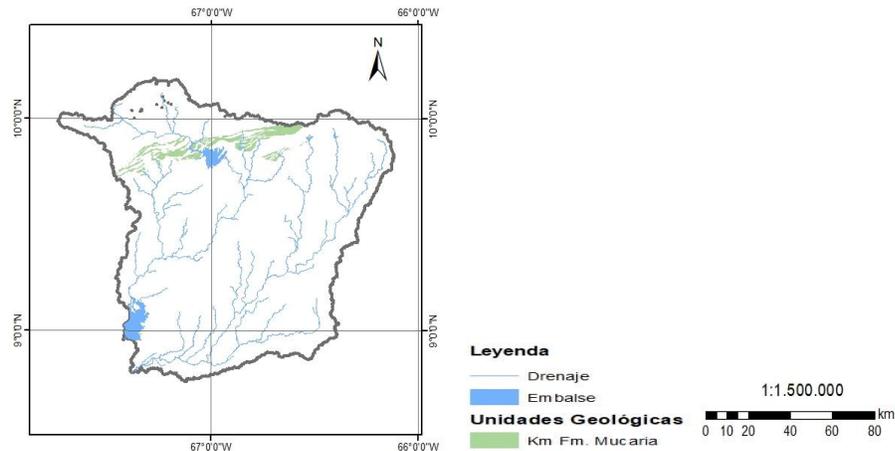


Figura 6. Mapa extensión de la formación Mucaria dentro de la cuenca de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006)

2.2 Historia geológica

La zona de estudio, constituida por la sub cuenca de Guárico y la unidad piemontina de la Serranía del Interior Central, pasaron por una serie de eventos tectónicos que dieron lugar a su geometría actual. Lo expuesto a continuación, obtenido de una serie de investigaciones, explica la secuencia histórica, dividida según Di Croce, J. et al., 1999, en cuatro eventos:

- (a) Paleozoico-Pre Jurásico Fase Pre-rift
- (b) Jurásico Fase Sin-rift
- (c) Cretácico a Oligoceno Fase Margen Pasivo
- (d) Neógeno Fase Foredeep

2.2.1 Paleozoico-Pre Jurásico Fase Pre-rift

En esta fase los eventos relevantes se generan en el Paleozoico, comenzando con la orogénesis Caledoniana (final del Silúrico), seguida de la orogénesis Caparoensis (Devónico Temprano). Anterior a esto en el periodo Cámbrico Temprano se produce un hiatus depositacional asociado en la región con las formaciones Carrizal y Hato Viejo de la

subcuenca de Guárico, finalizando con la orogénesis Herciniana en el Paleozoico Tardío. (González de Juana et al., 1980; Di Giacomo, 1985).

Como resultado de este fin de fase, los efectos de la orogénesis Herciniana, ocasionaron la ausencia de depósitos sedimentarios, específicamente durante el Triásico, debido a la inexistencia de zonas deprimidas, condicionando la presencia de cuerpos ígneos, plutónicos y volcánicos en la región de Los Andes. Algunas unidades litológicas se encuentran asociadas a dos provincias geológicas denominadas como Bloque Caparo (autóctono) y Terreno Mérida (alóctono) denotándose en la figura 7 los terrenos alóctonos, los cuales fueron estructurados durante dicha orogénesis, y se produjeron numerosos cuerpos ígneos intrusivos y volcánicos con edad Triásico (Burkley, 1976; Bellizia y Pimentel, 1994; Van der Lelij et al., 2012).

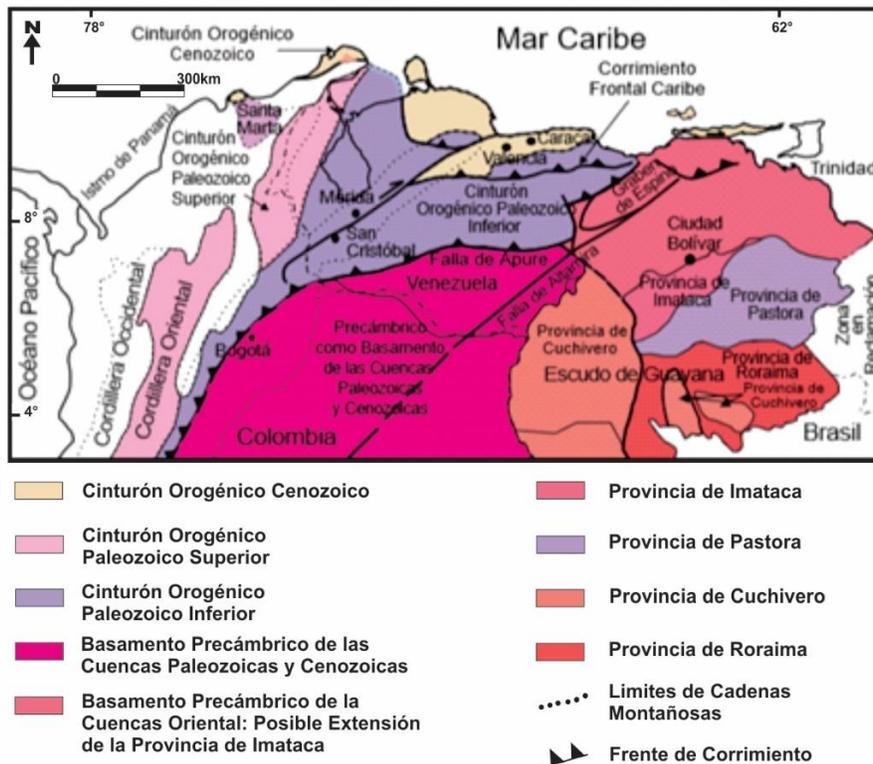


Figura 7. Mapa de distribución de terrenos alóctonos al Norte de Suramérica en los cuales hay rocas precámbricas. Estos terrenos, posiblemente, fueron suturados secuencialmente al Norte de Suramérica durante el Ordovícico-Silúrico (Orogénesis Herciniana). Tomado y modificado del WEC (1997).

2.2.2 Jurásico Fase Sin-rift

Esta fase evidencia la formación de tipo grabens rellenos por unidades volcánicas y sedimentarias de este evento, se reconoce la fase en el graben de Espino por las rocas paleozoicas sedimentarias y metamórficas, que se desplazaron debido a fallas que rodean esta estructura. En la región central del Graben se encuentra una unidad, que ha sido descrita como una megasecuencia compuesta principalmente de lutitas rojas con sills basálticos, con un espesor reconocido sísmicamente en semi-grábenes que puede alcanzar los 3.600 m; la cual es correlacionable con la Formación La Quinta en el occidente, que es una de las formaciones que poseen los mayores yacimientos fosílicos. El graben puede extenderse por debajo de la Serranía del Interior al este, y de Apure y los Llanos de Colombia al oeste. (Kovisars, 1972; González de Juana et al., 1980; Pérez, 2005)

Este período es notorio también en unidades de edades entre Triásico a Jurásico en la Cordillera de Perijá, Península de la Guajira, Isla de Toas, y el estado Lara, entre otros. Las unidades importantes que se pueden mencionar son: Granito de El Palmar (Triásico) y Grupo La Gé (Triásico-Jurásico) ambos en Perijá; Grupo Cojoro (Triásico-Jurásico), Guajira; Granito de la Isla de Toas (Triásico), Isla de Toas; Granito de El Baño (Jurásico Temprano), estado Lara (Hea y Whitman 1960, Van Der Lelij et al, 2011). La distribución de las rocas en este periodo se puede observar en la figura 8.

Finalizando en el Triásico Tardío – Jurásico Temprano, según datos radiométricos, ocurrió el rifting a lo largo del este de Venezuela, este proceso fue parte de la apertura del Atlántico nor-central, cuando Norteamérica se separó de Gondwana, afectando el margen norte de Suramérica; Esta apertura fue diacrónica siendo más antigua en el norte y más joven en el sur entre Norte y Suramérica. (Erlich y Barret, 1990)

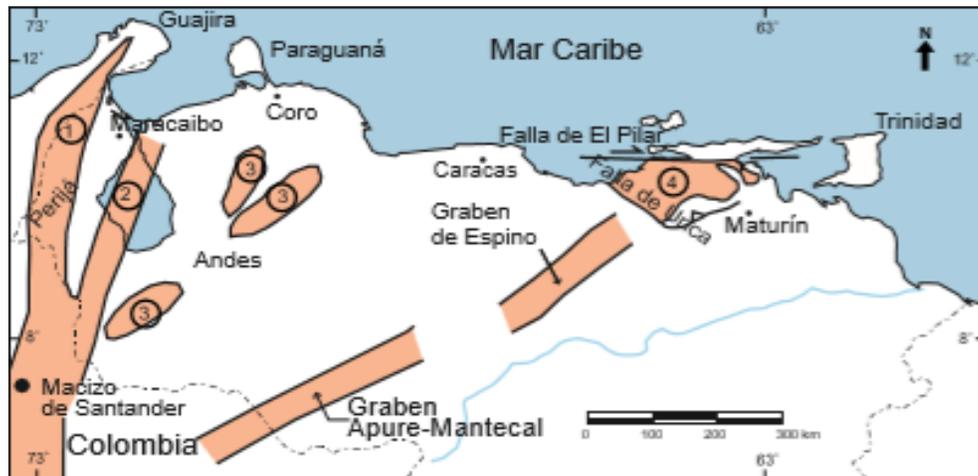


Figura 8. Mapa distribución de las rocas jurásicas en Venezuela, 1.- Sierra de Perijá, 2.-Parte del basamento en el subsuelo de la cuenca de Maracaibo, 3.-En los Andes, 4.- En el subsuelo de las cuencas de Barinas-Apure y oriental, 5.- En profundidad en los corrimientos de la Serranía del Interior. Tomado y modificado de Bartok (1993); Passalacqua, et al. (1995) y Lugo y Mann (1995).

2.2.3 Cretácico a Oligoceno Fase Margen Pasivo

Esta fase se caracteriza por la existencia de un margen pasivo en el borde norte de Venezuela, abarcando el final del proceso de rifting en el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano hasta el inicio de la actividad tectónica en el Eoceno, se puede observar la ubicación en el caribe de esta fase, en la figura 9. Su comienzo estuvo marcado por la ocurrencia de la transgresión marina y el hundimiento en el borde septentrional del cratón de Guayana que subsidió permitiendo la acumulación de 3 a 4 kilómetros de rocas clásticas predominantemente marinas y con varias unidades carbonáticas. (Erlich y Barret 1990)

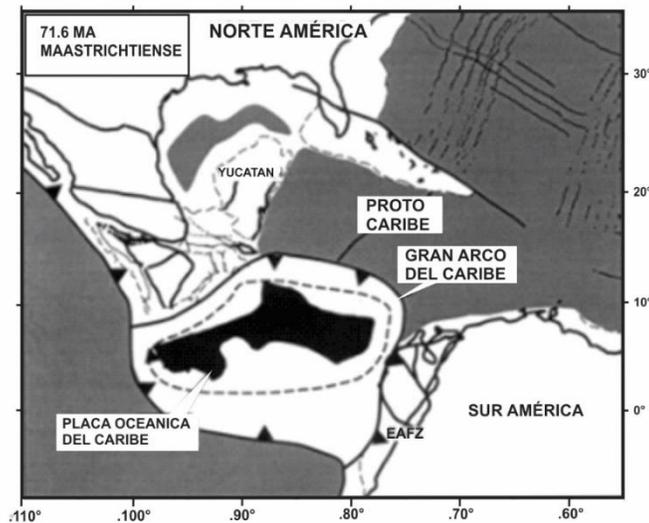


Figura 9. Mapa ubicación de la fase margen pasivo en Venezuela dentro del Caribe, Tomado y modificado de Mann (1999).

La depositación de este margen pasivo, según el registro sedimentario de la subcuenca de Guárico y Maturín pudo haberse iniciado durante el Hauteriviense tardío – Barremiense, con las areniscas y lutitas fluvio-deltáicas de la Formación Barranquín. Se puede observar la influencia temprana de subsidencia y transgresión marina sobre el margen continental en la parte superior de la formación. (Erlich y Barrett, 1990).

Continuando con el proceso de depositación, las formaciones que hoy en día afloran en gran parte de los Andes, Perijá, Cordillera de la Costa y en la Serranía del Interior oriental, están relacionadas con la espesa capa sedimentada en el período Cretácico, cuando la mayor parte del norte del país se encontraba cubierto por mares epicontinentales (Urbani, 2011)

Con referencia a lo anterior, en la zona profunda del talud epicontinental de estos mares, se registra el inicio de la depositación de la Napa Piemontina (Formación Mucaria) Este paleoambiente se identificó debido a la presencia de la icnocenosis de Cruziana, Nereites y Zoophycos. Además, se registra una alternancia rítmica de facies flysch en la antifosa, denominada Formación Guárico, suprayacente a la Formación Mucaria, representando la fase

final de la convergencia Caribe-Suramérica en el periodo Cretácico (Mascotay et al., 1993; Vivas y Mascotay. 1997s).

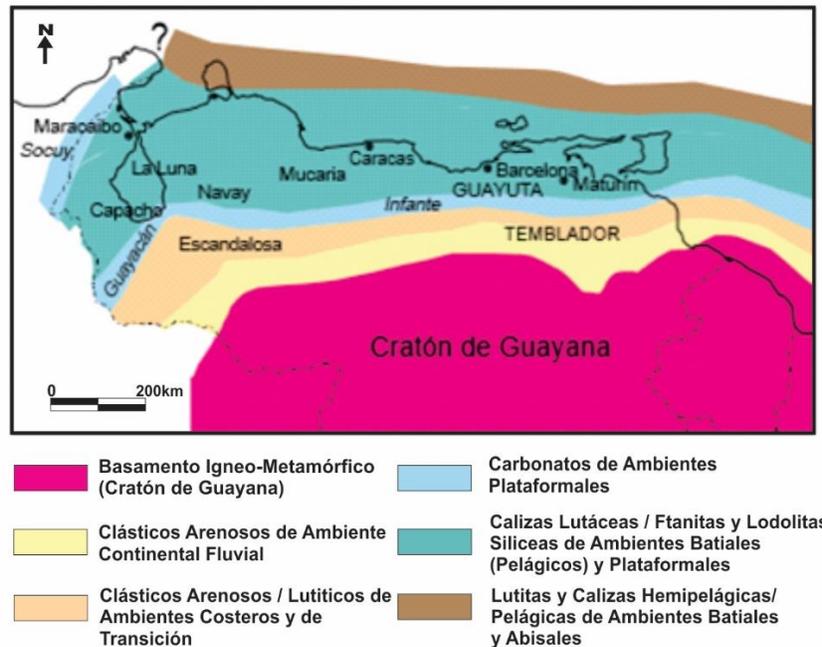


Figura 10. Mapa distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Tardío. Tomado y modificado de WEC (1997).

Luego en el periodo Paleógeno se depositó de forma diacrónica, en el talud cercano a la Placa Sudamericana el Olistostromo de Platillón, constituido por sedimentos de los terrenos alóctonos que están en contacto erosivo con la Napa Piemontina denominado Formación Los Cajones y Garrapata (Paleoceno tardío-Eoceno temprano), (Mascotay et al., 1995).

Dentro de este orden de teorías Di Croce et al., 1999, Resume los procesos que controlaron esta fase de margen pasivo del Cretácico al Paleoceno en el este de Venezuela, dividiéndola en cinco ciclos transgresivos-regresivos de segundo orden, definidos por un límite de secuencia de 131 Ma (Cretácico basal), cuatro superficies de inundación máxima con la edad inferida de Aptiense temprano (111 Ma), Albiense tardía (98 Ma), Cenomaniense

medio (95 Ma), Turoniense medio (91.5 Ma) y un límite de secuencia del Paleoceno tardío (58.5 Ma). Un ciclo de segundo orden del Paleoceno Tardío al Eoceno (58.5 Ma-36 Ma) es seguido por el Oligoceno que se subdivide en dos ciclos de tercer orden limitados por 36 Ma, 30 Ma y 25.5 Ma. Los límites de la secuencia de segundo orden reflejan las fluctuaciones del nivel del mar que se superponen a un margen pasivo que cede térmicamente.

Finalizando esta fase de margen pasivo, Erlich y Barrett, 1990, proponen que la misma concluyó de manera diacrónica a lo largo del borde norte de Suramérica. El inicio del movimiento rumbo-deslizante transpresional es más antiguo en el oeste de Venezuela y hacia el norte de Colombia, posiblemente de edad Eoceno Temprano a Medio y más joven en el este, en el oriente venezolano y norte de Trinidad con edad Oligoceno a Mioceno Medio. La deformación a todo lo largo del norte de Venezuela ha continuado hasta el presente, probablemente como resultado del movimiento relativo hacia el este de la Placa Caribe respecto a la Placa Suramericana. Durante esta fase de desarrollo de la cuenca antepaís, las subcuencas de Guárico y Maturín fueron superpuestas sobre la antigua secuencia de margen pasivo.

2.2.4 Neógeno Fase Foredeep

El Neógeno presentó la migración hasta la posición de Paria-Trinidad, del efecto más activo de la interacción Caribe-Suramérica, este desplazamiento en el Cenozoico trajo consigo la creación del prisma acrecionario de Barbado, debido al arrastre de los sedimentos terrígenos a lo largo del margen norte de la placa Suramericana, formándose así uno de los prismas de acreción sedimentarios más grande y más anchos de la Tierra. Entretanto en Venezuela la erosión de las montañas emergidas, permitieron el relleno de las cuencas de Maracaibo, Barinas- Apure, Guárico, Maturín, así como la extensa secuencia del estado Falcón, (Figura 11), (Westbrook, 1988; Urbani, 2011).



Figura 11. Mapa geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno-Plioceno. Tomado y modificado de WEC (1997).

En este mismo orden de eventos, la placa Caribe al colisionar con Suramérica genera una flexura (“*forebulge*”) ocasionada por la compresión, seguida de la formación de una cuenca profunda (“*foredeep*”), ambos elementos con migración sureste. Este proceso estuvo asociado al apilamiento de las unidades alóctonas, emplazadas por la colisión entre las Placas (Figura 12). Este “*foredeep*” fue relleno principalmente durante el Plioceno-Pleistoceno con la depositación de las formaciones La Pica y Las Piedras, depositadas en ambientes marino somero a continental. (Noguera, 2009).

En relación a esto último, durante la migración hacia el sureste, se producen los desplomes de olistolitos y olistostromos dentro del proceso de sedimentación, así como también, la exposición de terrenos que sirvieron como fuentes a la Formación Guárico, esto pudo ser el causante de la variedad de rocas fuentes que alimentaron desde la periferia occidental, noroeste y sureste a la cuenca “*foredeep*”. El Mioceno de esta cuenca al este de Venezuela se caracteriza por secuencias deltáicas agravantes y progradadas ubicadas en la

parte occidental del “foredeep”, consistiendo principalmente en tres secuencias de segundo orden definidas por límites de 25.5 Ma, 16.5 Ma y 10.5 Ma. (Di Croce et al., 1999; Coello, 2012)

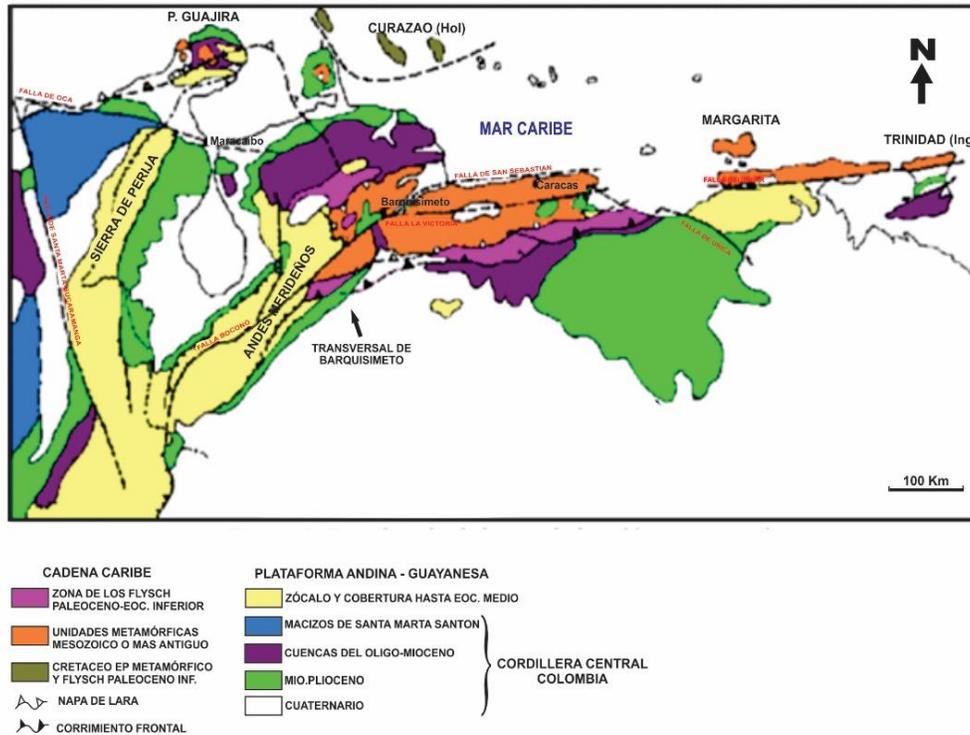


Figura 12. Mapa Distribución de unidades alóctonas y autóctonas. Tomado y modificado de Stephan (1977).

Como resultado de los procesos antes mencionados, Beck (1977), sugirió sobre la base de las estructuras sedimentarias que la cuenca Guárico y la Serranía del Interior, sufrieron dos fases de contracción: primero en el Eoceno y posteriormente en el Mioceno, en contraste a esta teoría, Pérez (2005), indica que las rocas del Cretácico-Paleógeno del cinturón del Pie de monte en la Serranía del interior, al norte están intensamente deformadas con respecto a las rocas del sur, manifestando que la deformación de las secuencias de rocas más jóvenes comenzó en el Neógeno y continuó a través del Plio-Pleistoceno. Así mismo, la secuencia estratigráfica del Oligoceno-Mioceno involucrada en la Serranía del Interior, está compuesta

de una unidad regresiva de lutitas marinas abiertas a depósitos terrestres (formaciones Roblecito, Quebradón, Naricual y Quiamare).

En síntesis, La colisión oblicua migró progresivamente hacia el este durante el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano, dividiendo la cuenca antepaís en tres secciones: 1) un área meridional desde Cerro Negro hasta Oritupano. 2) la parte central desde Acema-Casma hasta Pirital, correspondiente al “foredeep” y 3) un área septentrional al norte de la falla de Pirital, correspondiente a la zona de sobrecorrimientos (Parnaud et al, 1995). En efecto el movimiento relativo rumbo deslizante dextral de las dos placas y el resultado de la compresión oblicua no se detiene y sigue activa hasta nuestros días (Figura 13). En Falcón se pueden observar los vestigios de este proceso, donde las rocas sedimentarias del Oligo-Mioceno y más jóvenes, se ven plegadas y falladas, (Urbani, 2011).

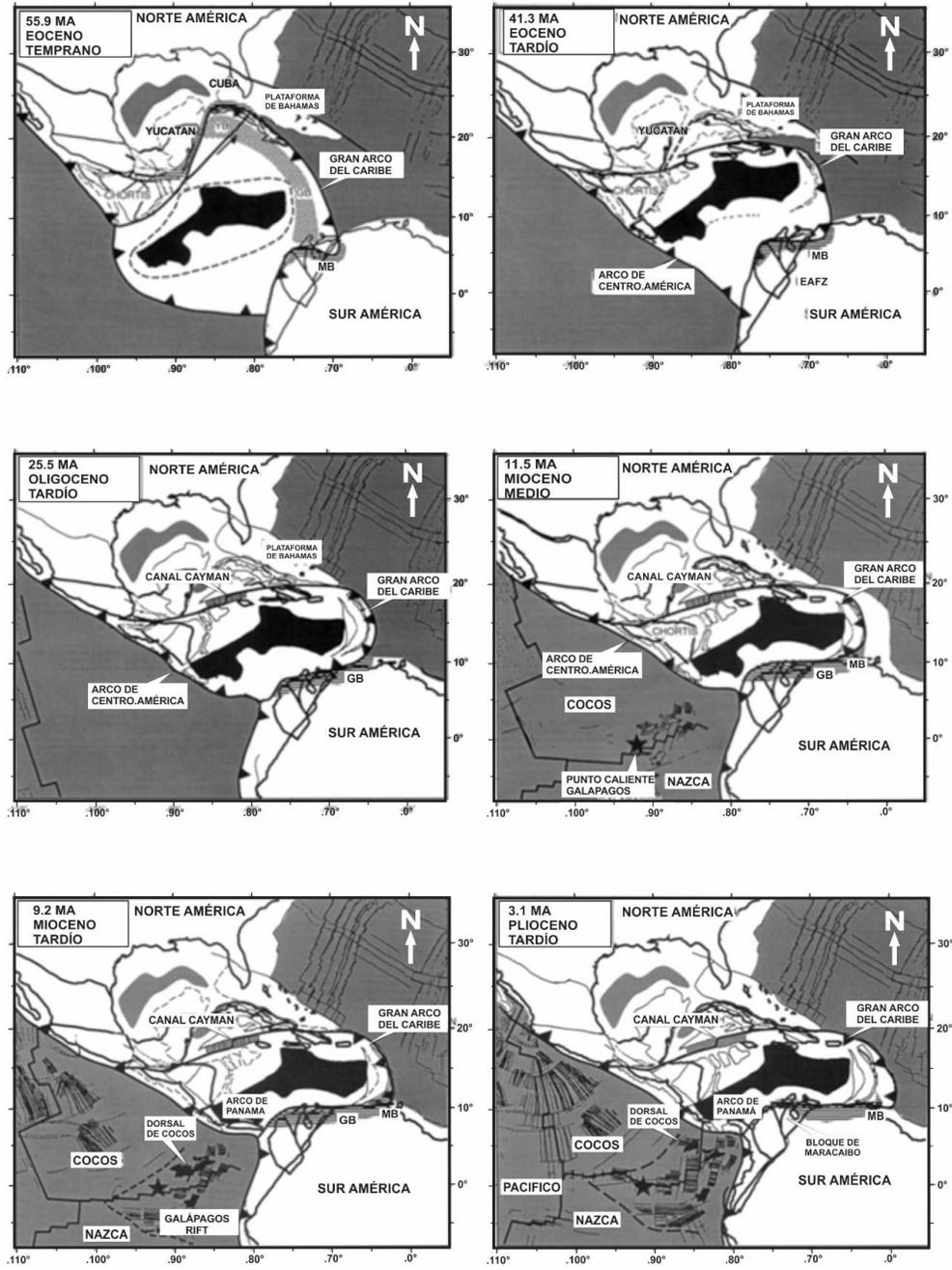


Figura 13. Mapa Reconstrucción de la región del Caribe desde el Eoceno al Mioceno. Tomado y modificado de Mann (1999).

2.3 Marco estructural

La geodinámica interna de América del Sur, específicamente Venezuela, está controlada por las placas Caribe, Suramérica, Nazca y, además, anexado por Audemard (2002), por bloques continentales de menor dimensión entrampados entre estas placas (Figura 14). Se sabe por extensos estudios realizados por (Bell, 1972; Jordan, 1975; Audemard, 1993; Beltrán, 1994; Kellogg y Vega, 1995), que la placa Caribe posee dirección este con respecto a Suramérica, sin embargo, no es el típico límite de placa rumbo deslizante, presenta una deformación transpresional compresiva transcurrente, de más de 100 km.

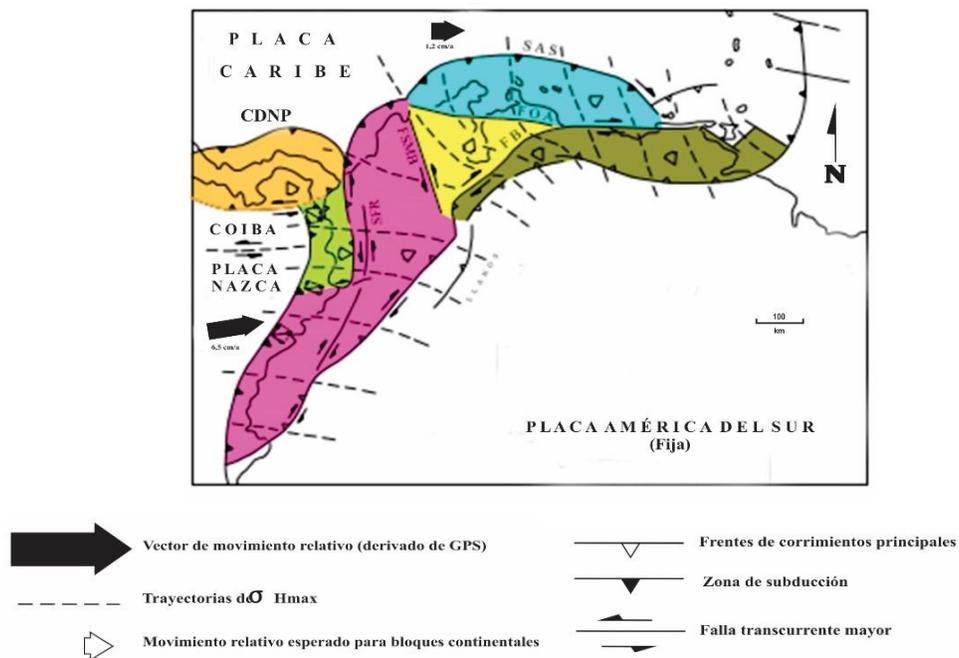


Figura 14. Mapa de placas tectónicas que influyen en la geodinámica de Venezuela. Tomado y Modificado de Audemard (2002). Abreviaturas: CDNP = NPDB Cinturón de deformación Nor-Panameño; FB = BF Falla de Boconó; FOA = OAF Falla de Oca-Ancón; SFR =RFS Sistema de Fallas de Romeral; SAS = LAS Subducción de las Antillas de Sotavento; FSMB = SMBF Falla de Santa Marta-Bucaramanga

Este proceso transpresional generó relieves de gran extensión, como la Serranía del Interior Central, Serranía Oriental y la Serranía de la Costa, extendiéndose al SW a lo largo de los Andes venezolanos (Audemard, 2002). En esta zona existe la partición de las deformaciones, así como también en la Serranía del Interior Nororiental propuesto por Rod (1956), esta partición es debido al régimen compresivo-transcurrente a lo largo del sector

norte del país, resultado de la convergencia oblicua entre las placas Caribe-Suramérica (Audemard, 1993, 2002). La transcurrancia es acomodada por las fallas mayores (Boconó, Oca-Ancón, San Sebastian, El Pilar) y sus Riedels sintéticos (Urumaco, Río Seco, fallas NW-SE de la costa oriental falconiana, San Mateo, San Francisco, Táchata, Río Guárico y otras fallas activas), mientras el acortamiento transverso es distribuido por las fallas inversas de los bordes sur de la Cordillera de la Costa y de la Serranía del Interior (Audemard 1993, 1997b, 2002), la ubicación de las fallas se puede observar en la figura 15.

Entre otras evidencias de esta partición, se encuentran los accidentes menores o de orden inferior, siendo posiblemente subparalelos a los mayores, así como también oblicuas con respecto a estos; sus desplazamientos son frecuentemente horizontales dextrales (falla Caparo, Piñango, La Victoria, entre otros) y escasamente sinestrales como las fallas de Punta Charagato, Isla de Cubagua y Laguna Grande, en la Península de Araya (Audemard, 2002).

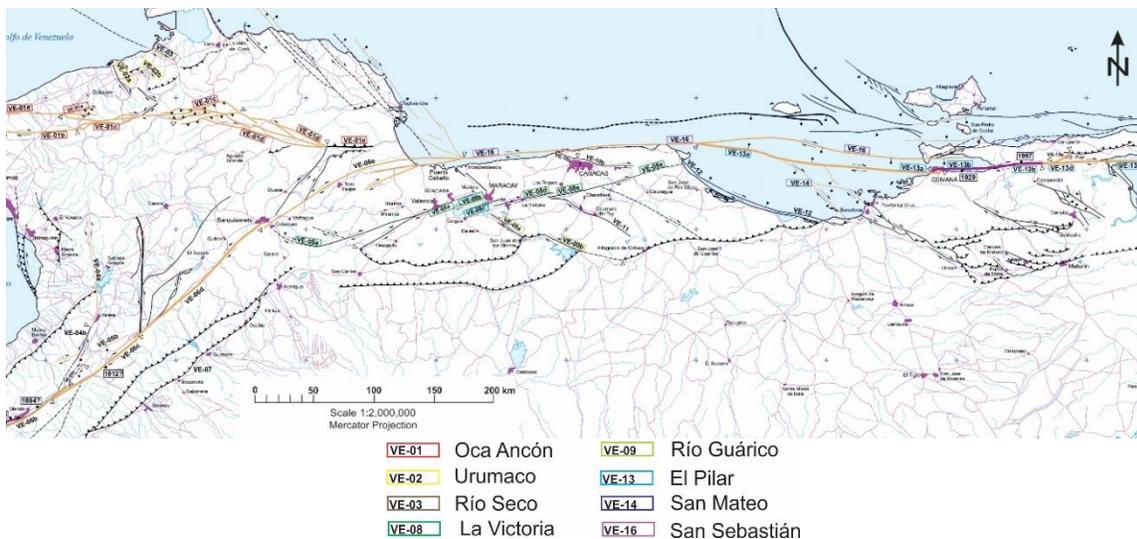


Figura 15. Mapa de fallas cuaternarias en Venezuela. Tomado y modificado de Audemard et al. (2000)

Después de exponer a grosso modo la geodinámica interna en Venezuela, que sería el aspecto macro de los efectos estructurales presentes en la zona de estudio, ayudando así a entender la dinámica de dicho sector, comprendido entre los estados Aragua y Guárico, a lo

largo del río Guárico, desde el de Camatagua hasta el embalse de Guárico; el mismo está regido por la estructura principal de la falla del Río Guárico (Figura 17) y como estructuras secundarias, están presentes Falla de Camatagüita, anticlinal de Tagüay, anticlinal de Barbacoas, sinclinal de Carmen de Cura, entre otras estructuras menores que no poseen toponimia.

Sobre la base de las consideraciones anteriores, el área de estudio se dividió en dos unidades geomorfológicas, una de llanura y otra de altos piemontinos, esta última zona, forma parte de la Serranía del Interior Central, denominada Faja Piemontina, que según Bell (1968), se caracteriza por corrimiento imbricado, donde los estratos más antiguos se superponen a los jóvenes, en una serie de lonjas tectónicas, dichos corrimientos buzan al norte. Se planteó que las fallas de corrimiento tienden a la horizontalidad en profundidad y posiblemente se produjo una superficie basal de despegue, como se puede observar en la figura 16. Por otra parte, agregando al análisis anterior: Pérez (2005), expreso que la estructura interpretada del "cinturón piemontino", son pliegues recumbentes hacia el sur, delimitados por fallas inversas de ángulo alto con dirección sur, por otra parte Las fallas de ángulo alto con dirección noreste son desplazadas por fallas dextrales rumbo-deslizantes noroeste-sureste, así como la falla del Río Guárico.

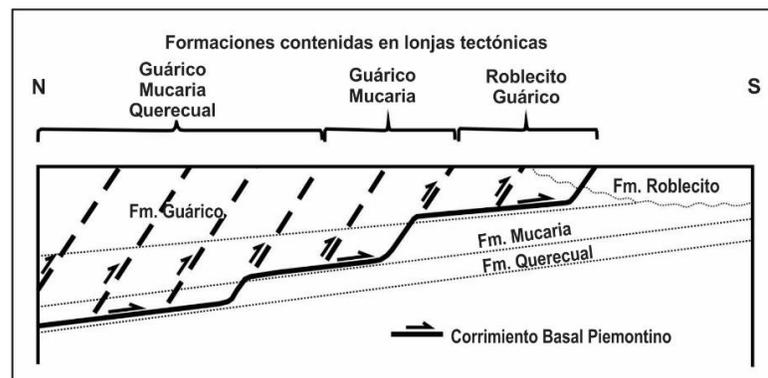


Figura 16. Esquema del corrimiento basal Piemontino. Tomado y modificado de Coello (2012).

Adicionalmente a la descripción de la zona de estudio, se puede decir que existe un cambio transicional entre estas unidades, sin embargo, es notable la diferencia estructural presente (Figura 17), al sur la composición es más sencilla, donde se evidencian depresiones estructurales en las que se conservaron rocas jurásicas y paleozoicas, en cambio al norte de la subcuenca se sobrecargan rocas cretácicas y terciarias, específicamente donde se observa el frente de deformación, ubicándose el sistema de fallas del Río Guárico, produciendo así un marco tectónico complejo (WEC, 1997).

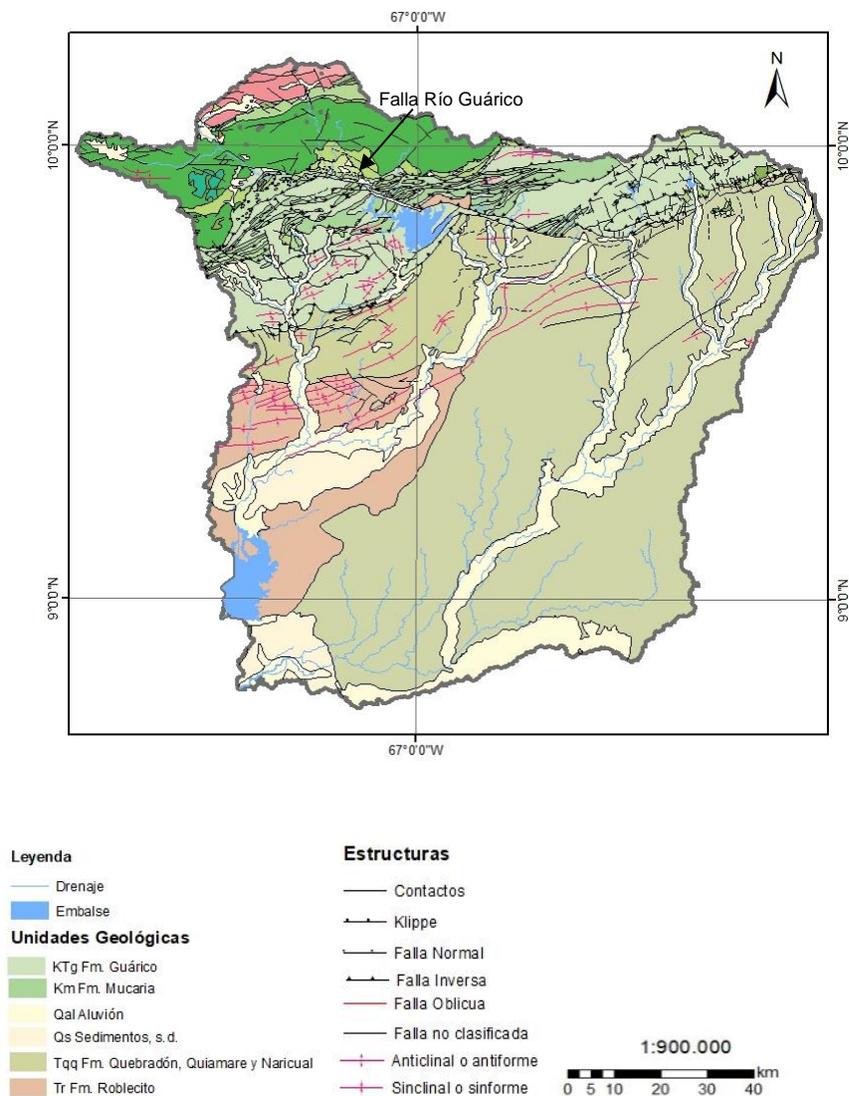


Figura 17. Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006)

Ahondando en el marco tectónico, la falla del Río Guárico, forma parte de un frente de corrimiento que ocupa una extensa zona, desde el sureste del lago de Valencia al noreste del embalse de Camatagua, según Audemard (2000) esta falla secciona la Cordillera de la Costa al norte de Venezuela (Figura 18), dividiendo las rocas metamórficas que forman parte de las napas, resultando emplazadas como consecuencia de la colisión oblicua que influyó en el país; esta falla se caracteriza por estar fraccionada en dos secciones, conectadas a su vez por un corrimiento, que ocasiona restricciones en el movimiento de la misma, debido a su geometría, aunado a esto, la dirección del fragmento sur de la falla presenta una dirección de $N77^{\circ} W \pm 18^{\circ}$ y sentido dextral. Bell (1968), explicaba que esta sección sur, tiende a disminuir el buzamiento en profundidad, debido a que la falla del Río Guárico corresponde al riedel sintético, asociado al sistema de fallas principales este-oeste, sin embargo, cumple funciones de rampa lateral del frente de corrimiento.

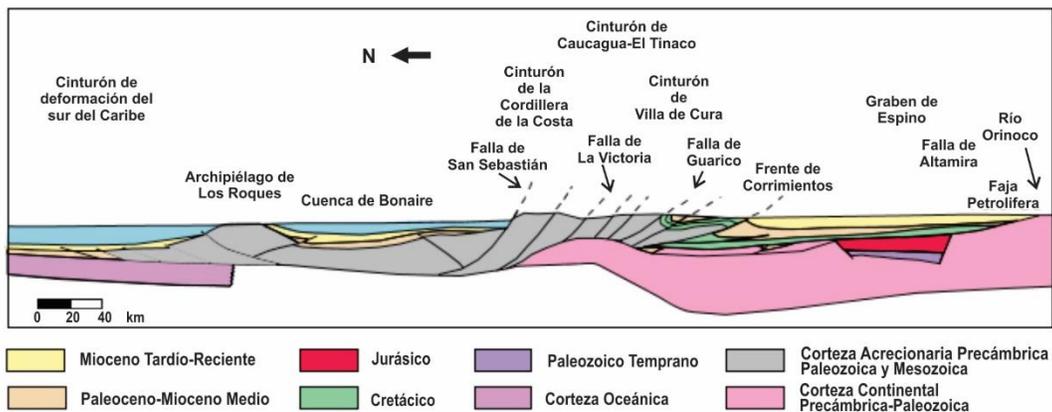


Figura 18. Corte geológico de la subcuenca Guárico, donde se divisa la falla Guárico. Tomado y modificado del WEC (1997).

En este orden de ideas, al sur del frente de corrimiento y de la falla del Río Guárico, está presente una falla menor, denominada Camatagüita (Figura 19), según Bell (1968), posee dirección dextral-inversa pasando a inversa-dextral cuando se une al frente de corrimiento, esto es debido al empalme con el mismo, la geometría del conjunto de corrimiento de la faja piemontina que hace contacto con la falla y la tendencia de la sección sur de la falla del Río

Guárico que disminuye su buzamiento en profundidad. En esta zona, según Cizancourt (1951), Peirson (1965) y Guillén y Toribio (2006) se forma una ventana tectónica con el nombre de la falla anteriormente descrita, donde aflora la formación Roblecito sobre la faja piemontina, debido a un corrimiento basal, rodeada por la falla Camatagüita al sur y un corrimiento al norte. Por otra parte, Bell (1968) decía que posiblemente debido al fracturamiento que generó la falla Camatagüita, en el bloque este se formó un efecto que plegó a rocas poco competentes, como las lutitas de la Formación Roblecito, formando un pliegue que se fue doblando hacia adelante y arriba, sufriendo un desprendimiento parcial durante el avance de la faja.

Continuando el proceso de deformación en la zona, las estructuras secundarias presentes, son producto de la compresión ocasionada por la faja piemontina, sobre las rocas autoctonas de la región, Guillen y Toribio (2006) ahondan en este evento, diciendo que entre los pliegues generados, se encuentra el anticlinal de Taguay, que ocupa una gran extensión desde el sur del río Guárico hasta el río Taguay, según estos autores, la estructura es un pliegue abierto con una inmersión suroeste, con rumbo $N70^{\circ}E \pm 23^{\circ}$ y una extensión de 20 km. Por otra parte, el anticlinal de Barbacoas, ubicado al oeste de la población de Lezama, posee una extensión de 40 km y un rumbo de $N58^{\circ}E \pm 18^{\circ}$, catalogándolo como un pliegue suave. Finalizando así este análisis, cabe destacar que se observan en la zona una serie de anticlinales y sinclinales inferidos, entre estas estructuras resaltantes, que no poseen toponimia hasta ahora, ubicados al sur del embalse de Guárico (Figura 19).

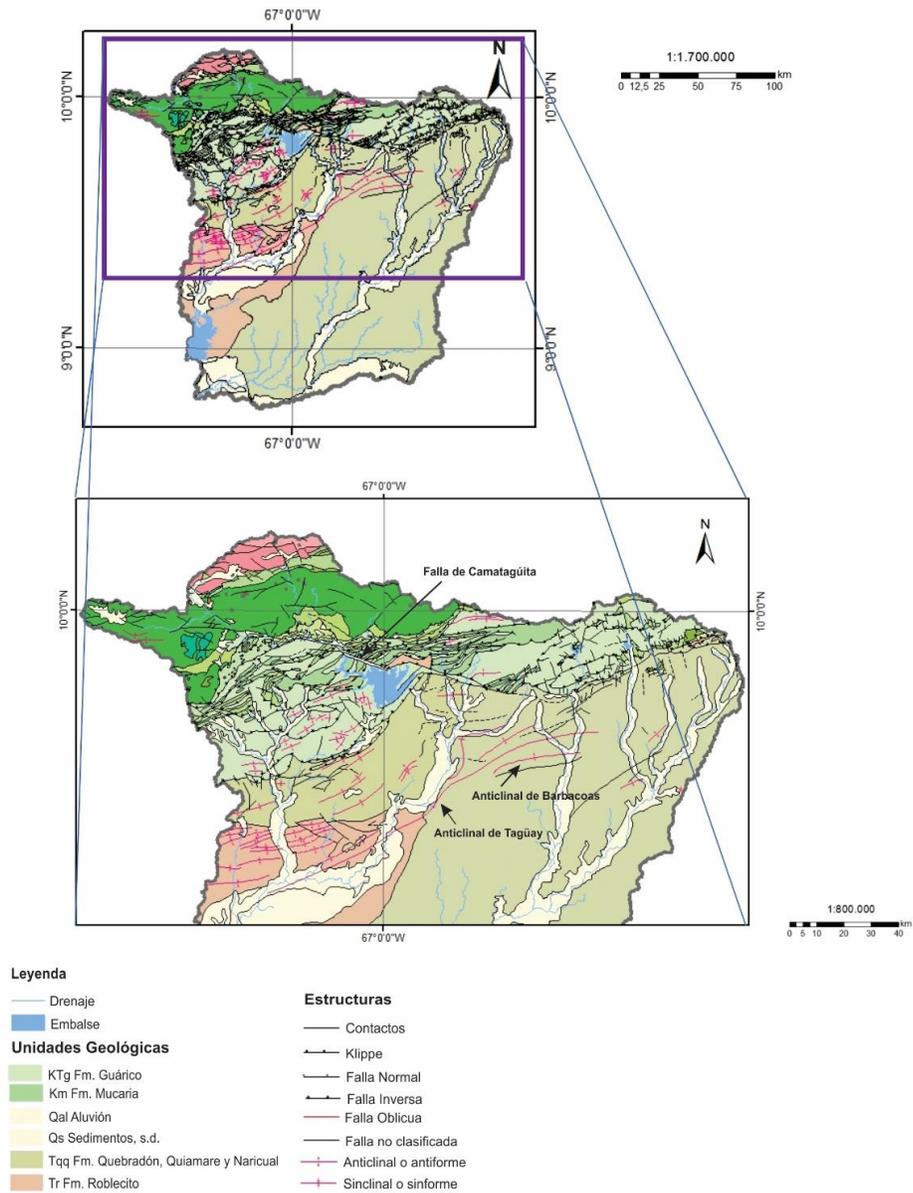


Figura 19. Mapa geológico de la zona de estudio, zoom al área con mayor evidencia estructural. Tomado y modificado de Hackley, et al. (2006)

CÁPITULO III

3. MARCO METODOLÓGICO

3.1 Termocronología por huellas de fisión en circones detríticos

El procesamiento de circones detríticos para este estudio, fue obtenido en la investigación Flores, M. (2013), donde se comenzó por la obtención de sedimento en bancos de arenas del cauce del río Guárico y sus tributarios, tomándose cuatro kilogramos de sedimentos modernos, usando una pala, procesados en los laboratorios de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica (Lab. de Termocronología), siguiendo el método expuesto en la figura 20 y un kilogramo de minerales pesados, concentrados mediante el método de batea y procesados a partir del método lift magnet. Los sedimentos y minerales concentrados se obtuvieron en puntos específicos del Embalse de Camatagua, Embalse de Guárico y el Río Orituco (Figura 21), donde se podría adquirir mayor material e información de la zona, a través de los minerales obtenidos.

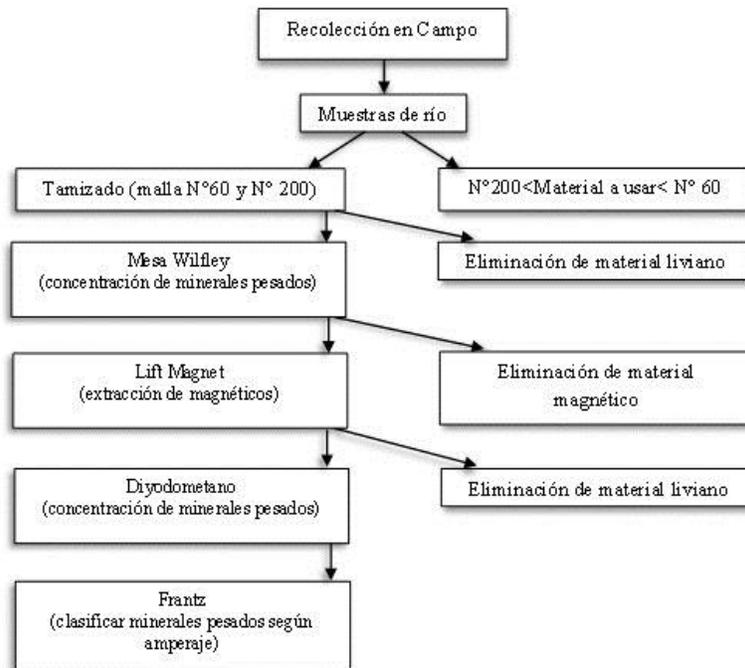


Figura 20. Metodología de procesamiento de muestra, realizada por Flores, M. (2013)

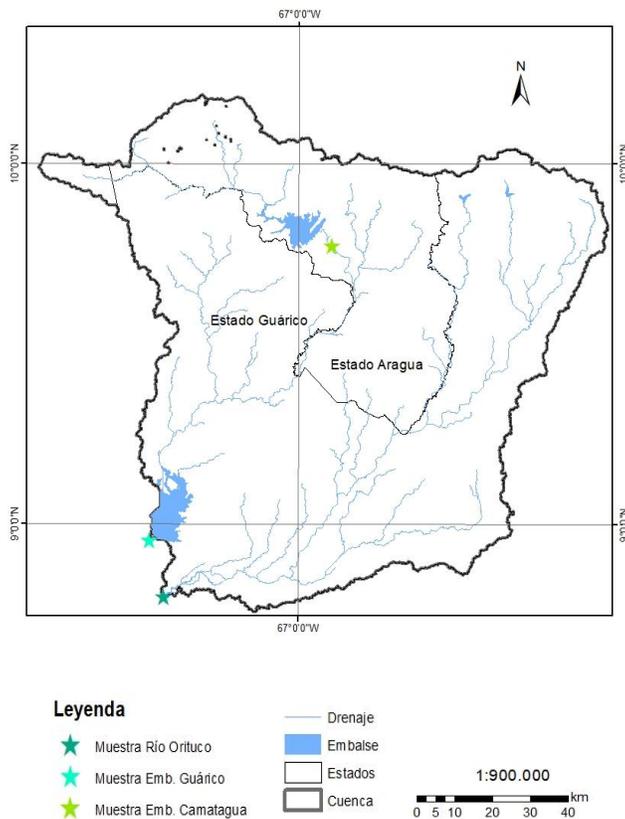


Figura 21. Mapa ubicación de recolección de muestras, realizada por Flores, M. (2013)

Los circones obtenidos del procesamiento observado en la figura 20, fueron montados en láminas de Teflon® pulidas y atacadas químicamente usando una solución eutéctica NaOH-KOH fundida a 228°C en el horno del laboratorio. Se prepararon dos montajes para cada una de las muestras y fueron reveladas químicamente, es decir sometidas a ácido, a diferentes intervalos de tiempo entre 10 a 35 horas. Después de la exposición de las huellas de fisión inducidas, las láminas de teflón fueron cubiertas con una mica de bajo contenido de uranio e irradiadas junto con el estándar internacional usado para estos casos (Bermúdez *et al.*, 2009). Se colocaron vidrios dosímetros CN1 y las muestras fueron enviadas al reactor FRMII en Múnich, Alemania. Después de la irradiación las micas detectoras fueron sumergidas en ácido fluorhídrico al 48% a una temperatura de 20°C por un tiempo de 18 minutos con la finalidad de exponer las huellas de fisión inducidas o creadas artificialmente.

Se puede observar en la figura siguiente esta metodología expuesta, de una forma gráfica y sencilla.

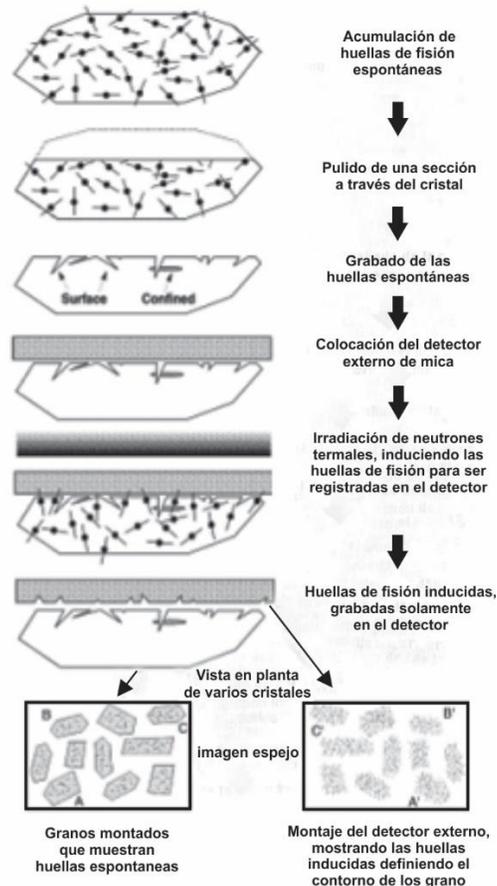


Figura 22. Metodología de Obtención de huellas de fisión, método del detector externo. Tomado y modificado de Gallagher *et al.* (1998).

Finalizando con el proceso de fechamiento, las muestras obtenidas del proceso anterior se analizaron en el Laboratorio de Termocronología de la UCV usando un objetivo seco a una magnificación de 1250× sobre un microscopio Zeiss y el sistema para conteo de trazas FTStage 3.12 de Trevor Dumitru (Jasper Canyon Research Inc., Palo Alto, CA, USA). Se estudiaron al menos 100 granos por muestra con la finalidad de obtener poblaciones de edades de huellas de fisión en circón estadísticamente representativas. Debido a que los circones en muestras detríticas pudieran provenir de múltiples fuentes dentro del área que están siendo drenada fue necesario realizar una descomposición de la distribución compuesta

de edades usando dos métodos, Ajuste Binomial de picos y Método de p-partición. Los cuáles fueron ajustados a esta investigación y tomados de los siguientes estudios previos:

Ajuste binomial de picos

Galbraith & Green (1990) Estudiaron el modelo de mezcla finita de la literatura estadística, para establecer la población y las edades de los granos de una muestra aleatoria, teniendo como base la fórmula de Poisson. Este modelo a veces es razonable su aplicación en dataciones de huellas de fisión cuando no todos los granos tienen la misma edad verdadera.

Brandon y Vance (1992) Deseaban datar mediante huellas de fisión, el complejo Olympic de subducción, en el estado de Washington, sin embargo, se les presentó la problemática que la zona de estudio es una composición Cenozoica de Areniscas, lutitas y en menor proporción, almohadillas de basalto, aunado a esto, existe un escaso control de edad. Debido a este reto decidieron utilizar los métodos estadístico perfilado en Brandon para interpretar cada una de las distribuciones de grano-edad no reiniciada; El método χ^2 , para estimar la edad por huellas de fisión de la población más joven de granos plausiblemente relacionados y finalmente el método de ajuste máximo, utilizado para descomponer una distribución completa grano-edad, dentro de un conjunto de poblaciones compuestas de grano-edad, cada una de las cuales se distingue por una edad de huella de fisión máxima, definida como la edad promedio de la población componente.

Brandon (1996) Continuando con el refinamiento, el autor profundizó en el tema estadístico y se planteó estimar la probabilidad de densidad, usando sólo los datos de huellas de fisión observados, evitando suposiciones sobre el número de componentes poblaciones en la muestra, por lo que usa el método Gaussian-Kermel, que se ajusta a la solución del problema y los comparo con los métodos binomiales para determinar cuando el método Gaussian es preciso para uso general.

Método p-partición

Bermúdez et al., (2015a). Desarrollan el método estadístico de p-partición, donde se puede obtener resultados de datación por huellas de fisión, indiferentemente del nivel de uranio en la muestra, teniendo presente que puede variar siendo una misma muestra. Este método se complementa con los estudios antes expuestos y comprueba la variación de uranio en las muestras.

3.2 Conversión de edades termocronológicas a tasas de erosión a largo plazo

La conversión de las edades termocronológicas a tasas de exhumación dan como resultado las tasas de erosión a largo plazo, esta conversión está basada en un modelo termal unidimensional, en condiciones de equilibrio, denominado Age2edot desarrollado por Brandon et al. (1998), Ehlers (2005), Reiners y Brandon (2006). Este código estima las edades de enfriamiento para diferentes termocronómetros, que han sido exhumados por una erosión a tasa constante. El campo de gradiente termal está representado por la solución en equilibrio (steady-state) para una capa infinita de densidad L (km), una difusividad termal κ ($\text{km}^2 \text{Ma}^{-1}$), una tasa de producción de calor uniforme HT ($^\circ\text{C Ma}^{-1}$), una temperatura en superficie T_s ($^\circ\text{C}$) y un estimado del gradiente termal cercano a la superficie sin tomar en cuenta los efectos de la erosión ($^\circ\text{C km}^{-1}$).

Cabe agregar, que estos parámetros termales son usualmente estimados a partir del análisis de datos de pozos y núcleos. Este modelo no toma en cuenta los efectos de cambios en las condiciones de temperatura (Rahl et al., 2007) o los efectos tridimensionales de la topografía (Whipp et al., 2009); así las tasas de exhumación son consideradas como estimados de primer orden. El modelo iterativamente calcula una tasa de exhumación, tasa de enfriamiento, temperatura de cierre (T_c) y profundidad (z_c) de las edades por huellas de fisión en circones usando la ecuación de Dodson (1973), para resolver la temperatura de cierre asociada al termocronómetro y una estructura termal en equilibrio relacionada a esta

profundidad de cierre. El modelo termal provee una descripción completa de la temperatura y el gradiente termal como una función de la profundidad.

La tasa de enfriamiento es:

$$\dot{T}(T_c) = \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{T_c} \dot{\epsilon}$$

Dada esta tasa y la temperatura con respecto a la profundidad se usa la ecuación de Dobson para resolver (T_c), y para la profundidad de la isoterma de cierre (z_c); La edad de

enfriamiento predicha está dada por $\frac{z_c}{\dot{\epsilon}}$, es decir la edad por huellas de fisión en circón, obteniendo así la tasa de exhumación a largo plazo como:

$$\dot{\epsilon} = \frac{z_c}{\text{Edad por TF}}$$

3.3 Parámetros morfométricos de la cuenca

3.3.1 Geomorfología cuantitativa

En la realización del estudio se usó el Modelo Digital de Elevación (MED) de la zona, con una resolución de 30 metros, obtenido de la base de datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (SGEU) de sus siglas en inglés (USGS), el MED fue proyectado bajo el sistema de coordenadas WGS1984, utilizando el programa *ArcGisPro* (Figura 23).

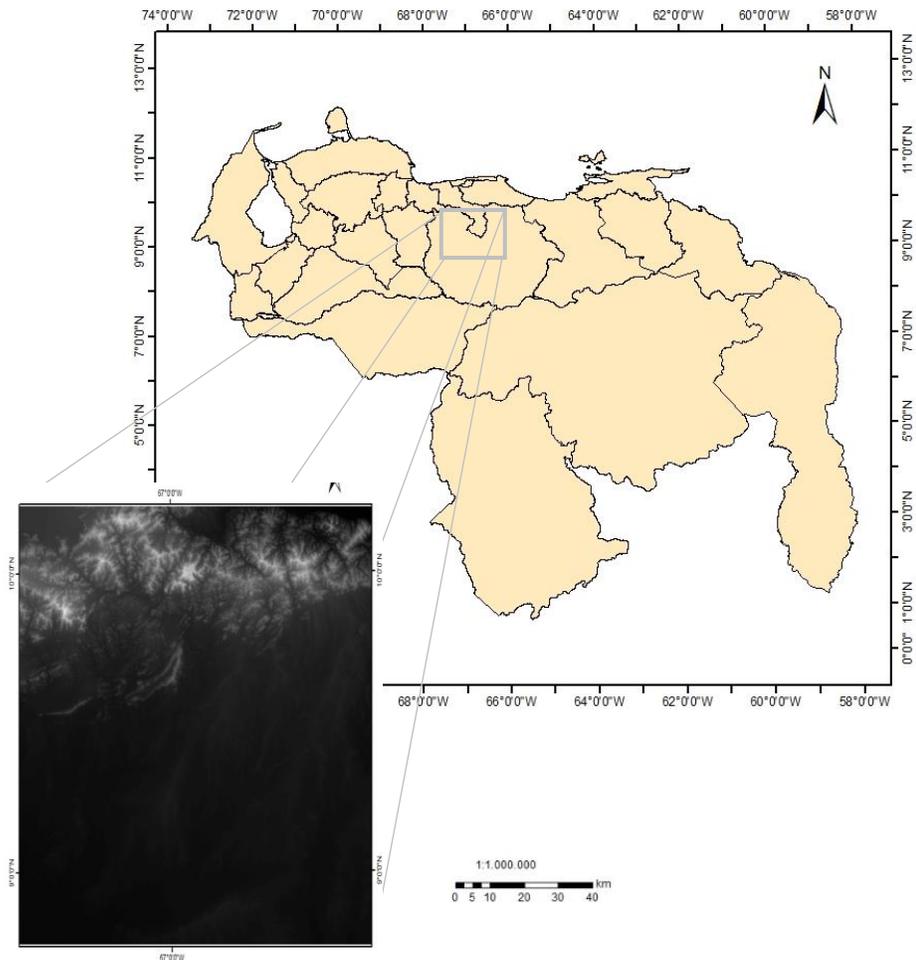


Figura 23. Modelo Digital de Elevación de la zona de estudio, Tomado y Modificado de USGS (2017)

El análisis geomorfométrico a través de geomorfología cuantitativa, se fundamenta en la realización de cálculos numéricos mediante el programa *ArcGis*, el comienzo de este estudio se usa la herramienta mosaico (Figura 24) para unir los diferentes MED de la zona de estudio, luego de crear la imagen única se procede a identificar los errores dentro del mismo, tales como canales o depresiones, por lo que se utiliza la herramienta fill que permite garantizar una representación precisa de la dirección de flujo y de la cuenca (Figura 25).

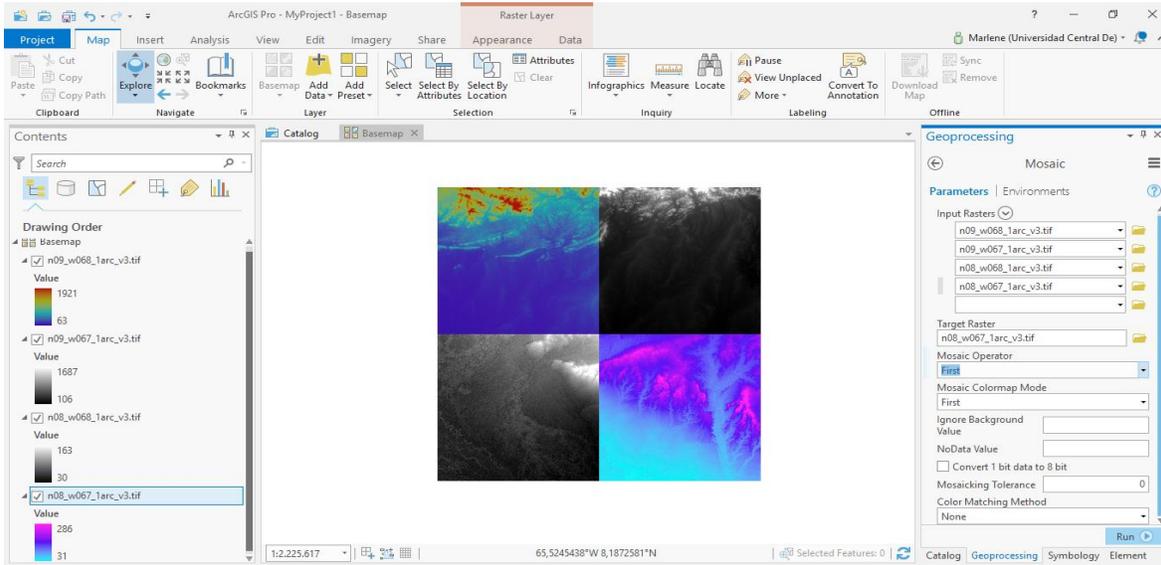


Figura 24. Herramienta Mosaic, escritorio de *ArcGis* representando los MED a unificar de la zona de estudio, en diferentes colores y el cuadro de operación.

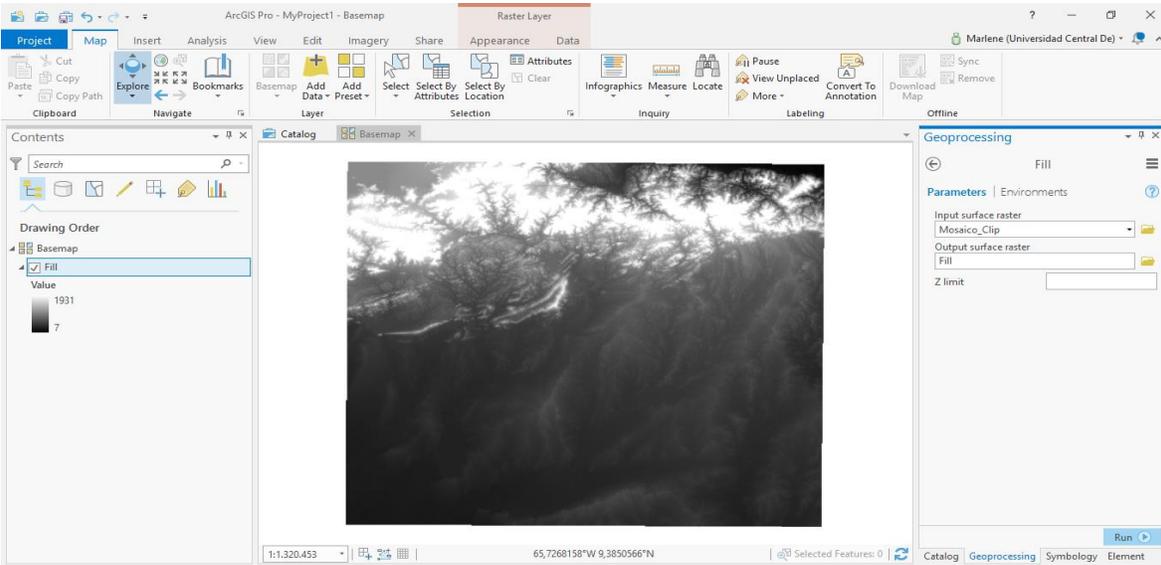


Figura 25. Herramienta Fill, escritorio de *ArcGis* representando el MED resultado y el cuadro de operación.

Después de realizar el procedimiento anterior, se inicia el proceso del análisis de la cuenca, con los cálculos hidrológicos:

3.3.1.1 Dirección de flujo (“*Flow direction*”)

Indica la dirección del descenso más abrupto o empinado, se calculó mediante los cambios de elevación entre la distancia, esta última se mide entre los centros de las celdas, si el tamaño de la celda es 1, la distancia entre dos celdas ortogonales es 1 y la distancia entre dos celdas diagonales es la raíz cuadrada de 2, al realizarse la división se multiplica por 100, el resultado es un MED con valores enteros que varían de 1 a 128, indicándonos, según la figura 26, la dirección de caída más empinada, teniendo en cuenta que si el valor de la celda es más bajo que el de sus vecinas, el flujo y el valor de la celda se define hacia la vecina con valor bajo; en cambio si son varias las celdas vecinas que presentan el valor más bajo, se tomaría ese valor o el número de la suma de esas direcciones, sin embargo, el flujo sería indefinido, debido que la celda posee el mismo cambio en el valor de elevación en varias direcciones y esa celda es parte de una canal.

En consideración con todo lo ante expuesto, para obtener el MED observado en la figura 27, es necesario colocar el MED obtenido del procedimiento Fill como dato input, obteniendo el Flow direction de la zona de estudio, como MED output.

32	64	128
16		1
8	4	2

Figura 26. Valores de Flow direction obtenidos para el entorno vecino a un píxel dentro del MED. Tomado y modificado de Jenson, S. y Domingue, J. (1988)

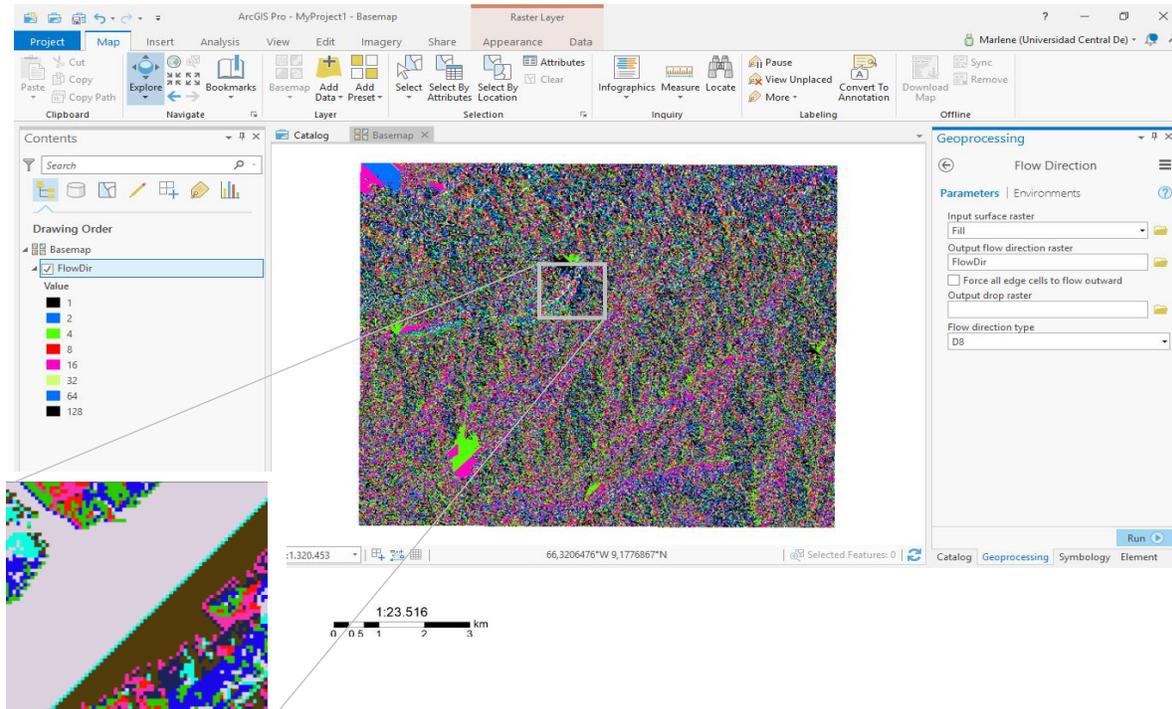


Figura 27. Herramienta Flow direction, escritorio de ArcGis donde se observa el MED con el resultado del cálculo y el zoom donde se aprecia los pixeles, y el cuadro de operación.

3.3.1.2 Acumulación del flujo (“*Flow accumulation*”)

Esta herramienta ayuda a generar una red de drenaje, donde se indica el peso acumulado, es decir todas las celdas que fluyen en cada celda de pendiente descendente, si las mismas presentan acumulación alta de flujo, podrían ayudar a la identificación de canales, por otra parte, si la acumulación es cero, nos indican alturas topográficas locales, posiblemente crestas. Este tipo de herramienta nos puede ayudar a determinar cuanta lluvia ha caído en una cuenca, siempre asumiendo que toda el agua producida por este fenómeno se convierte en escorrentía. En esta investigación se realizó dos Flow accumulation, uno donde no se tomó en cuenta las precipitaciones y al otro si se le fue agregado el patrón de precipitación de la zona de estudio, tomando como dato input el Flow direction para su cálculo; en la figura 28 se puede apreciar el MED resultado del cálculo donde no se tomó en cuenta las precipitaciones.

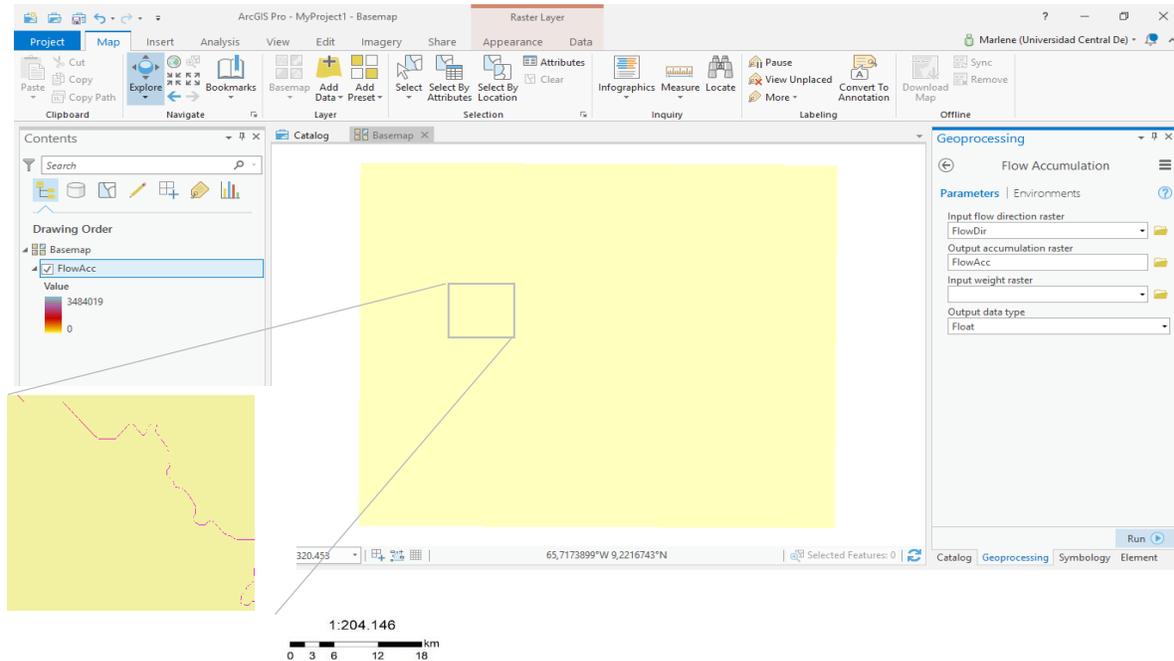


Figura 28. Herramienta Flow accumulation, escritorio de *ArcGis* donde se observa el MED resultado sin precipitaciones y el zoom donde se aprecia los pixeles, toolbox y el cuadro de operación.

3.3.1.3 Orden de la corriente (“*Stream Order*”)

Representa el tamaño de una corriente, teniendo como base la jerarquía de los afluentes, esta clasificación de drenajes asigna un orden numérico a los vínculos en una red. Este número fue desarrollado por primera vez en hidrología por Robert E. Horton y por Arthur Newell Strahler (Nagle, 2000), Donde se le asignó un orden de 1 a todos los vínculos sin afluentes, la clasificación puede aumentar cuando los drenajes del mismo orden se interceptan, es decir, si dos vínculos de orden 1 se interceptan, generan un vínculo de orden 2 y así sucesivamente, exceptuando cuando vínculos de diferente orden se interceptan, el vínculo no se tomaría en cuenta.

Por otra parte, Shreve, acepta los vínculos formados sin tomar en cuenta si son del mismo orden, es decir, cuando existe una intersección entre los vínculos 1 y 2, se generaría el vínculo 3; en este método los órdenes son llamadas magnitudes, debido a que aumentan a medida que se crean los vínculos.

Teniendo presente la explicación antes expuesta, para obtener el MED del cálculo, primero fue necesario realizar el conditional, mediante map algebra, escribiendo el código, con(“flowacc”>2.5,1), se realizó en 2.5, 3, 4, 5, 6, debido a que se deseaba ver cual valor nos permitiría tener una red de drenaje equilibradamente densa, en cambio un valor de la condición se mantuvo constante, en este caso se colocó el 1; luego se calcula el Stream Link, que divide el cauce en segmentos no interrumpidos, introduciendo como dato input el conditional obtenido anteriormente, realizándose esto para cada número, finalizando así el proceso, con el cálculo de Stream order, colocando el dato input del Stream Link para cada número, resultando la figura 30.

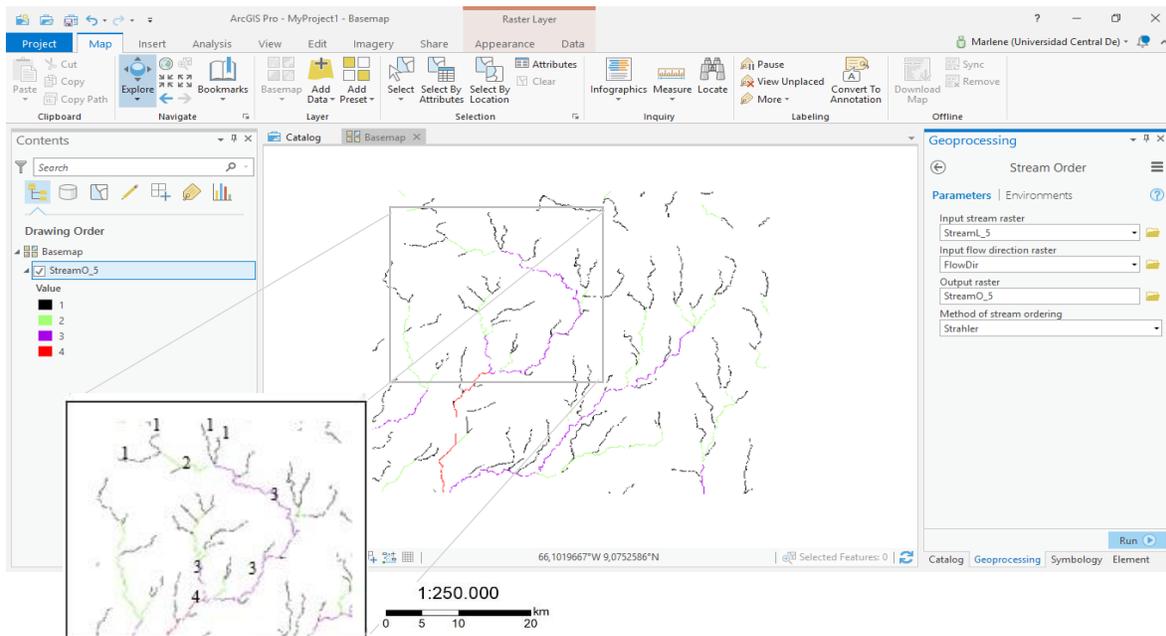


Figura 29. Herramienta Stream Order, escritorio de *ArcGis* donde se observa el MED resultado del cálculo y el zoom donde se aprecia la numeración según Strahler y Shreve, y el cuadro de operación.

3.3.1.4 Delimitación de cuenca (“*Watershed*”)

Representa la zona donde la pendiente contribuye con el flujo del drenaje, con una salida común o punto de fluidez, siendo este el punto más bajo en los límites de la cuenca. El cálculo se obtuvo, definiendo los puntos de muestras recolectada y se introdujo el MED de Flow direction como dato input, dando como resultado el MED de la figura 31.

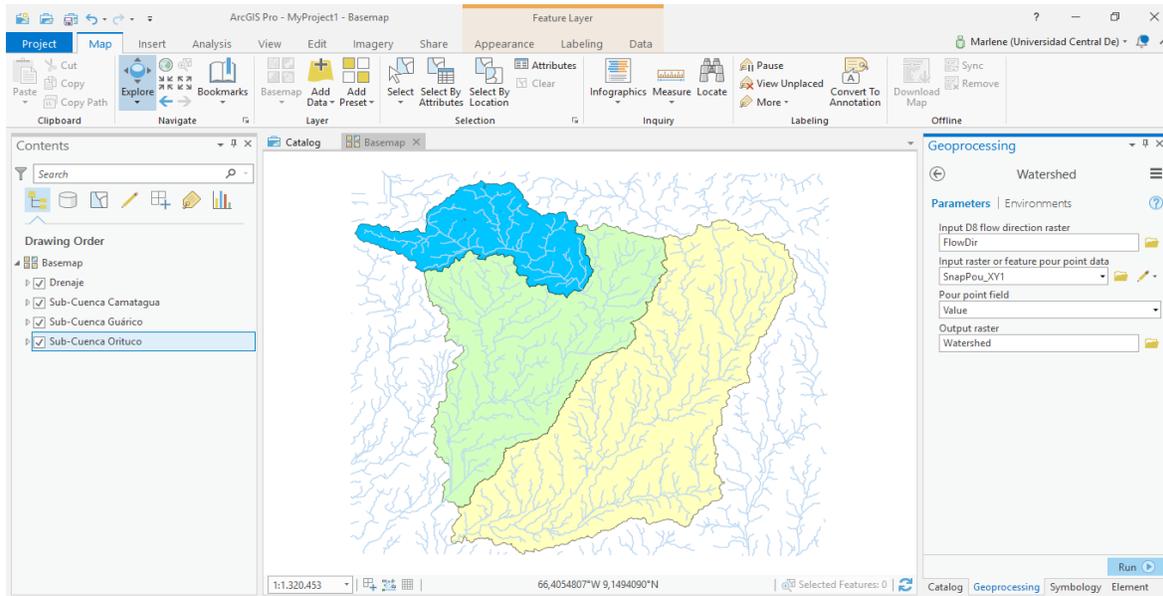


Figura 30. Herramienta watershed, escritorio de *ArcGis* donde se observa el MED resultado del cálculo, en colores azul, verde y amarillo se representan las subcuencas Camatagua, Guárico y Orituco respectivamente, Se agrega el cuadro de operación.

3.3.1.5 Pendiente (“*Slope*”)

Es la medida de inclinación de una zona, se presenta en grados como la ArcTangente por el resultado del cambio vertical en altitud entre la distancia horizontal, así mismo, en porcentaje es, el resultado de la división antes mencionada, multiplicada por 100, tomando en cuenta esto, debemos tener presente que cuando la pendiente es 100%, hablamos de un ángulo de 45°, debido a que la base y la altura de este ángulo, son iguales, al dividirlos obtenemos 1 que se multiplica por 100. Realizada la observación anterior, se puede decir que el rango de valores en la salida depende del tipo de unidades de medición. Para grados, el rango de valores de pendiente es de 0 a 90, para porcentaje, una superficie plana es 0 por ciento, una superficie de 45° es 100 % y, a medida que la superficie se vuelve más vertical, la elevación en porcentaje se vuelve cada vez mayor.

Con respecto al MED obtenido con esta herramienta, el cálculo se realiza colocando como dato input el MED fill, el dato measurement fue realizado en degree y percent, este

último con un factor z de 0,01 para que sea adimensional el resultado, el cual será utilizado en las fórmulas de índice de erosión.

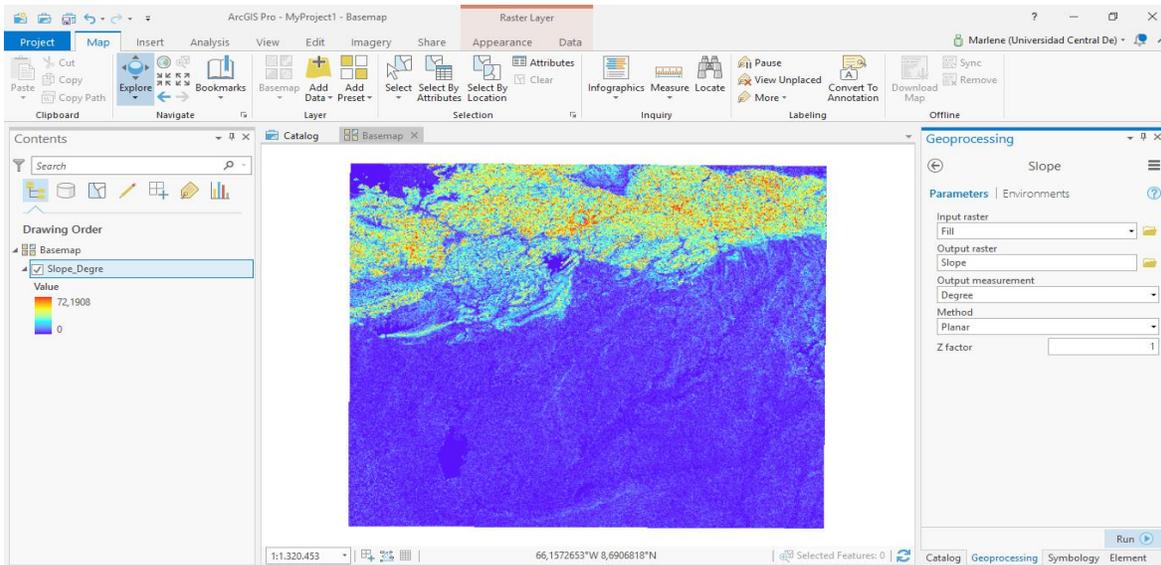


Figura 31. Herramienta slope, escritorio de *ArcGis* donde se observa el MED resultado del cálculo slope en grados, siendo los rojos ángulos altos y azules los bajos, Se agrega el cuadro de operación.

3.3.1.6 Relieve geofísico

Es el volumen de material faltante que se encuentra bajo las cumbres y/o crestas de la topografía, dividido por la superficie que ocupa el área de estudio (Small y Anderson, 1998; Champagnac *et al.*, 2007; Brocklehurst *et al.*, 2008). Este cálculo se obtiene, utilizando el MED denominado Fill, para realizar el focal statistics con neighborhood circle y statistics Maximun; esto nos proporciona según (ESRI, 2018) para cada ubicación de celda de entrada, calcula una estadística de los valores dentro de una vecindad específica alrededor de ella. El resultado obtenido se resta con el MED Fill, usando la herramienta minus, para finalmente obtener el MED relieve, $R = H_r - h$ (Figura 33)

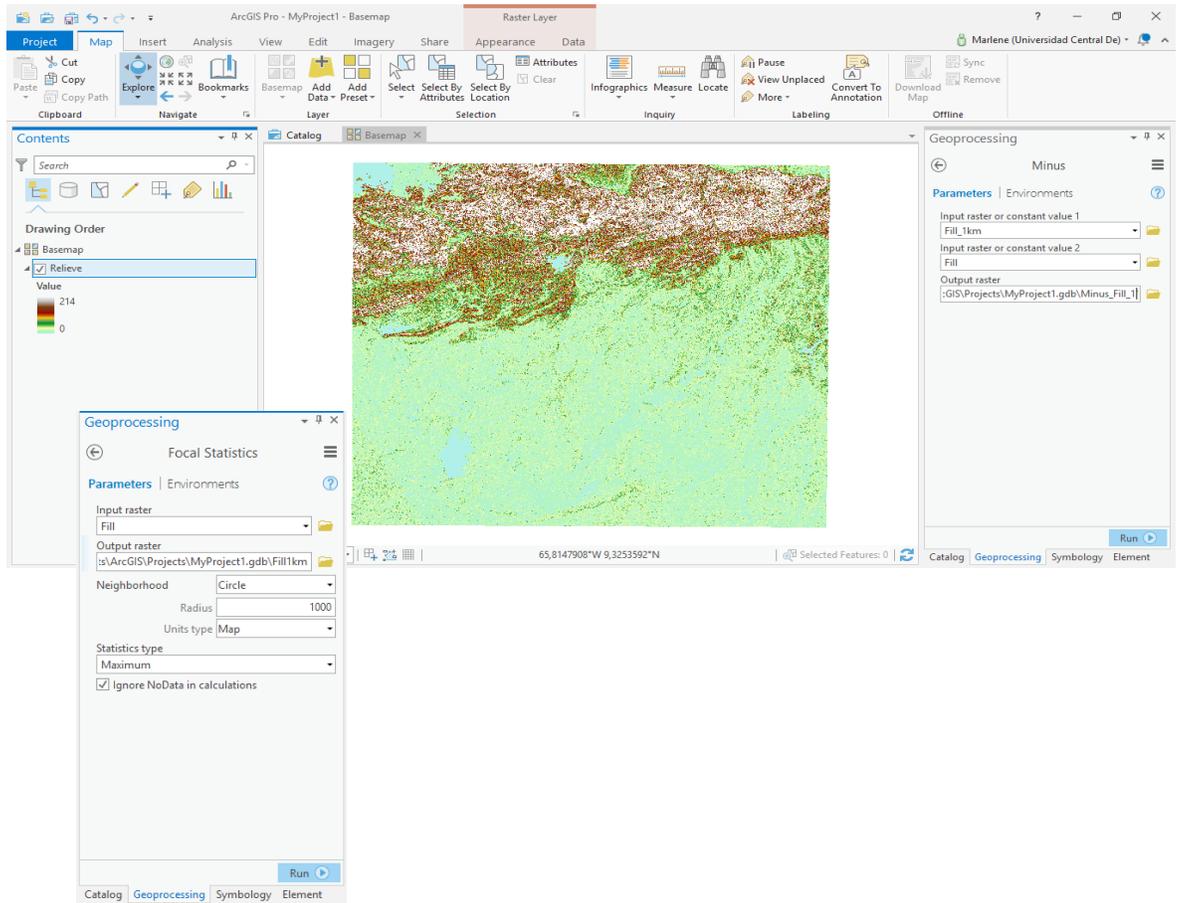


Figura 32. Relieve, escritorio de *ArcGis* donde se observa el MED resultado del cálculo, siendo el blanco valores altos y azules los bajos, se agrega el cuadro de operación para realizar minus y el focal statistics respectivamente.

3.3.1.7 Atributos topográficos secundarios

Índice Capacidad de Transporte de Sedimento (“*Sediment Transport Capacity Index*”) (STCI)

Es la capacidad de transporte de sedimento y nos ayuda a predecir la posible ubicación de puntos de erosión y área de depositación, De acuerdo con Moore y Burch (1986), este índice es derivado de la teoría del potencial de unidad de la corriente, combinando el área de contribución de la pendiente ascendente (A_s), bajo el supuesto de que el área que contribuye es la descarga directamente relacionada, la pendiente (S), las constantes (m y n) y tomándose en cuenta que el resultado es adimensional, la ecuación se expresa:

$$STCI = (m + 1) \times (A_s / 22.13)^m \times (\sin S / 0.0896)^n$$

Así que el MED de resultado (Figura 33), se obtuvo colocando la fórmula antes expuesta, en la herramienta Raster Calculator, teniendo presente que el (As), también llamada área de acumulación es igual a la multiplicación del MED Flow accumulation por tamaño de la celda al cuadro, así mismo, se calculó este índice con precipitaciones, cambiando el área de acumulación de la zona por el área de acumulación de la precipitación.

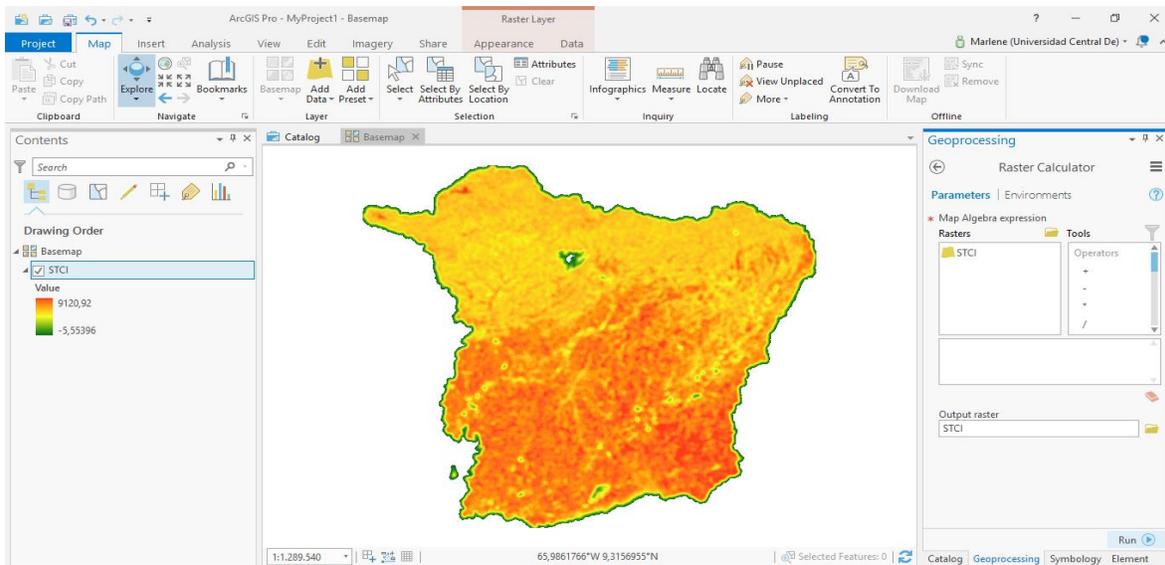


Figura 33. Atributo topográfico secundario STCI, escritorio de *ArcGis* donde se observa el MED resultado del cálculo, siendo rojo valores altos y verde los bajos, se agrega el cuadro de operación.

Índice de Humedad (“*Wetness Index*”) (WI)

Indica la tendencia de la zona a ser saturado debido al área de contribución y características de las pendientes locales, según Wilson, J. y Gallant, J. (2000) esta ecuación predice zonas de saturación y el resultado es adimensional, donde A_s es grande, normalmente segmentos convergentes del paisaje, β es pequeña, indicándonos la base de pendiente cóncavas donde el gradiente de la pendiente es reducido; estas condiciones se encuentran generalmente a lo largo de caminos de drenajes y en zonas de concentración de agua.

Finalizando se supone condiciones estacionarias y propiedades uniformes del suelo, es decir, la transmisividad es constante a lo largo de la cuenca.

$$WI = \ln \left[\frac{A_s}{\tan(S)} \right]$$

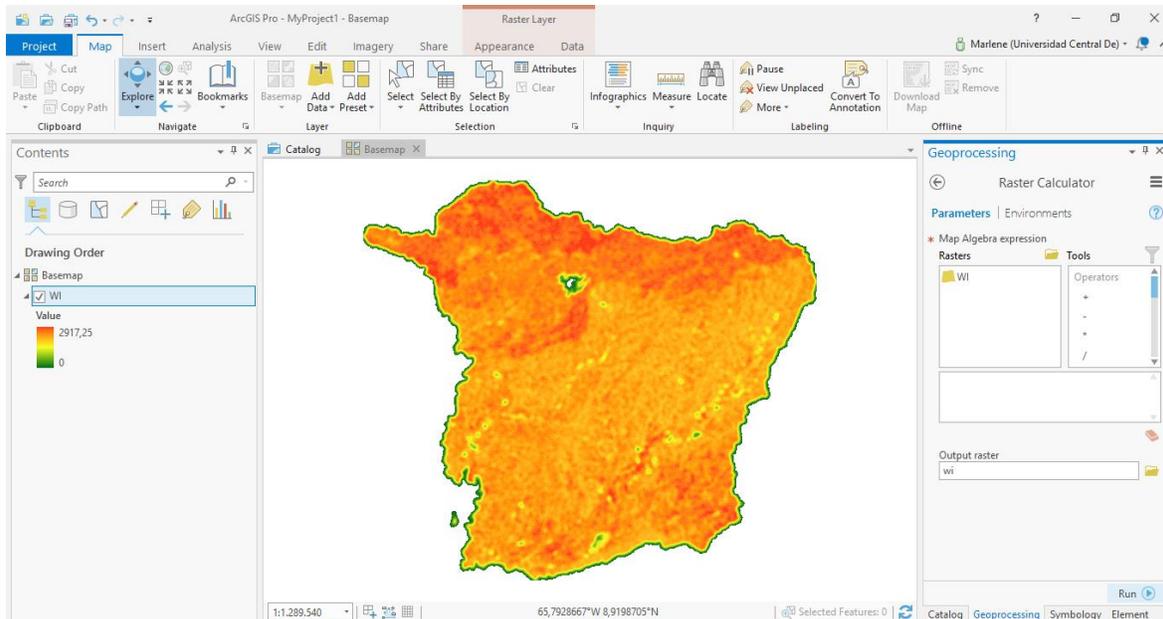


Figura 34. Atributo topográfico secundario WI, escritorio de ArcGis donde se observa el MED resultado del cálculo, siendo rojo valores altos y verde los bajo, se agrega el cuadro de operación.

3.3.1.8 Índice de Poder de la Corriente (“*Stream Power Index*”)

Se define como la tasa de consumo de la energía potencial producida por corrientes de agua (Wilson y Gallant, 2000). El análisis se basa en una predicción de la tasa de incisión en el lecho de roca como una función de la potencia de la corriente (Finlayson *et al.*, 2002; Tucker y Whipple, 2002):

$$e' = k A_s^m S^n$$

donde e' es la tasa de incisión local, A_s es el área de acumulación, S es la pendiente local, m , n son constantes (Howard y Kerby, 1983; Whipple y Tucker, 1999) y el parámetro k está relacionado a la litología, roca sedimentaria= 2 (más susceptible a la erosión); metamórfica=0.6 e ígnea =0.3 (menos susceptible a la erosión). Esta expresión mide la

potencia erosiva de la corriente de agua basado en el supuesto que la descarga (caudal) (q) es proporcional al área de la cuenca específica, aunado a esto, las unidades de medida se entiende que son vatios por hablar de potencial de energía, sin embargo, se calculan con los valores de potencia del flujo relativo, centrándonos en el patrón que forman a lo largo de un perfil de canal o en la topografía (Finlayson y Montgomery, 2003; Golden y Springer, 2006; Perez-Pena et al., 2009).

Por otra parte, se modifica la ecuación principal con el propósito de incorporar las variaciones espaciales en la tasa de precipitación (P) y estudiar su influencia sobre el índice de erosión obteniendo la siguiente ecuación:

$$e'_p = \sum (A_p P)^m S^n$$

donde A_p es el área de cada píxel y el símbolo de sumatoria implica que se ha tomado la suma de las precipitaciones sobre cada píxel dentro de la cuenca. Bermúdez et al., (2012) denomina e'_p al índice de erosión con precipitación.

En cuanto a los valores de m y n a ser usados en las ecuaciones anteriores, varían dependiendo de la forma en que son controladas las tasas de incisión de los ríos, derivándose así las siguientes expresiones, según (Howard y Kerby, 1983; Whipple y Tucker, 1999):

❖ Poder de la corriente Total (“*Total Stream Power*”) (TSP)

$m = n = 1$, la incisión del canal es controlada por la potencia del flujo. $TSP = kA_s S$

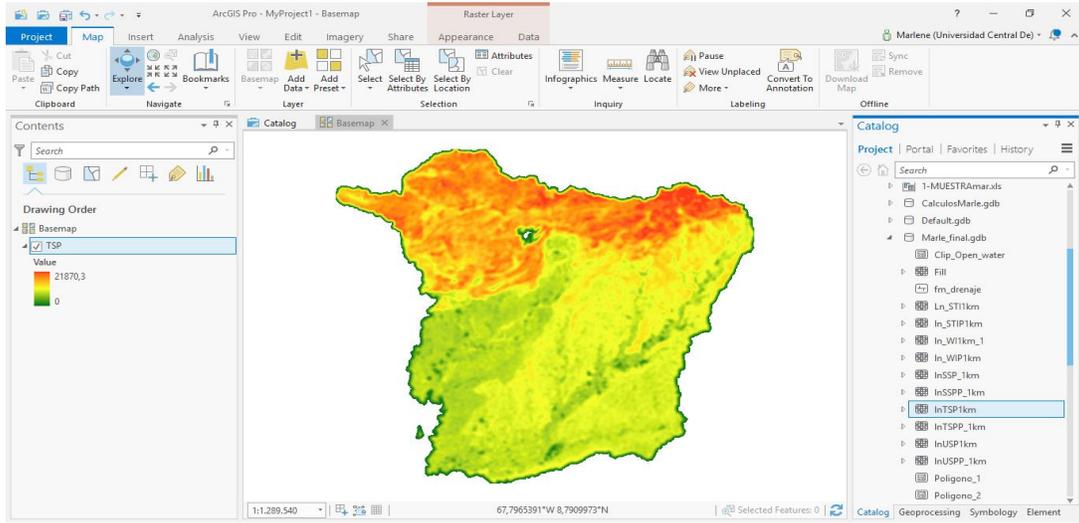


Figura 35. Stream Power Index, Total Stream Power (TSP), escritorio de *ArcGis* donde se observa el MED resultado del cálculo, siendo rojo los valores altos y verde los bajos.

❖ Poder de la corriente Unitario (“*Unit Stream Power*”) (USP)

$m=1/2$, $n=1$, En este caso la incisión del canal no solamente es controlada por la potencia flujo de agua, sino también por la unidad del ancho del canal. $USP = k\sqrt{A_s}S$

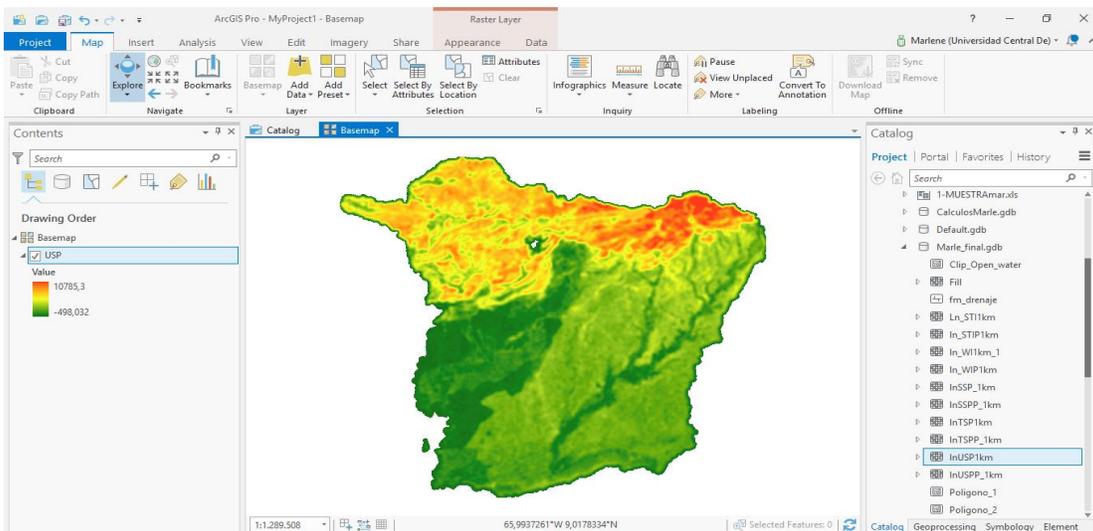


Figura 36. Stream Power Index, Unit Stream Power (USP), escritorio de *ArcGis* donde se observa el MED resultado del cálculo, siendo rojo los valores altos y verde los bajos.

❖ Poder de la Corriente por Cizalla (“*Shear Stream Power*”) (SSP)

$m=1/2$, $n=2/3$, Por último, este cálculo indica que la incisión en un canal, es controlada por la potencia que existe de la cizalla sobre el caudal. $SSP = k \sqrt{As}^3 \sqrt{s^2}$

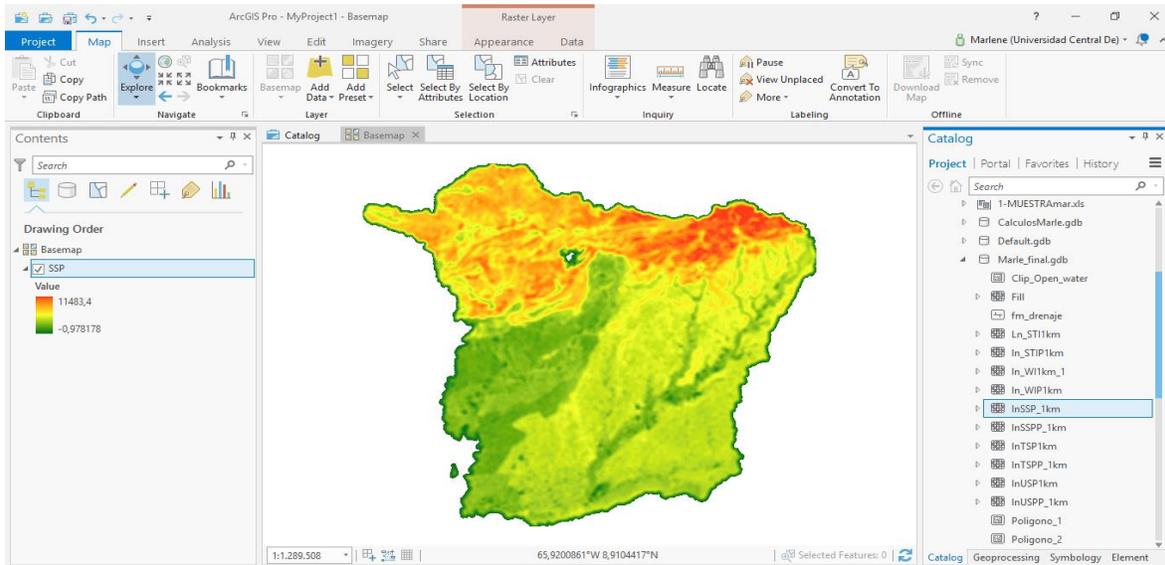


Figura 37. Stream Power Index, Shear Stream Power (SSP), escritorio de *ArcGis* donde se observa el MED resultado del cálculo, siendo rojo los valores altos y verde los bajos.

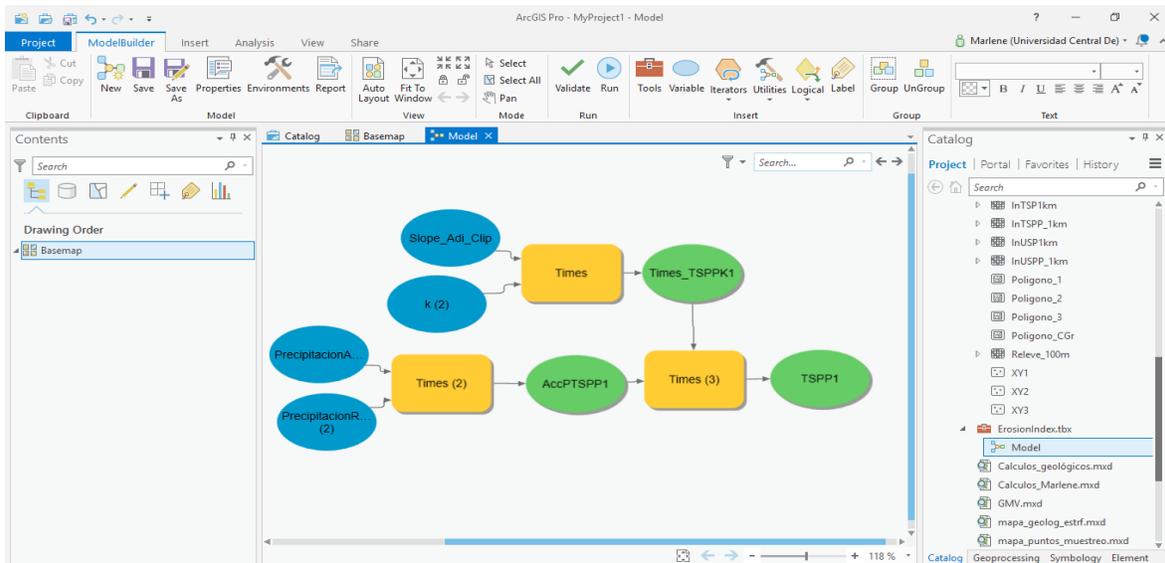


Figura 38. Escritorio de *ArcGis*, ToolBox creada para ModelBuilder, donde se realiza la automatización de la ecuación de Erosion Index.

3.3.2 Integral hipsométrica

La integral hipsométrica, es un parámetro geomorfológico que se clasifica según las etapas geológicas de desarrollo de una cuenca; indicando el estado de erosión de la misma ocasionado por procesos hidrológicos y factores de degradación de la tierra. (Strahler, 1952; Hurtrez et al. 1999b; Bishop et al., 2002)

Continuando con lo expresado anteriormente, la integral hipsométrica es el área bajo la curva, según, Strahler (1952), se dividen los posibles resultados en tres tipos, (A) indica una etapa de juventud o desequilibrio de la cuenca, (B) etapa de equilibrio y (C) etapa de vejez de la cuenca. (Figura 42)

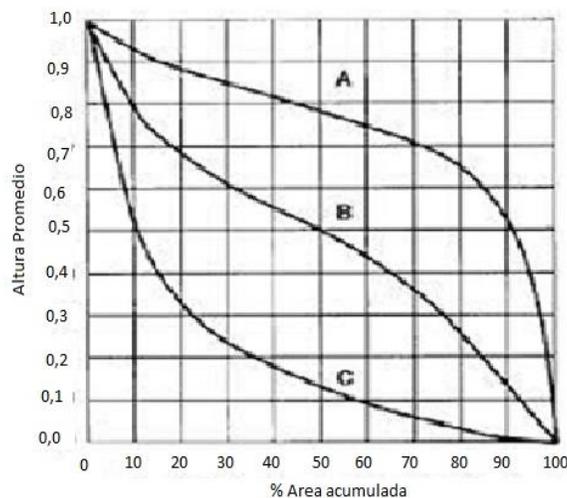


Figura 39. Curva Hipsométrica, indicando las etapas de una cuenca según estados de erosión. Tomado y modificado de O. Smgh y A. Sarangi (2008), original de Strahler (1952).

La obtención de esta gráfica fue realizada a través del programa ArcGisPro y la aplicación Microsoft Excel, en el programa se utilizó el MED de la zona de estudio, dividiéndola en sub-cuencas, se reclasifica en 20 intervalos los valores del raster mediante la herramienta reclassify, obteniendo la figura 43, se continua con el uso de la herramienta zonal statistics as a table, obteniendo una tabla con los valores estadísticos del raster (Figura 44), la tabla obtenida se exporta a la aplicación Microsoft Excel, se realiza el promedio de las cotas máximas y mínimas obtenidas para cada intervalo, el área se le realiza una conversión

de m^2 a km^2 y se obtiene el % acumulado; para la gráfica final se utiliza el promedio de alturas y el % acumulado del área.

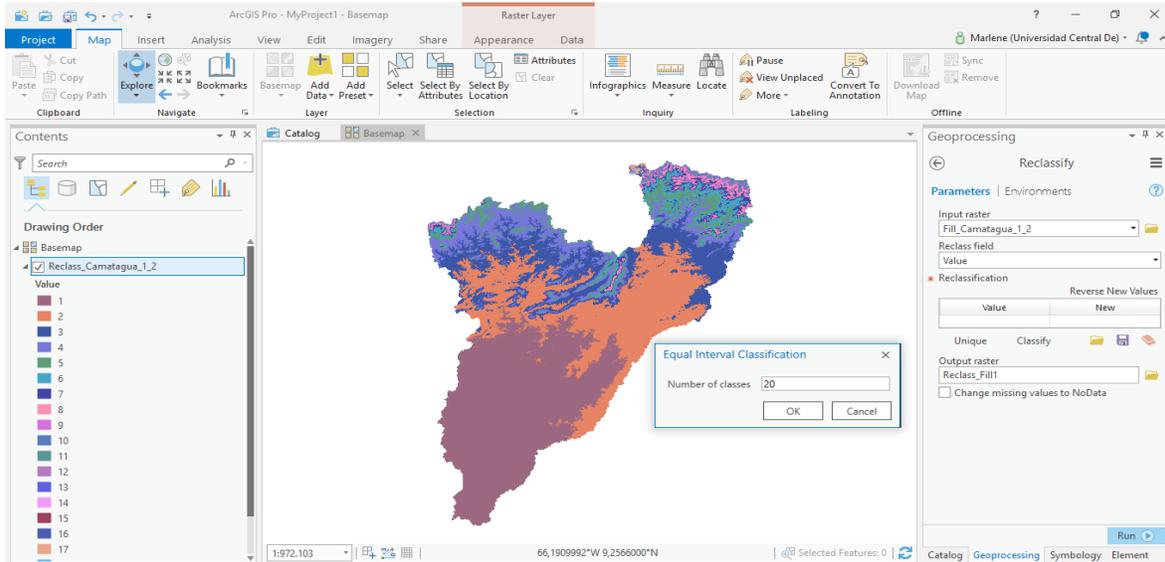


Figura 40. Herramienta Reclassify, escritorio *ArcgisPro* donde se observa el MED de resultado y el cuadro de operaciones.

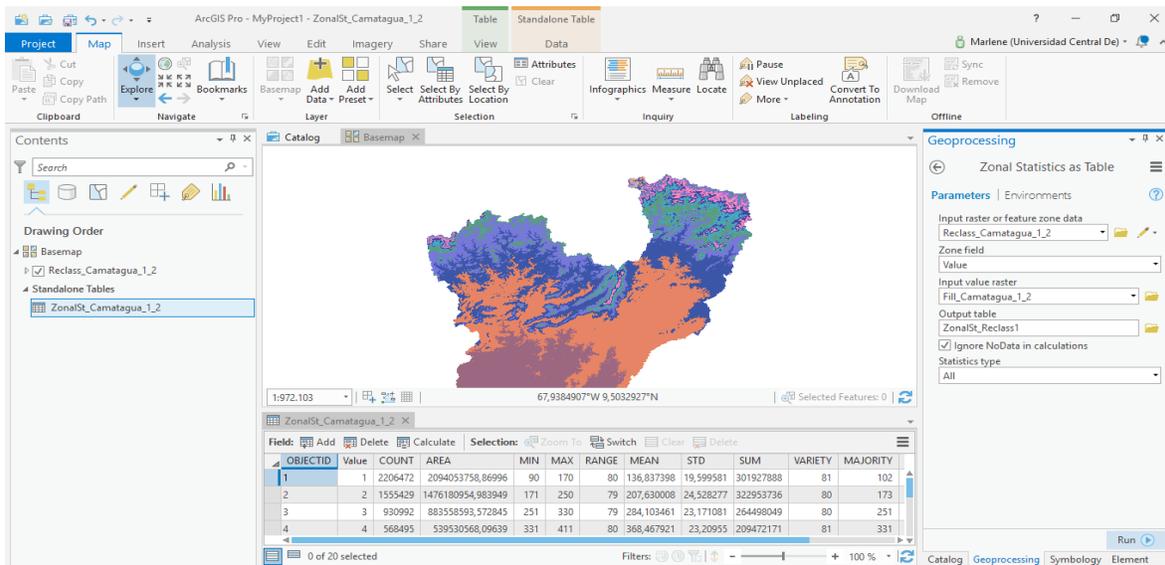


Figura 41. Herramienta Zonal Statistics as Table, escritorio *ArcgisPro* donde se observa la tabla de resultado y el cuadro de operaciones.

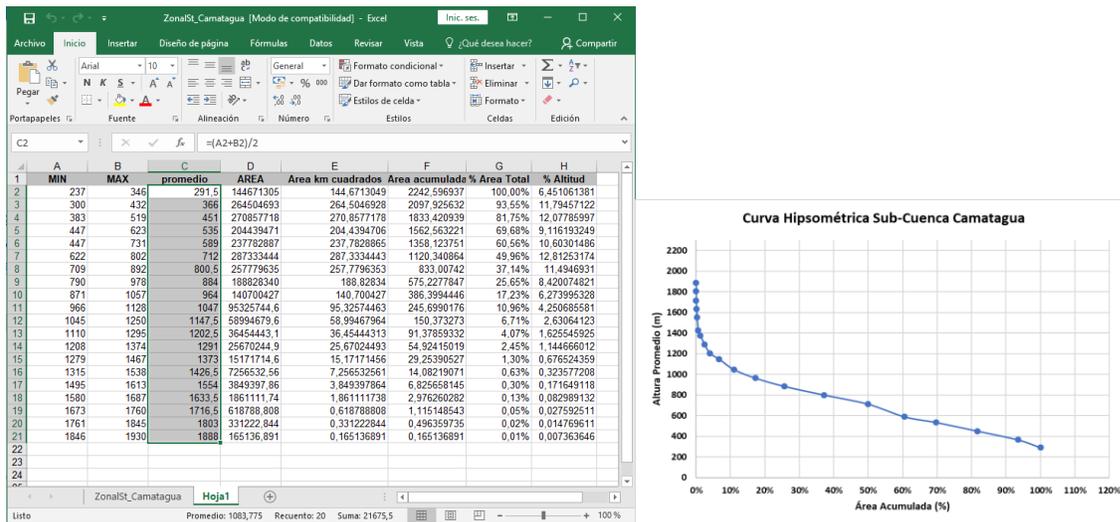


Figura 42. Export table a Excel, resultado de la tabla, posterior cálculo del área a km² y el promedio de cota, se finaliza con la obtención de la curva, Altura promedio vs Área acumulada %.

Llegados a este punto, se finaliza con la obtención del cálculo de la integral hipsométrica, mediante la fórmula de Pike y Wilson, 1971, Donde expresa que, E es la relación elevación - relieve equivalente a la integral hipsométrica (H_i), E_{max} y E_{min} son las elevaciones mínimas y máximas de las subcuencas, y \bar{E} es la elevación media de la cuenca.

$$E \approx H_i = \frac{(\bar{E} - E_{min})}{(E_{max} - E_{min})}$$

Los valores obtenidos de esta fórmula, son empleados también como indicadores del ciclo de erosión, una cuenca en etapa de vejez se encontraría con valores menores o iguales a 0,3; en etapa de madurez o equilibrio los valores variarían de 0,3 a 0,6 y finalizando la cuenca presentaría un estado de juventud o desequilibrio, si los valores son mayores a 0,6 (Strahler, 1952).

3.3.3 Energía sísmica

Gutenberg y Richter (1956), desarrollaron una relación entre la magnitud y la energía sísmica, siendo, $E_s = 10^{(4.8 + 1.5M)}$, en unidades Joules, para así obtener el valor de energía; es necesario tener en cuenta que “E no es la energía intrínseca total del terremoto, transferida

desde fuentes como la energía gravitacional o a sumideros como la energía térmica. Es solo la cantidad irradiada por el terremoto como las ondas sísmicas, que debe ser una pequeña fracción de la energía total transferida durante el proceso del terremoto.”(BGS,UK, 2017)

La energía sísmica es obtenida de sustituir los valores de magnitud de la base de datos de FUNVISIS 1911-2016, con ayuda del programa *ArcGis Pro*, se ubicaron los puntos donde hubo sismos en un mapa de Venezuela y se extrajeron los que estaban ubicados en la zona de estudio, se realizó la interpolación y finalmente se obtuvo el focal statistics con un radio de 5 km.

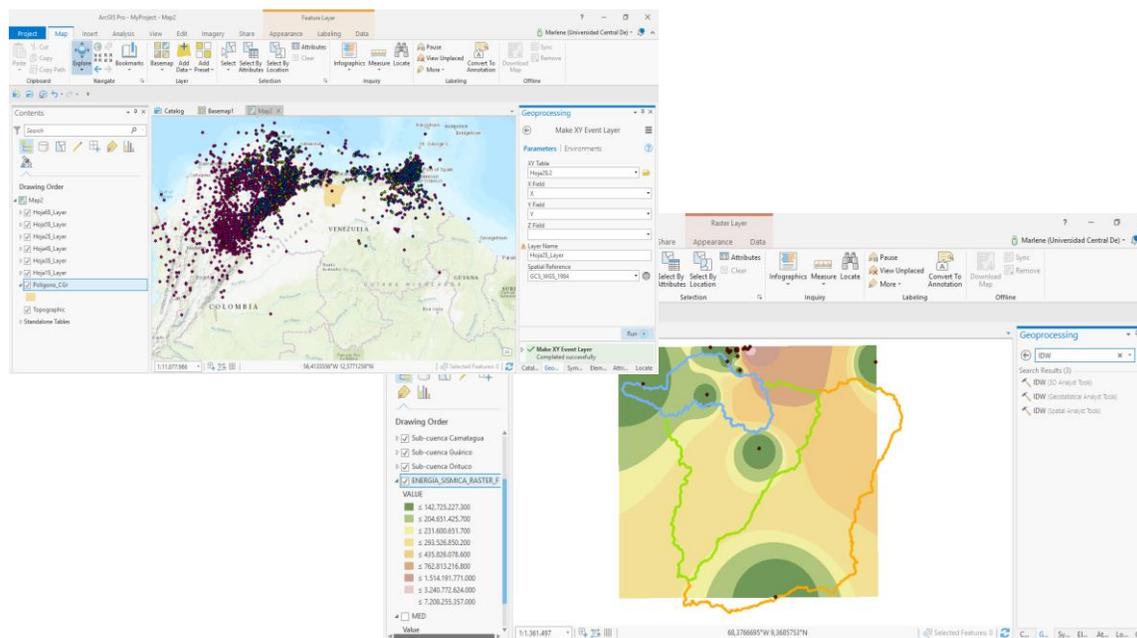


Figura 43. Ubicación de los sismos en el territorio nacional, usando el programa *ArcGis Pro*. Base de datos FUNVISIS (1911-2016), Interpolación de la energía sísmica de la zona de estudio.

3.3.4 Dimensión Fractal

Fractal, es una figura calificada como semi geométrica formada por componentes infinitos; su principal característica es que, la apariencia y distribución estadística no varía aun cuando se modifique la escala (Mandelbort, 1977). Teniendo claro esto, se puede decir que la dimensión fractal, es la relación existente entre la longitud y la escala a la que se mide

un objeto, expresado: $D \approx \text{Log}(L)/\text{Log}(r)$, este parámetro estadístico se utiliza para caracterizar la complejidad de una curva o una superficie; indicando el nivel de segmentación de un objeto, utilizando una dimensión no entera, describiendo así en qué medida se llena el espacio en el plano de la línea, alcanzando valores en el intervalo abierto (1, 2). (Hausdorff, 1919 en Mandelbrot, 2003; Baas, 2002; Tichý, 2012)

El término "fractal" implica que un objeto o patrón tiene propiedades auto-similares o auto-afines. Auto-similar significa que las partes de un objeto son idénticas al todo, y auto-afín significa que las partes de un objeto se parecen sistemáticamente a las versiones aplastadas o estiradas del todo. Horton (1945) y Strahler (1957) notaron relaciones de escala distintivas entre varios parámetros morfométricos de la cuenca de drenaje. En consecuencia, la dimensión fractal del paisaje podría proporcionar el posible vínculo entre el proceso y la forma, como tal, permitiendo la comprensión de la importancia relativa del clima, a través de procesos fluviales y en pendientes, tipo de roca, estructuras geológicas y el tectonismo vertical en la evolución del paisaje. (Lifton, N. y Chase, C., 1992; McNamara, J. et al. 1998; Donadio, C. et al. 2014)

Profundizando en esta relación, se puede llegar a analizar el resultado de Dimensión fractal (D), en dos secciones, la parte entera del valor D indica los procesos primarios (es decir, forma recta debido a la tectónica), mientras que la parte decimal indica los secundarios (es decir, forma irregular debido a la erosión del canal). A causa de que la actividad tectónica tiende a ocurrir en pulsos y actuar en escalas de tiempo más largas que la erosión (que a menudo se concentra espacialmente), si la tectónica no está activa, una dimensión fractal baja probablemente esté relacionada con la presencia de un paisaje heredado estructurado por eventos tectónicos, por el contrario, una dimensión fractal alta sugiere procesos de erosión intensos. (Phillips, J. 1993; Donadio, C. et al. 2014; Kim, J. y Jung, K. 2014; Nichersu, I. et al. 2016; Diaconu, D. et al. 2017;)

Con respecto al cálculo de la dimensión fractal, se utilizó el programa ImageJ, el pluggins FracLac, mediante el método de box counting, también conocido como dimensión Minkowski, en esencia, se colocan varias cuadrículas de calibre decreciente (tamaño de caja) sobre una imagen y se cuenta el número de cajas que contienen píxeles para cada cuadrícula, los cuadros que contienen píxeles corresponden a la cantidad de partes o detalles, (FracLac, 2004).

En definitiva, el primer paso que se realizó para proceder al cálculo, fue abrir el documento con la imagen Tif en blanco y negro (Figura 43), en plugins (barra menú de *ImageJ*) se accedió a FracLac, luego en la opción BC (Barra FracLac), se colocan los datos del escaneo, el tamaño de la cuadrícula, la cual se dejó que el programa lo calculase automáticamente, colocando 0 para tamaño min y máx del pixel; el número G, número de posiciones en la cuadrícula, es recomendable que esté entre 4-12 para equilibrar el muestreo con el procesamiento, en este estudio se utilizó 12 y se finalizó con las opciones gráficas, se eligió como opción que se observara la cuadrícula. Finalizando el proceso, después de ser aceptadas todos los parámetros, se realiza el escaneo (opción Scan) y se obtiene así el resultado, el proceso se puede observar en las siguientes figuras.

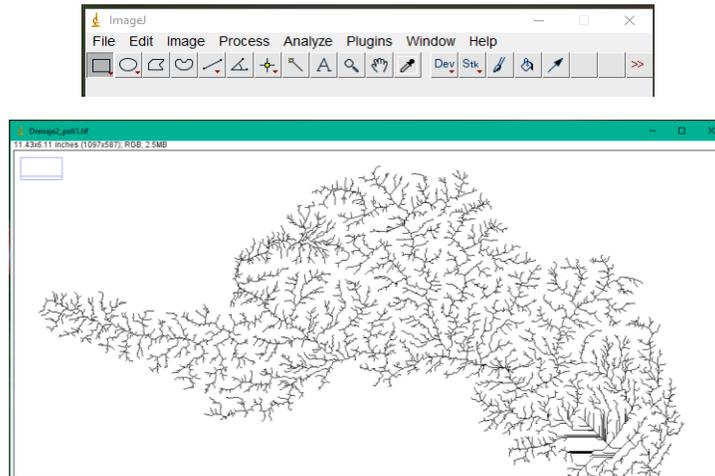


Figura 44. Barra menú del programa *ImageJ* e imagen del drenaje de la cuenca de estudio en formato Tif, blanco y negro.

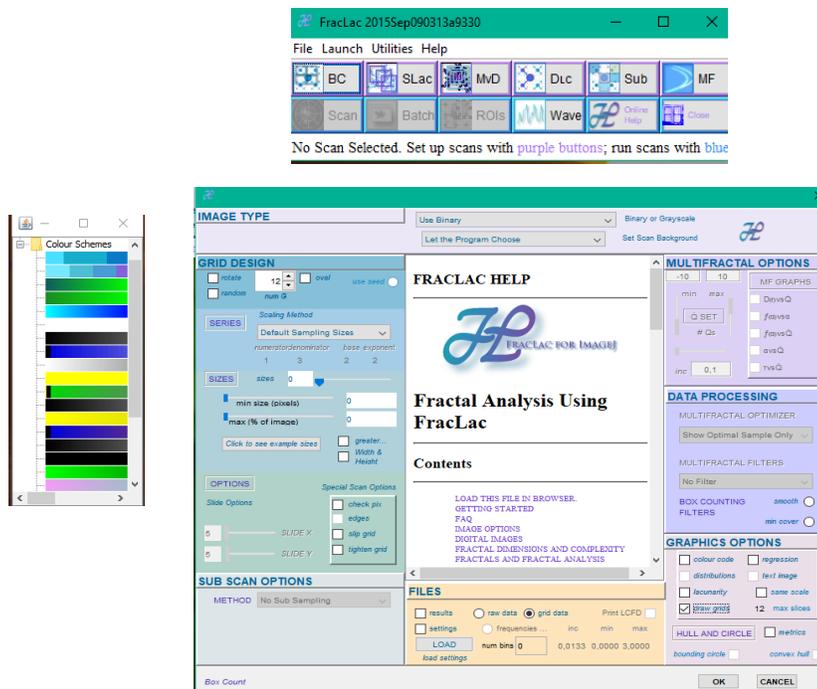


Figura 45. Barra menú del plugins Fraclac, la paleta de Colores para la imagen y el cuadro de parámetros del cálculo.

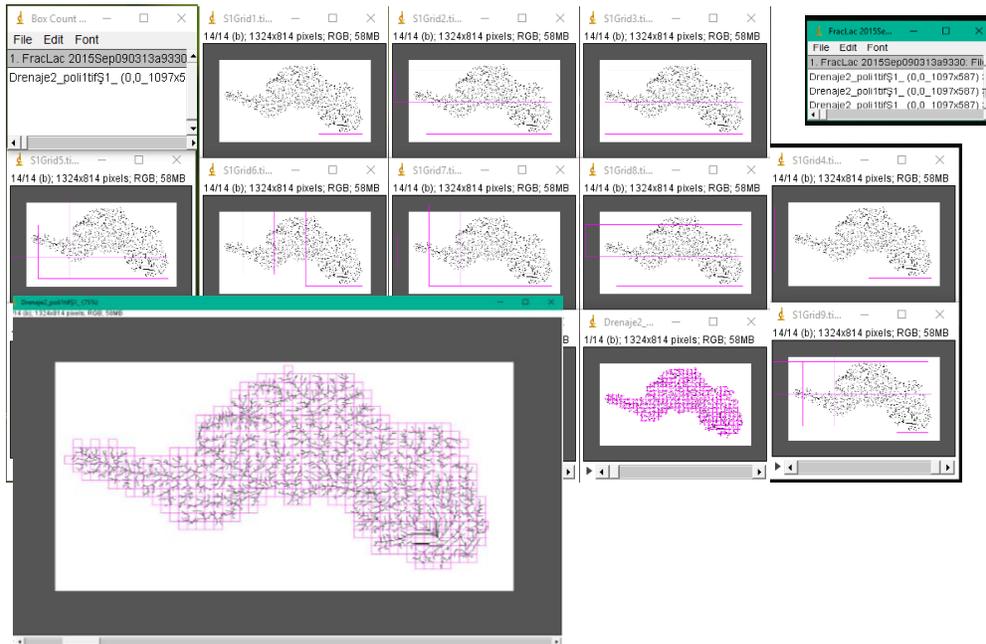


Figura 46. Resultados, ventanas de las diferentes cuadrículas obtenidas según pixel, Zoom de una ventana, donde se observa la cuadrícula formada por el programa y dos ventanas de datos.

3.4 Estudio del coeficiente de correlación de Pearson

La utilización de métodos estadísticos en la geología no es un tema nuevo, sin embargo, es un mundo que decidimos explorar, al emplear la correlación de Pearson para comparar una serie de datos que representan clima, relieve y tectónica, así dilucidar cuál de ellos interviene en el proceso de modelado del relieve.

Esta correlación consiste en la creación de una tabla con las tres sub-cuencas para cada fila del cuadro y las columnas se conformarán por los datos obtenidos de los cálculos de índices primarios, secundarios, precipitación, dimensión fractal, integral hipsométrica, tasas de erosión a largo plazo y energía sísmica (Figura 46); para cada columna la aplicación Excel

crea un resultado, basándose en la fórmula $r_{xy} = \frac{\sum Z_x Z_y}{N}$, donde utiliza los valores de fila y columnas, así obtener el resultado de correlación que se observa en la figura 47.

Sub-cuencas	h	TELP	TSP	USP	SSP	TSPP	USPP	SSPP	P	R1	R3	R5
Camatagua	670,9	0,1608	2,61E+08	5,66E+04	1,25E+05	6,14E+08	7,91E+04	1,34E+05	1,438	194,425	383,052	508,26
Guárico	260,292	0,1462	2,25E+08	3,73E+04	6,13E+04	4,07E+08	4,56E+04	9,67E+04	1,309	60,417	121,018	167,874
Orituco	219,638	0,1027	1,55E+08	2,87E+04	4,43E+04	2,57E+08	3,27E+04	8,16E+04	1,031	31,8	63,398	86,364

Figura 47. Ejemplo de distribución de los datos en la tabla. h: Elevación, TELP: Tasa de Erosión a Largo Plazo, TSP: Total Stream Power, USP: Unity Stream Power, SSP: Shear Stream Power, TSPP: Total Stream Power con Precipitación, USPP: Unity Stream Power con Precipitación, SSPP: Shear Stream Power con Precipitación, P: Precipitación, R1: Relieve 1km, R2: Relieve 2km, R3: Relieve 3km,

	h	TELP	TSP	USP	SSP	TSPP	USPP	SSPP	P	R1	R3	R5	WI	STCI	WIP	STCIP	Df	Hi	Es
h	1																		
TELP	0,75	1																	
TSP	0,81	1,00	1																
USP	0,98	0,88	0,92	1															
SSP	0,99	0,82	0,88	0,99	1														
TSPP	0,94	0,93	0,96	0,99	0,97	1													
USPP	0,98	0,86	0,91	1,00	1,00	0,99	1												
SSPP	0,98	0,87	0,91	1,00	1,00	0,99	1,00	1											
P	0,80	1,00	1,00	0,91	0,86	0,96	0,90	0,90	1										
R1	1,00	0,80	0,86	0,99	1,00	0,96	0,99	0,99	0,84	1									
R3	1,00	0,81	0,86	0,99	1,00	0,97	0,99	0,99	0,85	1,00	1								
R5	0,99	0,81	0,87	0,99	1,00	0,97	1,00	1,00	0,85	1,00	1,00	1							
WI	1,00	0,76	0,82	0,98	0,99	0,94	0,98	0,98	0,80	1,00	1,00	1,00	1						
STCI	-1,00	-0,76	-0,82	-0,98	-0,99	-0,94	-0,98	-0,98	-0,80	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	1					
WIP	0,91	0,96	0,98	0,98	0,95	1,00	0,97	0,97	0,98	0,94	0,94	0,95	0,91	-0,91	1				
STCIP	-0,94	-0,48	-0,57	-0,84	-0,89	-0,77	-0,86	-0,85	-0,55	-0,91	-0,91	-0,90	-0,94	0,94	-0,71	1			
Df	-0,98	-0,88	-0,92	-1,00	-1,00	-0,99	-1,00	-1,00	-0,91	-0,99	-0,99	-0,99	-0,98	0,98	-0,98	0,85	1		
Hi	1,00	0,73	0,80	0,97	0,99	0,93	0,98	0,97	0,78	0,99	0,99	0,99	1,00	-1,00	0,90	-0,95	-0,97	1	
Es	0,64	0,99	0,97	0,79	0,73	0,86	0,77	0,78	0,97	0,70	0,70	0,71	0,65	-0,65	0,90	-0,34	-0,79	0,62	1

Figura 48. Resultado de la correlación de Pearson, utilizando la herramienta de *Excel* del paquete office. h: Elevación, TELP: Tasa de Erosión a Largo Plazo, TSP: Total Stream Power, USP: Unity Stream Power, SSP: Shear Stream Power, TSPP: Total Stream Power con Precipitación, USPP: Unity Stream Power con Precipitación, SSPP: Shear Stream Power con Precipitación, P: Precipitación, R1: Relieve 1km, R2: Relieve 2km, R3: Relieve 3km, WI: Wetness Index, STCI: Sediment Transport Capacity Index, WIP: Wetness Index con Precipitación, STCIP: Sediment Transport Capacity Index con Precipitación, Df: Dimensión Fractal, Hi: Integral Hipsométrica, Es: Energía sísmica.

CAPITULO IV

4. RESULTADOS

4.1 Conversión de edades termocronológicas a tasas de erosión

El estudio se basó en la utilización de las edades obtenidas mediante análisis termocronológico por huellas de fisión (Tabla 1), estos datos fueron convertidos en tasas de erosión, obteniendo que los valores con mayor tasa de erosión es la sub-cuenca de Camatagua con $0,1608 \pm 0,0674$ km/Ma, seguido por la sub-cuenca Guárico $0,1462 \pm 0,0635$ km/Ma y finalizando con la sub-cuenca Orituco $0,1027 \pm 0,0600$ km/Ma (Tabla 2).

Aunado a esto se realizó para el área de estudio el gráfico de relación edad-elevación (Figura 49), se colocó en el eje de las abscisas los valores de las edades y en el eje de las ordenadas las alturas donde se tomaron las muestras. La pendiente es una estimación de la tasa de exhumación.

Tabla 1. Edades por trazas de fisión en circones detríticos en las tres subcuencas analizadas circundantes al río Guárico.

Subcuencas	n	Rango de edades (Ma)	Dispersión (%)	Edad central (Ma) \pm 1SE	Paleoceno-Eoceno	Cretácico	Jurásico	Pérmico-Triásico
Camatagua	69	29,3-302,5	35,1	$88,0 \pm 4,7$	$57,7 \pm 3,3$ (19)	$96,3 \pm 7,9$ (44)		$250,6 \pm 29,2$ (6)
Guárico	54	39,9-344,2	37,4	$101,4 \pm 6,8$	$64,3 \pm 5,9$ (14)	$107,9 \pm 7,3$ (34)		$259,6 \pm 40,2$ (6)
Orituco	73	43,2-466,2	44,8	$123,7 \pm 8,1$	$56,0 \pm 12,1$ (5)	$84,7 \pm 10,7$ (20)	$145,2 \pm 12,4$ (35)	$304,2 \pm 46,8$ (13)

Nota: n = es el número total de granos analizados; las edades para cada población fueron discriminadas por BINOMFIT ± 2 SE. Las muestras fueron analizadas usando un microscopio óptico de 1250x con objetivo secos (100x objetivo, 1,25 factor de amplificación del tubo, 10x oculares) usando un factor $Z=174,2 \pm 3,11$

Tabla 2. Tasas de erosión a largo plazo obtenidas a partir de las edades por trazas de fisión empleando Age2edot.

Sub-cuencas	Tasa de erosión km/Ma	Desviación estándar
Camatagua	0,1608	0,0674
Guárico	0,1462	0,0635
Orituco	0,1027	0,0600

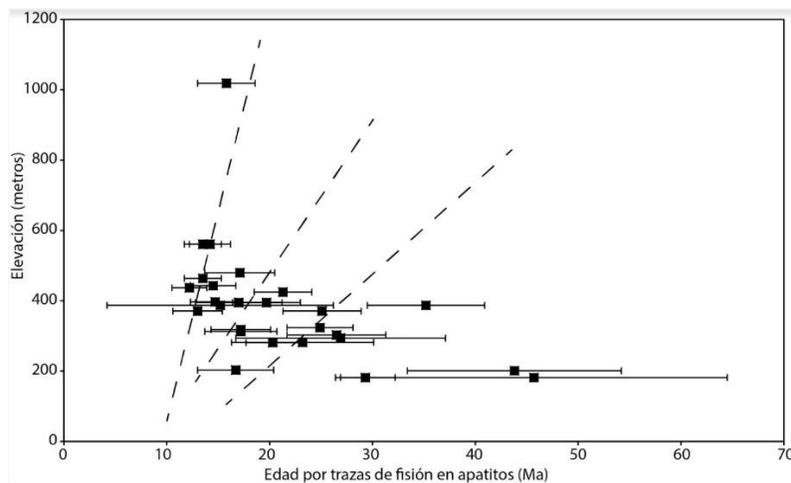


Figura 49. Relaciones edad-elevación para la zona de estudio, para cada punto el eje x corresponde a la edad por trazas de fisión en apatitos, el eje y corresponde a la altura de la muestra. Realizada a partir de datos de Pérez de Armas, (2005); y Sisson *et al.*, (2005).

4.2 Parámetros morfométricos de las cuencas

4.2.1 Geomorfología Cuantitativa

El estudio de las sub-cuencas mediante métodos cuantitativos, usando el Programa *ArcGISPro*, ayudó a cubrir extensas áreas, facilitando así el análisis; evidencia de esto se puede observar en las tres sub-cuencas con áreas que van desde Camatagua con 2243,57 km², Guárico 5775,83 km² y finalizando con Orituco la de mayor extensión 8901,26 km². El análisis de estas sub-cuencas nos muestra un abanico de resultados, comenzando por los índices primarios, donde Camatagua presenta valores mayores, con un promedio de relieve geofísico para radios de 1km, 3km y 5km, obteniendo 194,425±100,028 m; 383,052±

176,071 m; $508,260 \pm 215,103$ m respectivamente, con pendientes de $15,503^\circ$ y elevación de 670,900 m; bastante acertado el resultado, si tomamos en cuenta que su ubicación es piemontina, específicamente de la Serranía del Interior Central a la altura del Embalse de Camatagua, en el estado Aragua; en cambio las de Guárico y Orituco, tienden a ser relieves planos, desde el pie de monte al llano de Guárico, observándose en los bajos valores del relieve geofísico $60,417 \pm 72,012$ y $31,800 \pm 54,616$ para radios de 1km, continuando con pendientes de $5,59^\circ$ y $3,24^\circ$, y elevaciones de 260,292 m y 219, 638 m respectivamente.(Tabla 3)

Así mismo se calcularon los atributos secundarios de dos formas, en la primera no toma en cuenta el peso de las precipitaciones y en la segunda forma se realizó con esos valores, para observar si existen diferencias considerables; comenzando con el atributo Wetness Index, indicándonos que la tendencia de la sub-cuenca de Camatagua a ser saturada, debido al área de contribución y características de las pendientes locales, es mayor con respecto a las sub-cuencas de Guárico y Orituco, obteniendo de mayor a menor los siguientes valores: $9,428 \times 10^3$; $8,786 \times 10^3$ y $8,710 \times 10^3$. Al agregarle el peso de las precipitaciones, tomado de los datos satelitales TRMM de la NASA procesado por Bookhagen (2010), se mantiene la tendencia de mayor a menor, sin embargo, los valores aumentan 0,139 puntos para Camatagua que posee mayores valores de precipitación; en el caso de las otras dos sub-cuencas disminuyen 0,032 y 0,739 puntos respectivamente, teniendo en cuenta también que sus valores de precipitación son menores.

Por otra parte el atributo Sediment Transport Capacity Index, nos indica que los mayores valores se encuentran en la Sub-cuenca Orituco, seguido de Guárico y por último Camatagua, mostrando la posibilidad de transporte que tiene la zona del llano y el ancho del caudal del drenaje en el área; al aplicarle el peso de la precipitación se mantiene el orden y aumentan los valores 0,834; 1,907 y 0,322 puntos correspondientemente; teniendo presente que este aumento diferencial de cada sub-cuenca coincide con los valores de precipitación, estos resultados se pueden observar en la tabla 4.

Se finaliza esta sección de cálculos con la obtención de los índices de erosión, al obtener los resultados se aprecia que la sub-cuenca Camatagua es la que posee mayor tasa de incisión en la roca como función de la potencia de la corriente, al profundizar en los valores, se puede decir que la incisión no es sólo controlada por la potencia del flujo del agua, sino también por la unidad del ancho del canal, USP, resultando a $5,655 \times 10^4 \pm 3,924 \times 10^4$ siendo esta la que posee mayores valores. Seguida de la incisión del canal, controlada por la potencia total del flujo, conocida como TSP, con $2,606 \times 10^8 \pm 8,658 \times 10^8$; finalizando con el índice de menores valores SSP, indicando que la incisión del canal no es controlada por la potencia de la cizalla sobre el caudal con valor de $1,250 \times 10^5 \pm 6,039 \times 10^4$.

A su vez, las sub-cuenca de Guárico y Orituco son las que exhiben cifras menores, siendo el SSP con $6,134 \times 10^4 \pm 5,194 \times 10^4$ y $4,428 \times 10^4 \pm 4,093 \times 10^4$ el mayor, esto nos señala que la incisión del canal, en esta zona de llanura, es controlada por la potencia de la cizalla que genera el caudal contra la roca. A su vez, con valores menores se encuentra el índice TSP con $2,246 \times 10^8 \pm 9,573 \times 10^8$ y $1,554 \times 10^8 \pm 6,781 \times 10^8$; mostrando que es baja la incisión controlada por la potencia total del flujo. (Tabla 5)

Así mismo los resultados obtenidos al pesar los valores de precipitación y coeficiente de erodabilidad (K), mantienen a la Sub-cuenca de Camatagua como la que posee mayores cifras, seguido de Guárico y Orituco, lo que nos indica que el coeficiente de erodabilidad y las precipitaciones no cambian los resultados en el sentido de orden de mayores a menores valores, por otra parte, se acota que las cifras del potencial de flujo son relativos, sin embargo, muestran resultados de marcada diferencia que se pueden observar a simple vista en las figuras obtenidas.

Tabla 3. Datos atributos primarios por sub-cuenca.

Sub-Cuenca	Area (km ²)	Pendiente		Elevación		Relieve 1 km		Relieve 3 km		Relieve 5 km	
		mean	sd	mean	sd	mean	sd	mean	sd	mean	Sd
Camatagua	2243,57	15,503	9,299	670,900	258,809	194,425	100,028	383,052	176,071	508,260	215,103
Guárico	5775,83	5,590	6,743	260,292	166,117	60,417	72,012	121,018	132,275	167,874	171,105
Orituco	8901,26	3,245	5,032	219,638	156,085	31,800	54,616	63,398	103,809	86,364	133,234

Tabla 4. Datos precipitación y atributos secundarios por sub-cuenca. K: Coeficiente de erodabilidad, WI: Wetness Index, WIP: Wetness Index con Precipitación, STCI: Sediment Transport Capacity Index, STCIP: Sediment Transport Capacity Index con Precipitación.

Sub-Cuenca	Precipitación		K		WI		WIP		STCI		STCIP	
	mean	sd	mean	Sd	mean	sd	mean	Sd	mean	sd	mean	sd
Camatagua	1,438	0,314	0,784	0,461	9,428x10 ³	1,431x10 ³	9,567x10 ³	1,523x10 ³	1,619x10 ⁹	6,207x10 ⁹	2,453x10 ⁹	9,290x10 ⁹
Guárico	1,309	0,252	1,097	0,596	8,786x10 ³	1,139x10 ³	8,754x10 ³	1,360x10 ³	5,006x10 ⁹	2,121x10 ¹⁰	6,913x10 ⁹	2,912x10 ¹⁰
Orituco	1,031	0,273	1,786	0,426	8,710x10 ³	9,91x10 ²	7,971x10 ³	1,390x10 ³	5,394x10 ⁹	2,442x10 ¹⁰	5,716x10 ⁹	2,562x10 ¹⁰

Tabla 5. Datos índices de erosión por sub-cuenca y con precipitación. USP: Unit Stream Power, TSP: Total Stream Power, SSP: Shear Stream Power, USPP: Unit Stream Power con Precipitación, TSPP: Total Stream Power con Precipitación, SSPP: Shear Stream Power con Precipitación.

Sub-Cuenca	USP		TSP		SSP		USPP		TSPP		SSPP	
	mean	sd										
Camatagua	5,655x10 ⁴	3,924x10 ⁴	2,606x10 ⁸	8,658x10 ⁸	1,250x10 ⁵	6,039x10 ⁴	7,913x10 ⁴	5,908x10 ⁴	6,144x10 ⁸	2,513x10 ⁹	1,340x10 ⁵	1,128x10 ⁵
Guárico	3,725x10 ⁴	3,259x10 ⁴	2,246x10 ⁸	9,573x10 ⁸	6,134x10 ⁴	5,194x10 ⁴	4,557x10 ⁴	5,250x10 ⁴	4,071x10 ⁸	1,580x10 ⁹	9,665x10 ⁴	9,828x10 ⁴
Orituco	2,870x10 ⁴	3,560x10 ⁴	1,554x10 ⁸	6,781x10 ⁸	4,428x10 ⁴	4,093x10 ⁴	3,266x10 ⁴	5,383x10 ⁴	2,572x10 ⁸	1,101x10 ⁹	8,157x10 ⁴	9,064x10 ⁴

Mapa Modelo Digital de Elevación

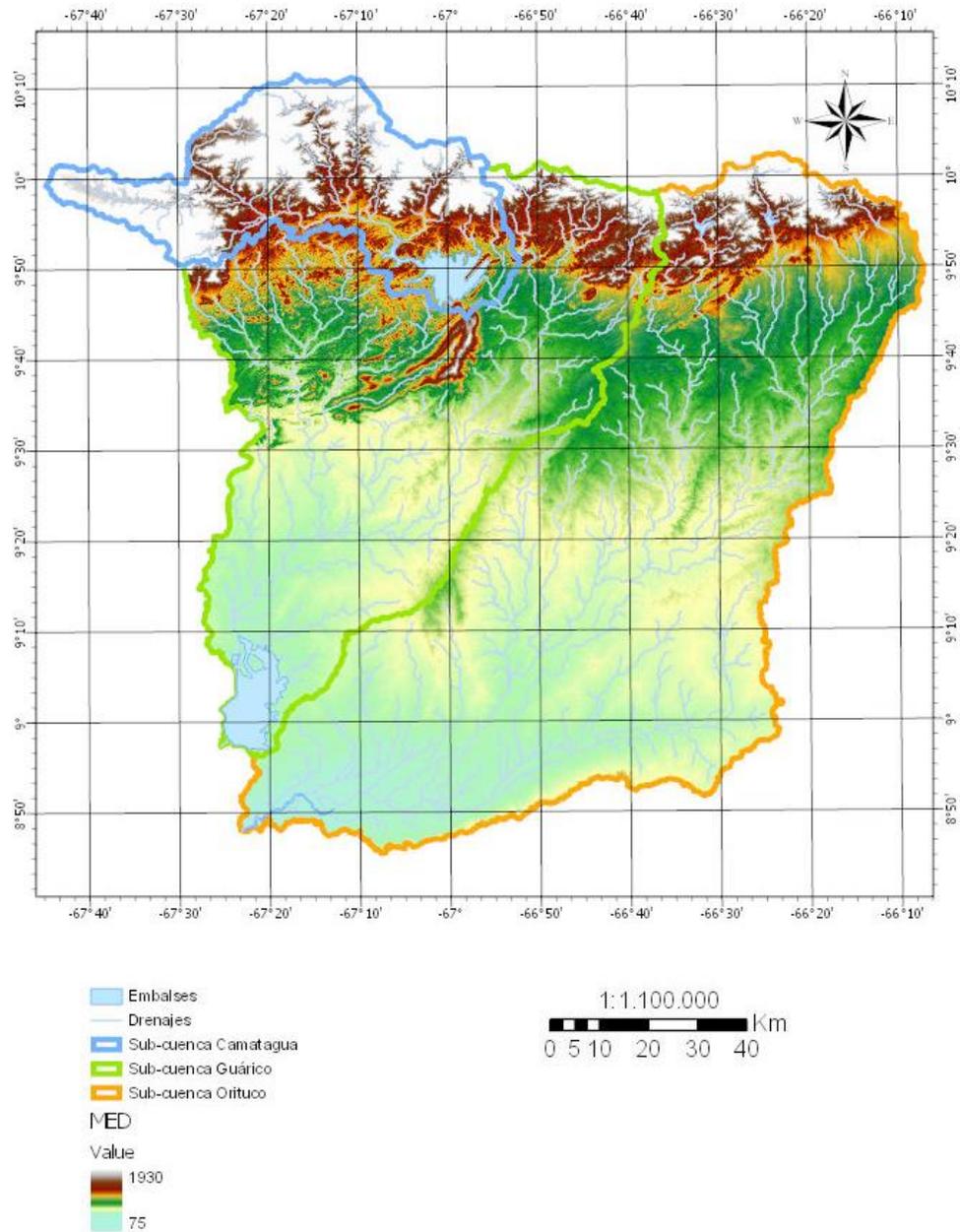


Figura 50. Mapa MED (Modelo Digital de Elevación) de la zona de estudio.

Índice de humedad relacionado con las escorrentías, en inglés Wetness Index, evidencia según la escala que se observa en el mapa, altos valores de este índice en la sub-cuenca Camatagua y menores a esta en la sub-cuenca Orituco. En la figura 51, al agregarle el peso de las precipitaciones se mantiene los valores en la Sub-cuenca Camatagua, sin embargo, es evidente la disminución del índice las sub-cuenca Camatagua y Orituco.

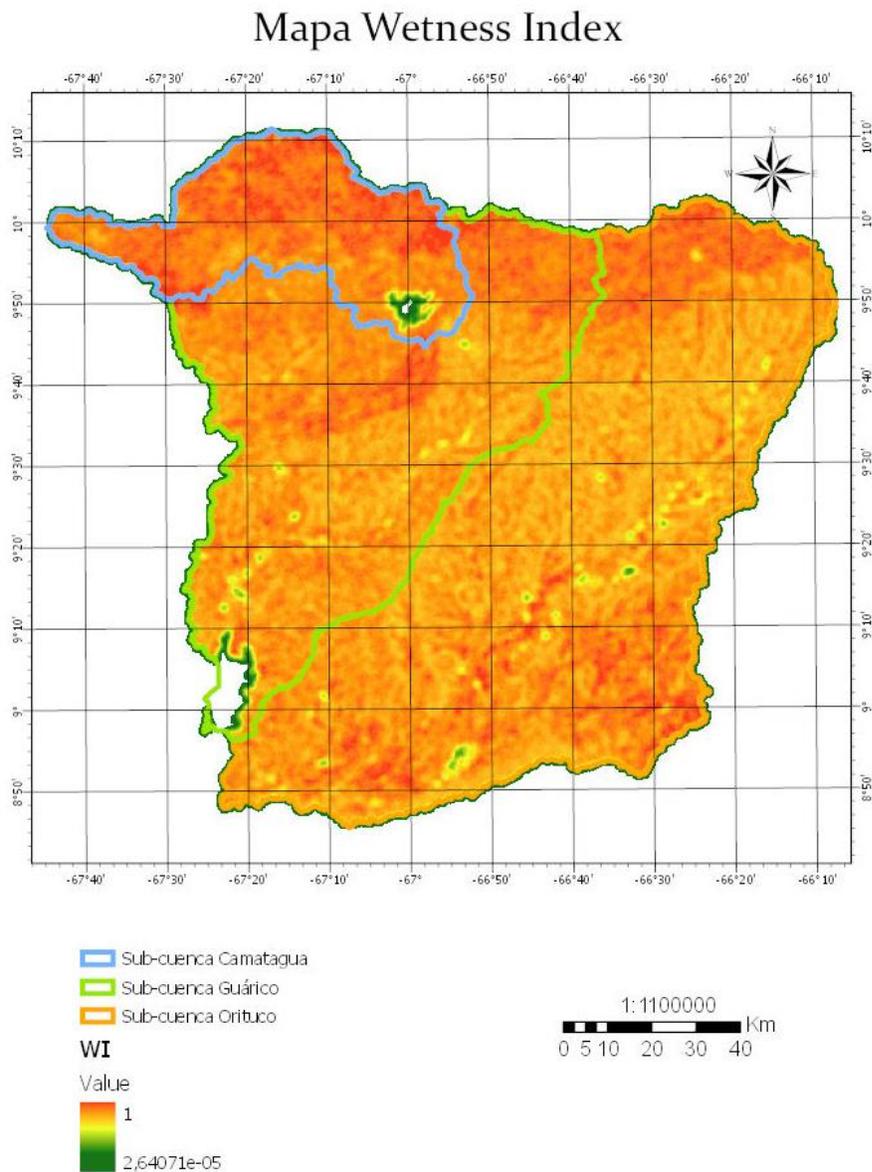


Figura 51. Mapa WI (Wetness Index) de la zona de estudio.

Mapa Wetness Index con Precipitación

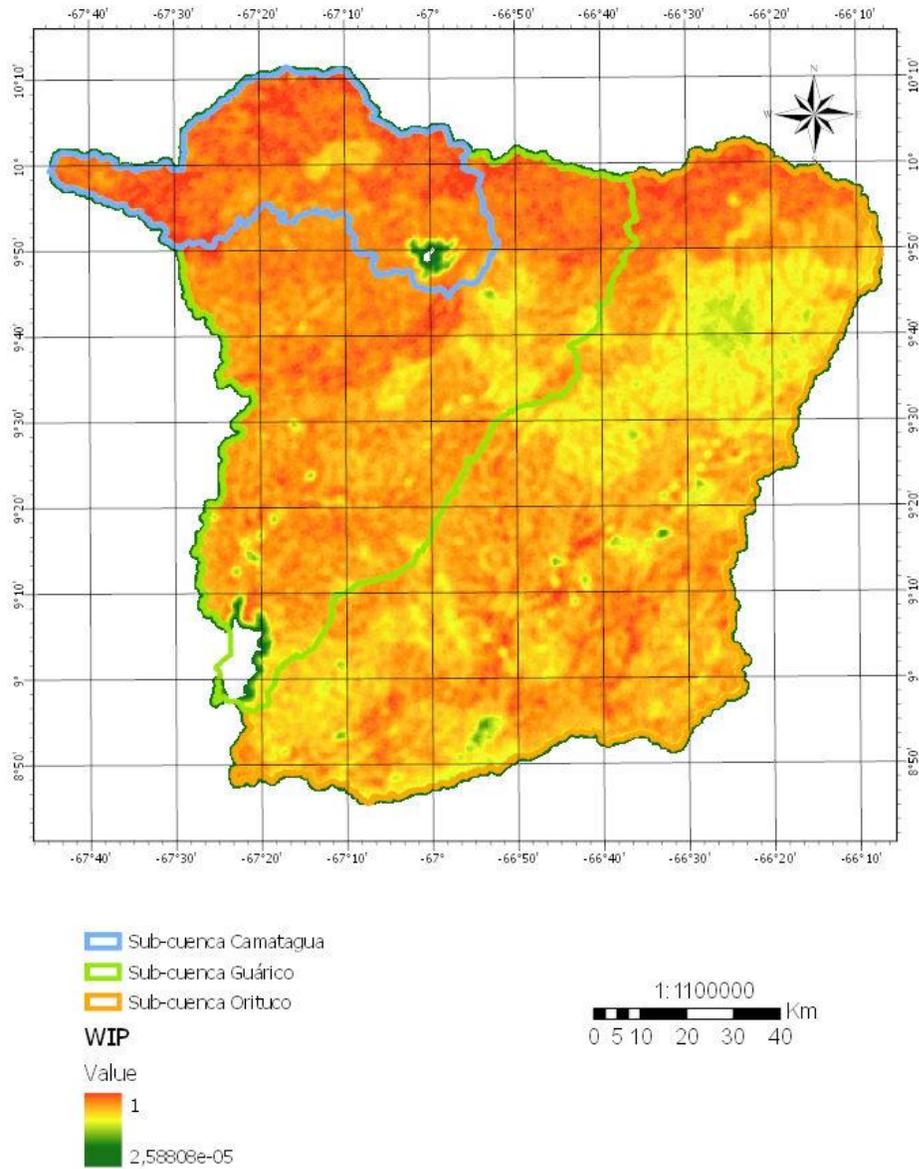


Figura 52. Mapa WIP (Wetness Index con Precipitación) de la zona de estudio.

Índice Capacidad de Transporte de Sedimento (STCI), muestra mayor transporte de sedimento en los drenajes que forman parte de las sub-cuencas Guárico y Orituco, y menor en la sub-cuenca Camatagua; al agregarle el peso de las precipitaciones (Figura 53) aumentan los valores, sin embargo, se mantiene el resultado.

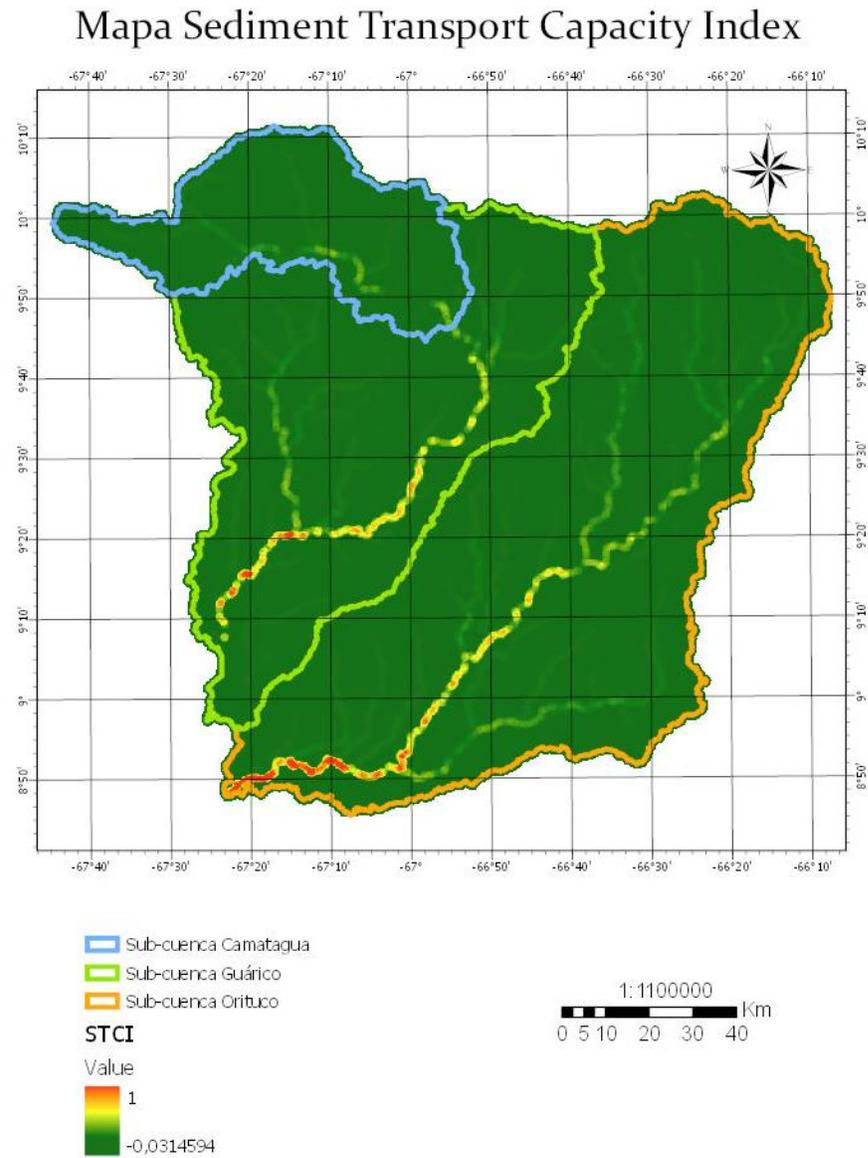


Figura 53. Mapa STCI (Sediment Transport Capacity Index) de la zona de estudio.

Mapa Sediment Transport Capacity Index con Precipitación



Figura 54. Mapa STCIP (Sediment Transport Capacity Index con Precipitación) de la zona de estudio.

Índice de erosión, Poder de la Corriente Unitario (USP), muestra según la figura 54, a pesar del evidente cúmulo de altos valores en la parte superior de la zona de estudio, es la sub-cuenca Camatagua la que posee mayor erosión; al agregarle el peso de las precipitaciones (Figura 55), existe un aumento de los valores, sin embargo, se mantiene Camatagua con mayor erosión.

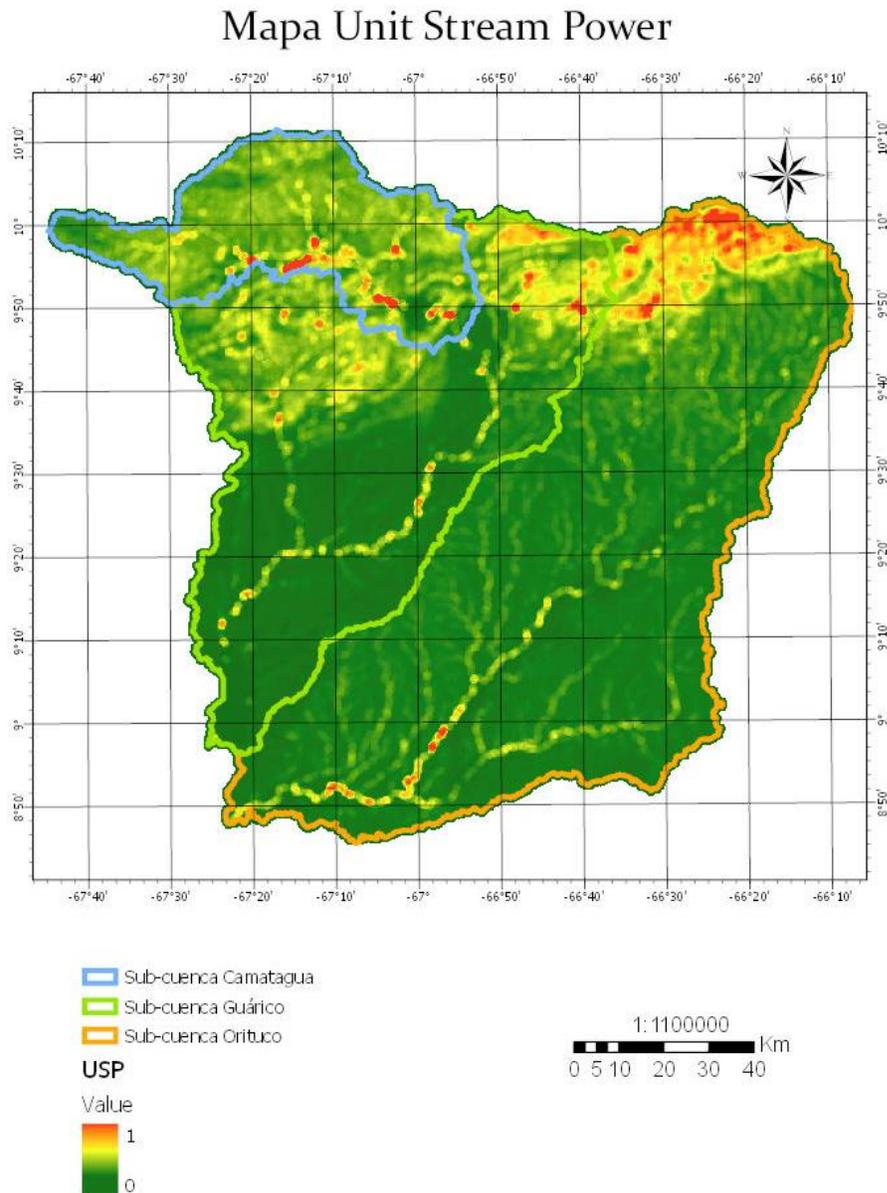


Figura 55. Mapa USP (Unit Stream Power) de la zona de estudio.

Mapa Unit Stream Power con Precipitación

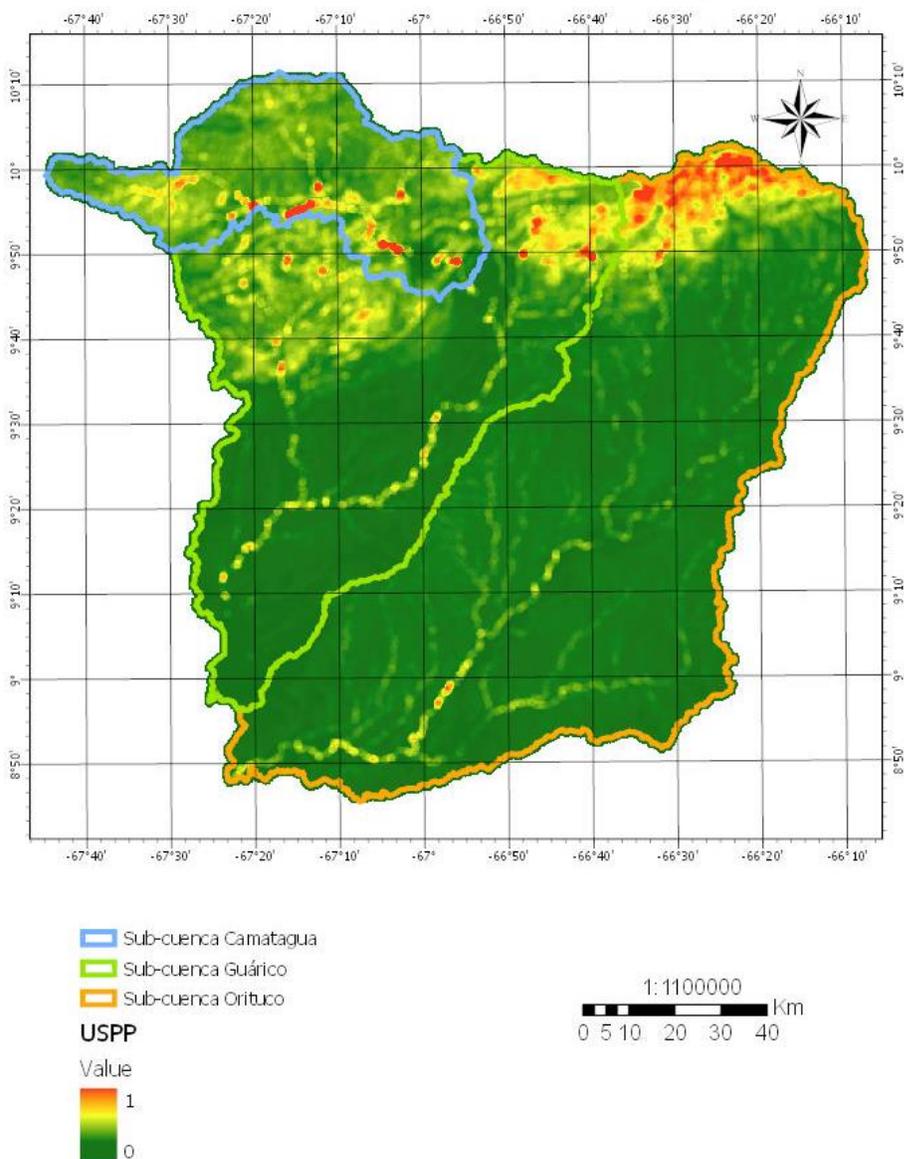


Figura 56. Mapa USPP (Unit Stream Power con Precipitación) de la zona de estudio.

Índice de erosión, Poder de la Corriente Total (TSP) muestra alta erosión a lo largo de los drenajes, sin embargo, al ser la sub-cuenca de Camatagua la de menor extensión y poseer los drenajes que la conforman en un alto a medio valor de erosión, es la que dispone mayor erosión de este índice con respecto a las otras sub-cuenas. Al agregarle el peso de las precipitaciones (Figura 57), se mantiene los resultados, no posee cambios significativos.

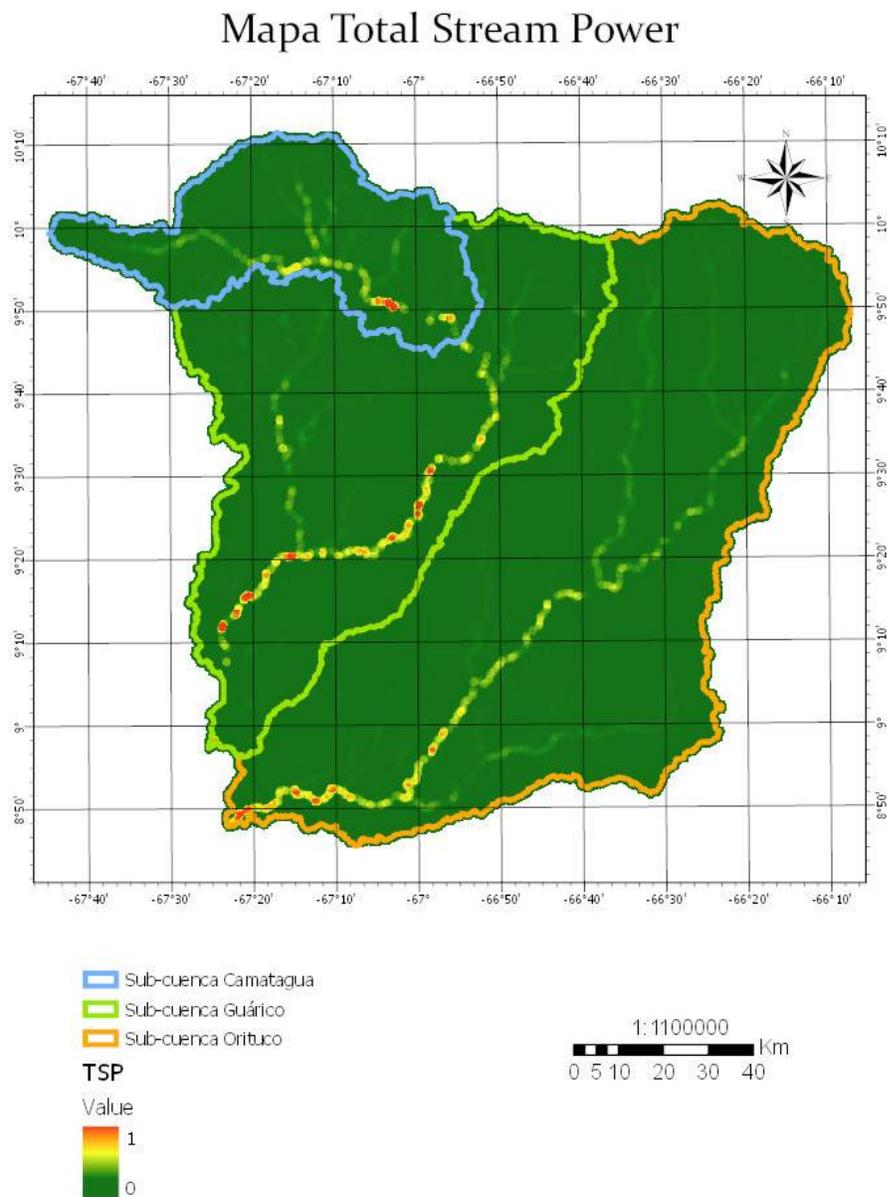


Figura 57. Mapa TSP (Total Stream Power) de la zona de estudio.

Mapa Total Stream Power con Precipitación

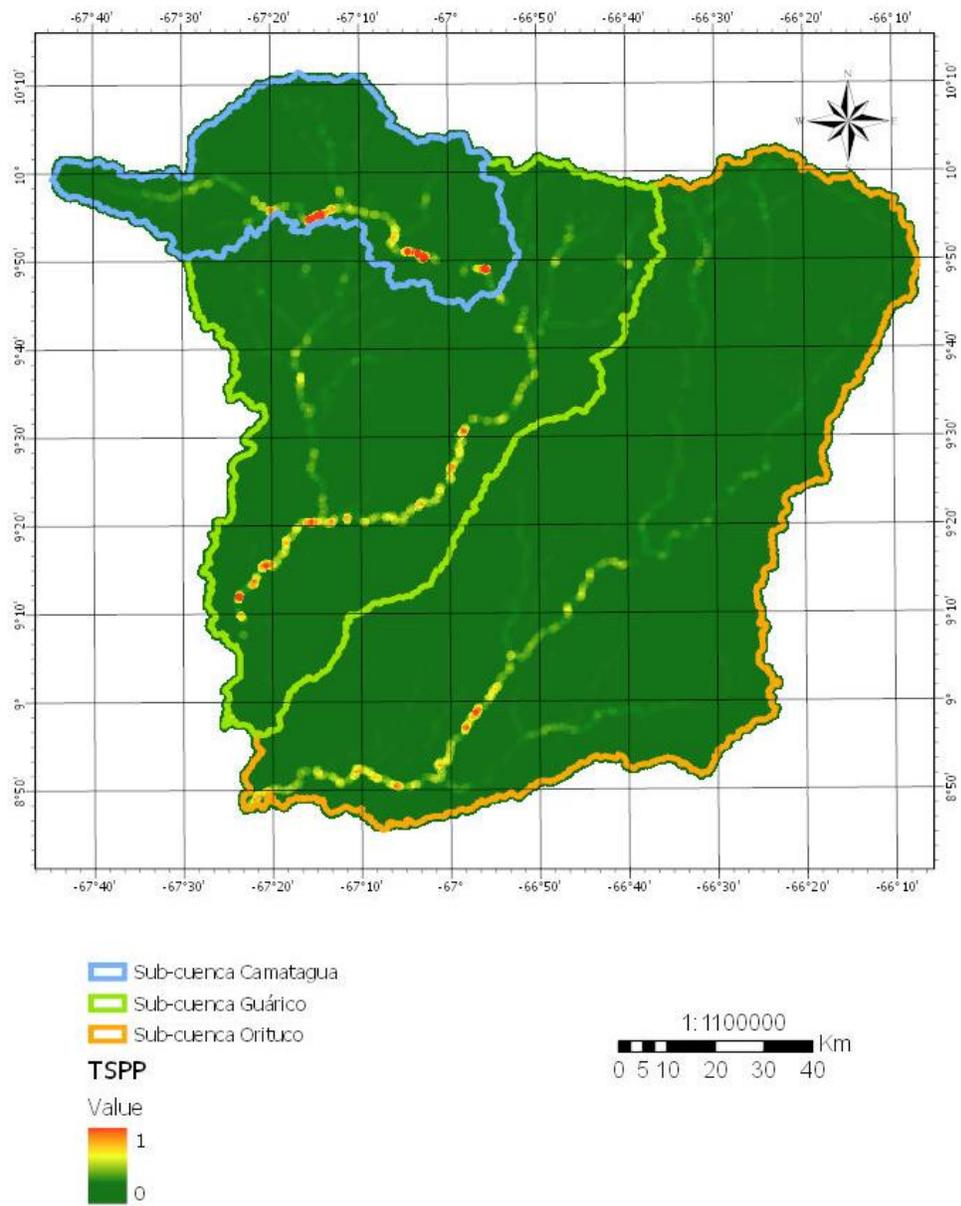


Figura 58. Mapa TSPP (Total Stream Power con precipitación) de la zona de estudio.

Índice de erosión, Poder de la Corriente por Cizalla (SSP), este índice se presenta en mayor valor en la parte superior de la zona de estudio, al comparar lo que se observa con los resultados cuantitativos, las sub-cuenca Camatagua es la que posee alta erosión de este tipo a diferencia de Orituco. Al agregarle la precipitación a la ecuación el resultado (Figura 59) nos muestra que hay una disminución del poder de la corriente por cizalla en el área de Camatagua, sin embargo, los valores se mantienen siendo esta la de mayor erosión.

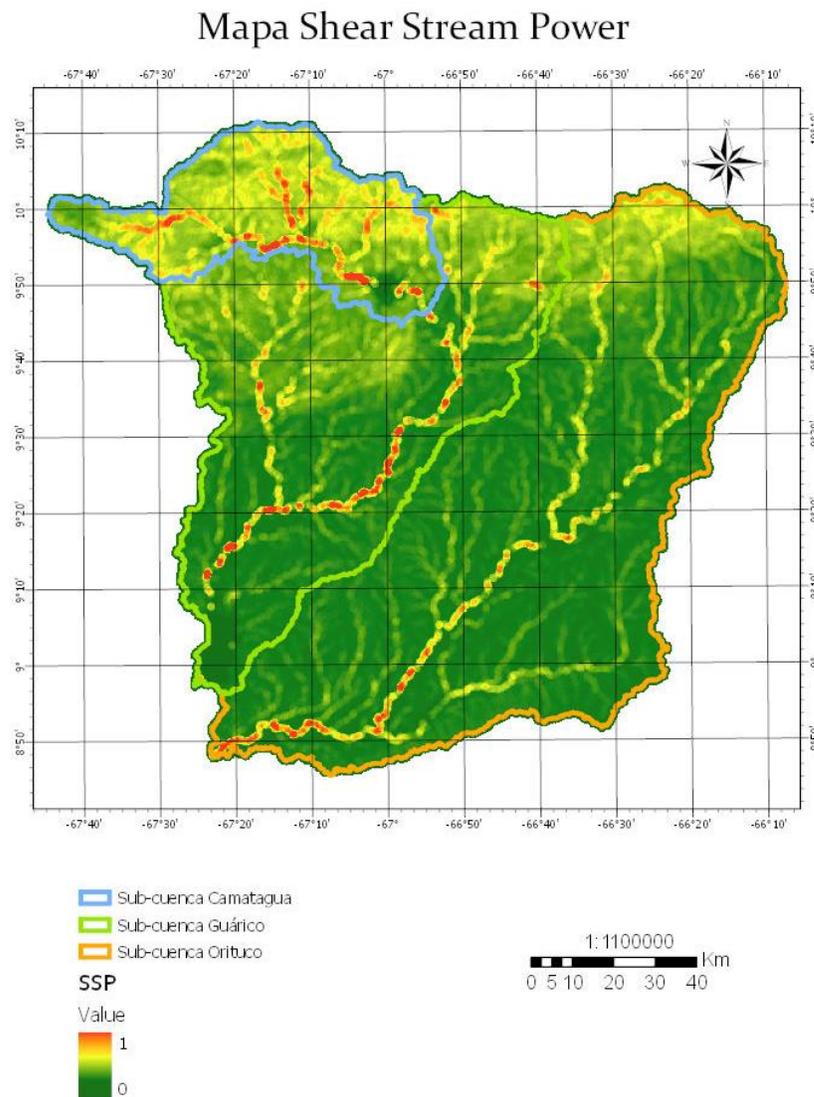


Figura 59. Mapa SSP (Shear Stream Power) de la zona de estudio.

Mapa Shear Stream Power con Precipitación

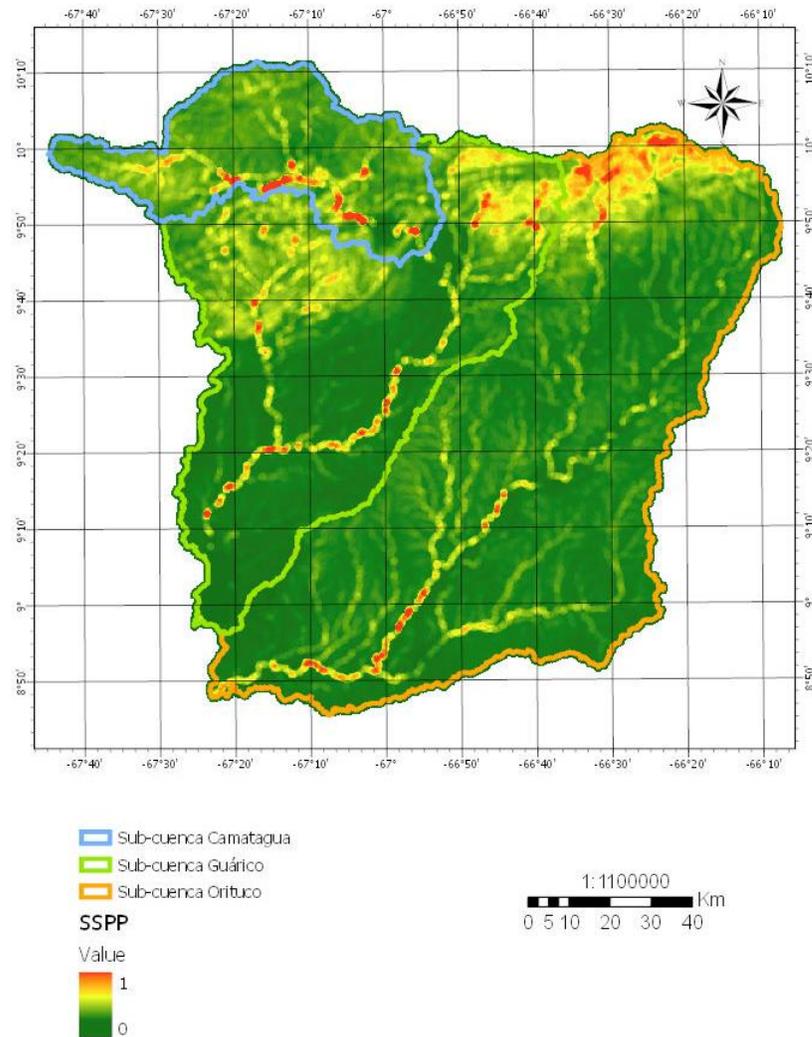


Figura 60. Mapa SSPP (Shear Stream Power con Precipitación) de la zona de estudio.

4.2.2 Curva Hipsométrica

El estudio de la curva hipsométrica indica el estado de desarrollo de las sub-cuencas, para obtenerlo se graficó los datos de % Área vs el promedio de las elevaciones, dando como resultado que las curvas obtenidas de las sub-cuenca Guárico y Orituco son similares, posiblemente porque se encuentran en zona de llanura, donde la erosión por procesos hidrológicos y factores de degradación de la tierra puede ser más alta, a diferencia de Camatagua que se encuentra en zona piemontina, sin embargo,

al realizar el cálculo de la integral hipsométrica se aprecia que las tres se encuentran en el rango de senectud, que sería valores iguales o menores que 0,3; indicando un estado de erosión alto en las tres, Guárico y Orituco 0,106 y 0,096 respectivamente y Camatagua 0,256, mostrando así esto explicaría su diferencia entre curvas, no obstante, se encuentran en el mismo intervalo.

Tabla 6. Datos normalizados curva hipsométrica de la zona de estudio, % Área acumulada y Elevación promedio normalizado.

Sub-cuenca Camatagua		Sub-cuenca Guárico		Sub-cuenca Orituco	
% Área Acum. Normalizado	Elev. Prom. Normalizado	% Área Acum. Normalizado	Elev. Prom. Normalizado	% Área Acum. Normalizado	Elev. Prom. Normalizado
0,00	1,00	0,00	1,00	0,00	1,00
0,00	0,95	0,00	0,95	0,00	0,95
0,00	0,91	0,00	0,90	0,00	0,91
0,00	0,87	0,00	0,85	0,00	0,86
0,00	0,82	0,00	0,81	0,00	0,81
0,01	0,78	0,00	0,76	0,00	0,76
0,01	0,73	0,00	0,71	0,01	0,71
0,02	0,69	0,00	0,66	0,01	0,67
0,04	0,64	0,01	0,61	0,01	0,62
0,07	0,60	0,01	0,56	0,02	0,57
0,11	0,55	0,01	0,52	0,02	0,52
0,17	0,51	0,02	0,47	0,03	0,48
0,26	0,46	0,03	0,42	0,04	0,43
0,37	0,42	0,05	0,37	0,06	0,38
0,50	0,37	0,08	0,32	0,07	0,33
0,61	0,33	0,14	0,27	0,09	0,29
0,70	0,28	0,23	0,22	0,14	0,24
0,82	0,24	0,38	0,18	0,28	0,19
0,94	0,19	0,64	0,13	0,65	0,14
1,00	0,15	1,00	0,08	1,00	0,09

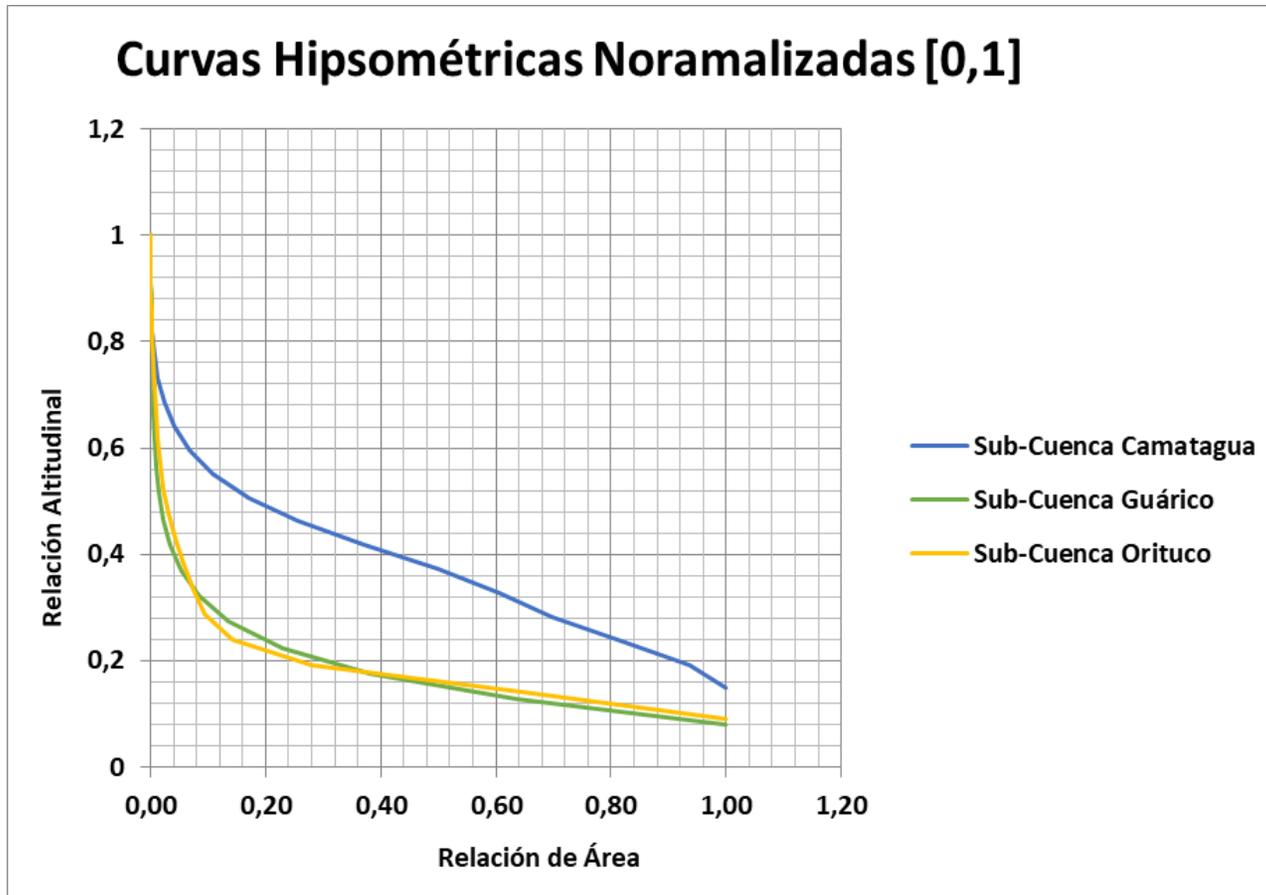


Figura 61. Gráfica comparación de Curvas hipsométricas de las sub-cuencas de estudio.

Tabla 7. Datos normalizados curva hipsométrica por sub-cuencas, % Área acumulada y Elevación promedio.

Sub-cuenca Camatagua		Sub-cuenca Guárico		Sub-cuenca Orituco	
% Área Acum.	Elev. Promedio	% Área Acum.	Elev. Promedio	% Área Acum.	Elev. Promedio
0%	1888	0%	1655	0%	1953
0%	1803	0%	1574,5	0%	1861
0%	1718,5	0%	1494,5	0%	1770
0%	1634	0%	1414,5	0%	1670
0%	1549	0%	1334	0%	1582
1%	1464,5	0%	1253,5	0%	1490
1%	1380	0%	1173,5	1%	1395
2%	1295	0%	1093,5	1%	1304
4%	1210,5	1%	1013	1%	1212
7%	1126	1%	932,5	2%	1117
11%	1041	1%	852,5	2%	1024
17%	956,5	2%	772,5	3%	932
26%	872	3%	692	4%	838
37%	787	5%	611,5	6%	745
50%	702,5	8%	531,5	7%	652
61%	618	14%	451,5	9%	560
70%	533	23%	371	14%	467
82%	448,5	38%	290,5	28%	375
94%	364	64%	210,5	65%	273
100%	279	100%	130	100%	179

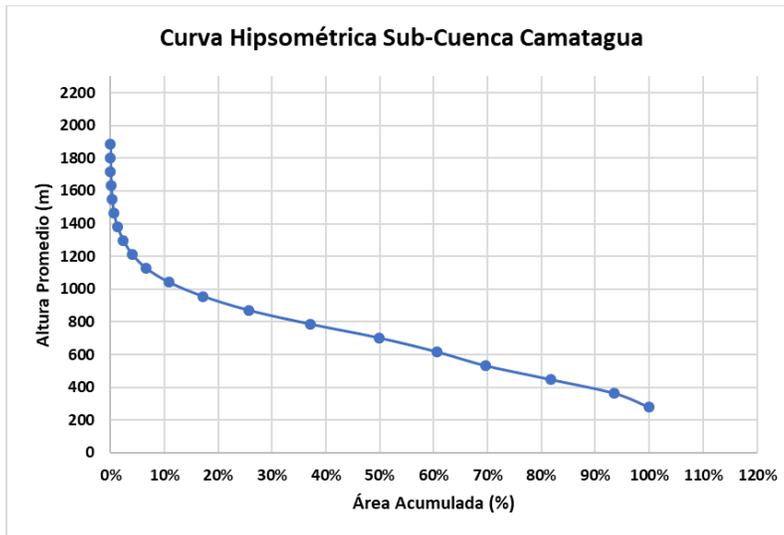


Tabla 8. Datos de la Integral hipsométrica sub-cuenca Camatagua

Mean
670,900
Elevmin
237
Elevmax
1930
Hsi
0,256

Figura 62. Gráfica Curva hipsométrica De la sub-cuenca Camatagua.

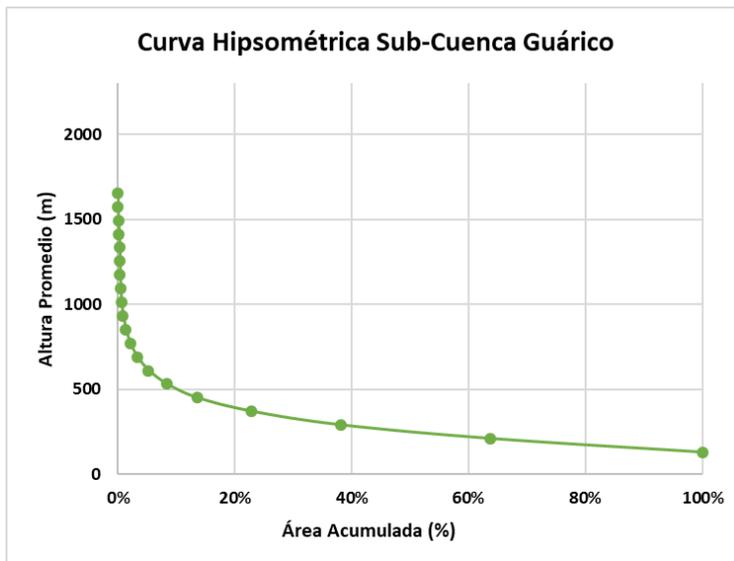


Tabla 9. Datos de la Integral hipsométrica sub-cuenca Guárico

Mean
260,292
Elevmin
90
Elevmax
1695
Hsi
0,106

Figura 63. Gráfica Curva hipsométrica De la sub-cuenca Guárico.

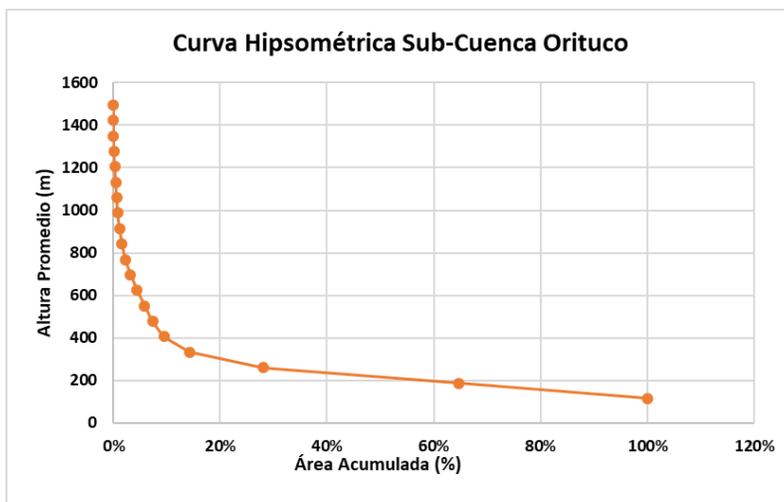


Tabla 10. Datos de la Integral hipsométrica sub-cuenca Orituco.

Mean
219,638
Elevmin
79
Elevmax
1532
Hsi
0,096

Figura 64. Gráfica Curva hipsométrica De la sub-cuenca Orituco.

4.2.3 Energía sísmica

La energía sísmica de la zona se centra en la parte superior, donde se encuentran mayor presencia de estructuras, indicando actividad tectónica, por lo que la Sub-cuenca de Camatagua presenta Es igual a $1,54 \times 10^9$ siendo el mayor valor, seguido de la sub-cuenca de Guárico con Es $9,12 \times 10^8$ y la sub-cuenca de Orituco Es $6,30 \times 10^8$ (Tabla 11); por otra parte al observar el mapa de energía sísmica (Figura 65), la zonas superior de las Sub-cuenca indica nivel alto de energía, mostrándose en colores rosados a fucsia en el área de Camatagua, en cambio las otras dos sub-cuenca poseen colores azules, rosados y en el centro un leve color gris, siendo esta energía de nivel intermedio a baja

Tabla 11. Energía sísmica por sub-cuenca. Es: Energía sísmica, sd: Desviación estándar, logEs: Logaritmo de Energía sísmica, logEs_sd: Logaritmo desviación estándar de energía sísmica.

Sub-cuenca	logEs	logEs_sd	Es	Sd
Camatagua	9,19	0,39	$1,54 \times 10^9$	2,45
Guárico	8,96	0,24	$9,12 \times 10^8$	1,73
Orituco	8,8	0,1	$6,30 \times 10^8$	1,25

Mapa Energía sísmica

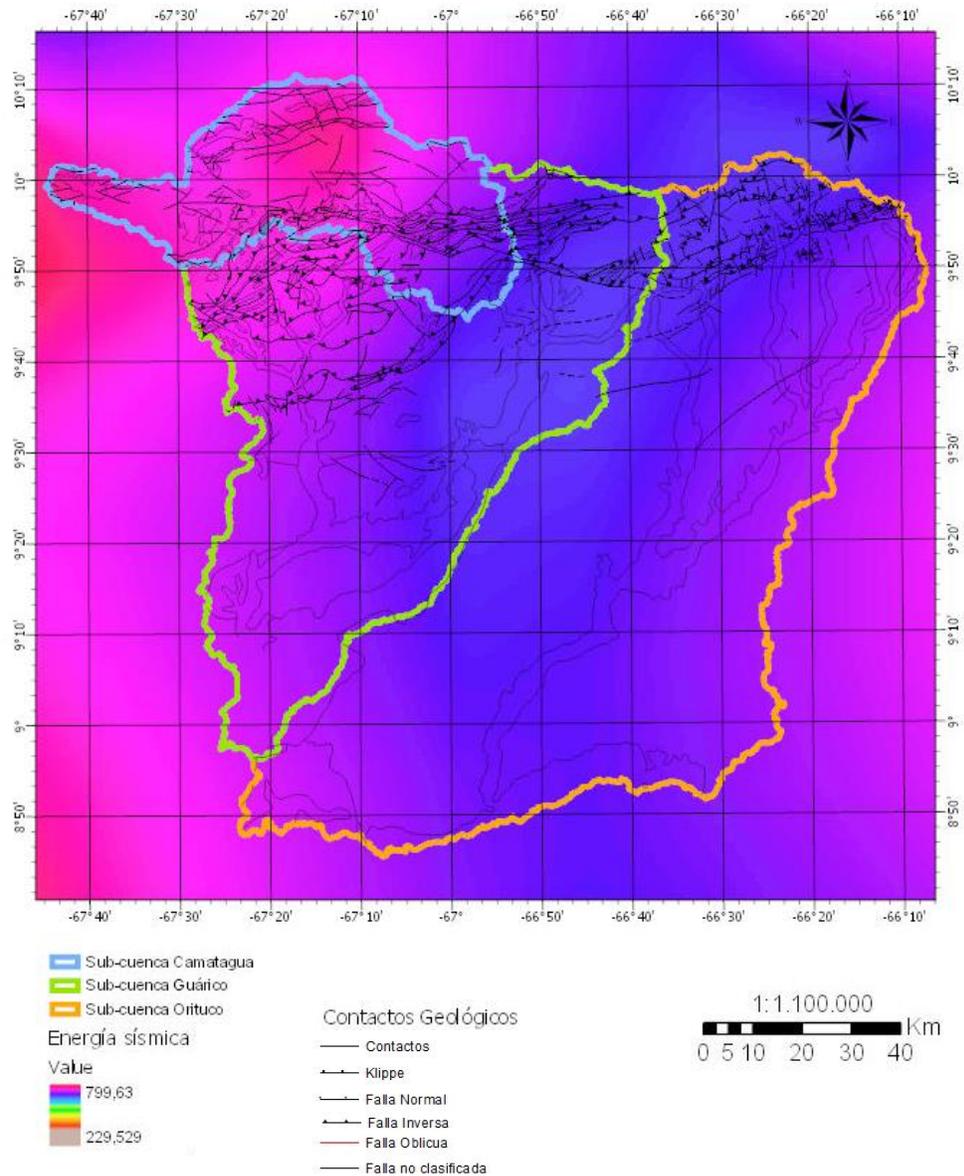


Figura 65. Mapa de energía sísmica con un radio de 5 km con estructuras presentes de la zona de estudio.

4.2.4 Dimensión Fractal

El análisis fractal contribuye para discriminar cuantitativamente la relación entre los procesos geomórficos y el grado de irregularidad de las redes fluviales. De manera que al estudiar la dimensión fractal (D_f) de las sub-cuencas, se debe tener en cuenta

que los valores de 1.1-1.5 son drenajes más simples, revelan una tectónica predominante, activa o no y más circular es la red de drenaje; mientras que los valores cercanos a 2 los drenajes son más sinuosos, indican procesos de deposición, erosión más fuerte, y más larga es la forma de la red de drenaje (N. y Chase, C., 1992; Kim, J. y Jung K., 2013; Khanbabaie, Z. et al., 2013; Donadio, C. et al., 2014; Nichersu, I. et al. 2016; Diaconu, C. et al., 2017).

Teniendo presente lo anterior, se puede decir que la sub-cuenca Camatagua, tabla 11, figura 64. con Df de 1,5 se encuentra en el intervalo de 1,1-1,5, indicándonos que la tectónica influye en la red de drenaje y es más circular, al analizar las características de la sub-cuenca, es evidente debido a que se encuentran una serie de estructuras, entre ellas la falla del Río Guárico además de un frente de corrimiento, todo esto generado por la geodinámica de la zona; aunado a esto el segunda rasgo de la cuenca es su tamaño, es pequeña con respecto a las otras, encajando así en los atributos del intervalo antes mencionado.

Por otra parte las sub-cuencas Guárico tabla 12, figura 65 y Orituco, tabla 13, figura 66, con Df de 1, 6 y 1,7 respectivamente, se encuentran fuera del rango, por lo que deberían de ser más alargada las cuencas e indican procesos de erosión más fuerte; al observar los rasgos de estas sub-cuencas, se puede decir que coinciden en los aspectos descritos, debido a que las cuencas ciertamente son mayores que Camatagua y tienden a ser alargadas, su ubicación hacía la llanura y un bajo índice a nulo de estructuras, entre ellas el anticlinal de Taguay y el de Barbacoas, indicando así la baja intervención tectónica y una mayor participación de la erosión.

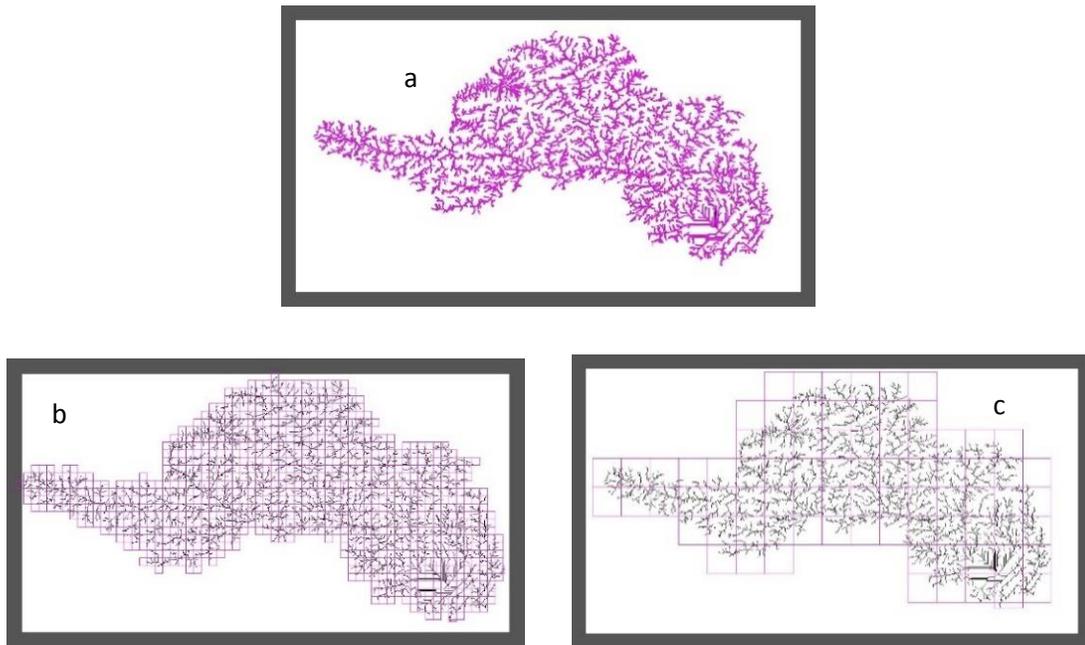


Figura 66. Boxcounting Sub-cuenca Camatagua, método del escalado exponencial, (a) valor 2, (b) valor 4 y (c) valor 64.

Tabla 12 .Datos Dimensión fractal, sub-cuenca Camatagua. Gn: Número de partida de la cuadrícula, Df: Dimensión fractal, Sd: Desviación estándar, Min.: Mínima dimensión fractal de las 12 cuadrículas estudiadas, Máx.: Máxima dimensión fractal de las 12 cuadrículas estudiadas.

Sub-Cuenca	Gn	Df	Sd	Min.	Máx.
Camatagua	12	1,503	0,0053	1,496	1,512

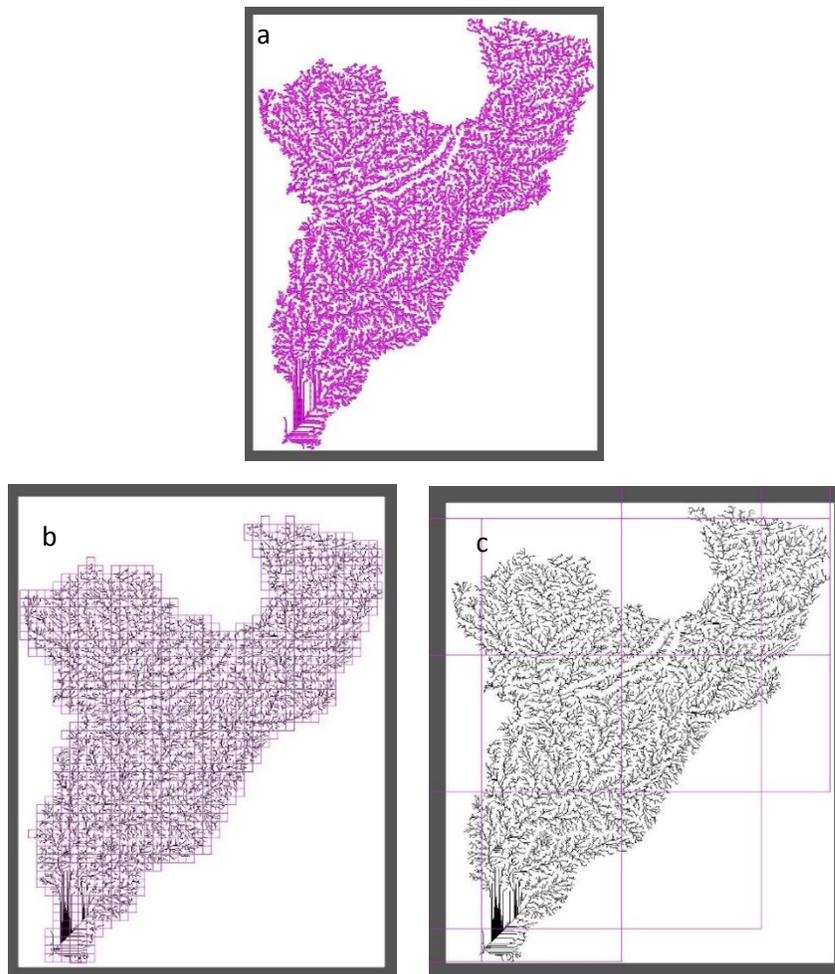


Figura 67. Boxcounting Sub-cuenca Guárico, método del escalado exponencial, (a) valor 2, (b) valor 16 y (c) valor 256.

Tabla 13. Datos Dimensión fractal, sub-cuenca Guárico. Gn: Número de partida de la cuadrícula, Df: Dimensión fractal, Sd: Desviación estándar, Min.: Mínima dimensión fractal de las 12 cuadrículas estudiadas, Máx.: Máxima dimensión fractal de las 12 cuadrículas estudiadas.

Sub-Cuenca	Gn	Df	Sd	Min.	Máx.
Guárico	12	1,649	0,026	1,604	1,654

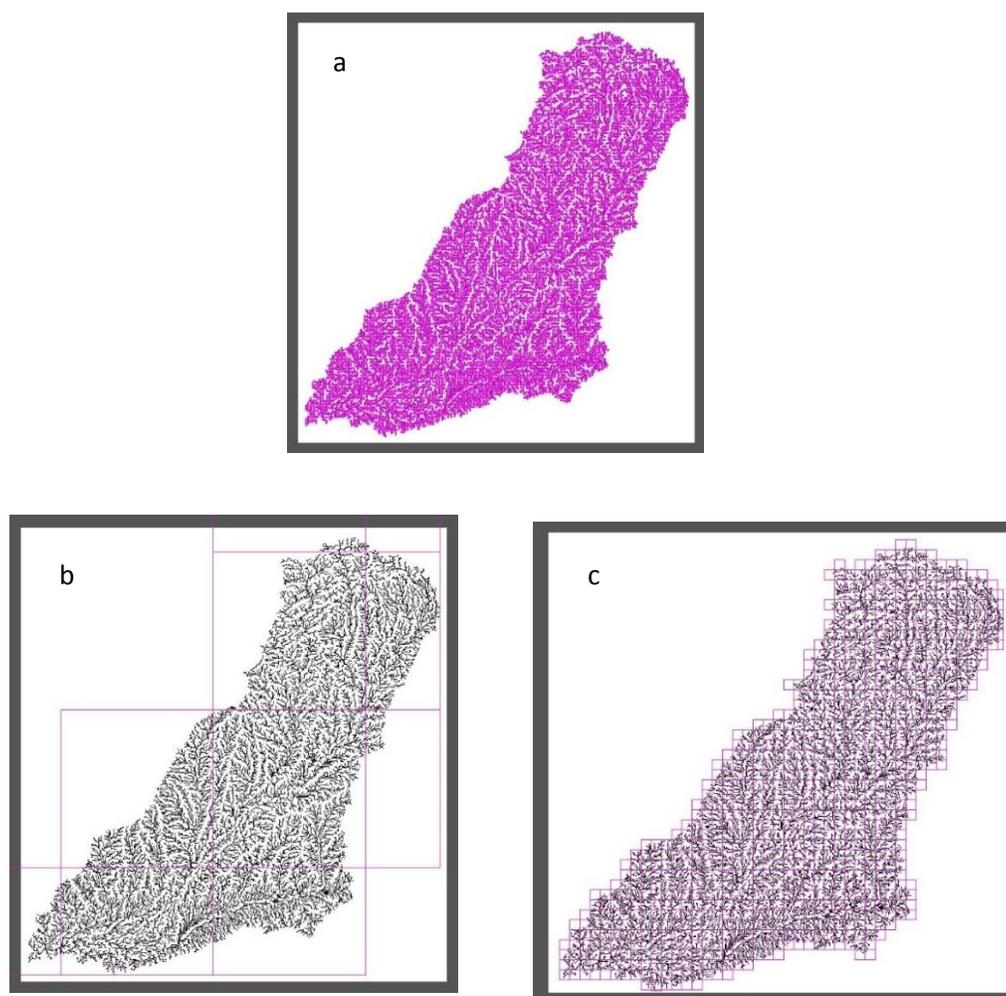


Figura 68. Boxcounting Sub-cuenca Orituco, método del escalado exponencial, (a) valor 2, (b) valor 16 y (c) valor 256.

Tabla 14. Datos Dimensión fractal, sub-cuenca Orituco. Gn: Número de partida de la cuadrícula, Df: Dimensión fractal, Sd: Desviación estándar, Min.: Mínima dimensión fractal de las 12 cuadrículas estudiadas, Máx.: Máxima dimensión fractal de las 12 cuadrículas estudiadas.

Sub-Cuenca	Gn	Df	Sd	Min.	Máx.
Orituco	12	1,713	0,022	1,681	1,759

4.3 Correlación de Pearson

Se expone los diferentes resultados obtenidos en la correlación de Pearson, sobresaliendo las comparación precipitación vs Tasas de erosión a largo plazo y relieve, tasas de erosión a largo plazo vs índices de erosión (USP, TSP, SSP, USSPP, TSPP,SSPP) y relieve, finalizando con energía sísmica vs relieve; en rojo se presentan los resultados inversos.

Tabla 15. Datos para el estudio de los coeficientes de correlación de Pearson.

	h	TELP	TSP	USP	SSP	TSPP	USPP	SSPP	P	R1	R3	R5	WI	STCI	WIP	STCIP	Df	Hi	Es
h	1																		
TELP	0,75	1																	
TSP	0,81	0,99	1																
USP	0,97	0,87	0,92	1															
SSP	0,99	0,82	0,87	0,99	1														
TSPP	0,93	0,93	0,96	0,99	0,97	1													
USPP	0,98	0,86	0,9	0,99	0,99	0,98	1												
SSPP	0,97	0,86	0,91	0,99	0,99	0,98	0,99	1											
P	0,79	0,99	0,99	0,9	0,86	0,95	0,89	0,9	1										
R1	0,99	0,8	0,85	0,99	0,99	0,96	0,99	0,99	0,84	1									
R3	0,99	0,8	0,86	0,99	0,99	0,96	0,99	0,99	0,84	0,99	1								
R5	0,99	0,81	0,86	0,99	0,99	0,96	0,99	0,99	0,85	0,99	0,99	1							
WI	0,99	0,76	0,82	0,97	0,99	0,94	0,98	0,98	0,8	0,99	0,99	0,99	1						
STCI	-0,99	-0,75	-0,81	-0,97	-0,99	-0,94	-0,98	-0,98	-0,8	-0,99	-0,99	-0,99	-0,99	1					
WIP	0,9	0,95	0,98	0,97	0,95	0,99	0,97	0,97	0,97	0,94	0,94	0,94	0,91	-0,91	1				
STCIP	-0,94	-0,48	-0,56	-0,84	-0,89	-0,76	-0,86	-0,85	-0,54	-0,9	-0,9	-0,9	-0,93	0,93	-0,71	1			
Df	-0,97	-0,87	-0,92	-0,99	-0,99	-0,99	-0,99	-0,99	-0,9	-0,99	-0,99	-0,99	-0,97	0,97	-0,97	0,84	1		
Hi	0,99	0,73	0,79	0,96	0,98	0,93	0,97	0,97	0,78	0,99	0,99	0,99	0,99	-0,99	0,89	-0,94	-0,96	1	
Es	0,97	0,87	0,92	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,9	0,99	0,99	0,99	0,97	-0,97	0,97	-0,84	-0,99	0,96	1

h: Elevación, TELP: Tasa de Erosión a Largo Plazo, TSP: Total Stream Power, USP: Unity Stream Power, SSP: Shear Stream Power, TSPP: Total Stream Power con Precipitación, USPP: Unity Stream Power con Precipitación, SSPP: Shear Stream Power con Precipitación, P: Precipitación, R1: Relieve 1km, R2: Relieve 2km, R3: Relieve 3km, WI: Wetness Index, STCI: Sediment Transport Capacity Index, WIP: Wetness Index con Precipitación, STCIP: Sediment Transport Capacity Index con Precipitación, Df: Dimensión Fractal, Hi: Integral Hipsométrica, Es: Energía sísmica.

4.4 Análisis de resultados

El estudio de los procesos controladores en la evolución topográfica en la cuenca del río Guárico se basó en diferentes análisis que permiten confirmar la importancia de cada una de las variables en el relieve que exhibe la zona.

Primeramente, los cálculos de tasas de erosión a largo plazo, sugiere la existencia de mayor erosión en la zona piemontina de la sub-cuenca de Camatagua con $0,1608 \pm 0,0674$ km/Ma, seguido por la sub-cuenca Guárico $0,1462 \pm 0,0635$ km/Ma y finalizando con la sub-cuenca Orituco $0,1027 \pm 0,0600$ km/Ma (Tabla 3). Al agregarle a estos resultados el gráfico relación edad-elevación, se observó que, a mayor edad, menor altura, lo que indica una posible intervención climática, más fuerte que los procesos tectónicos encargados de la elevación de la zona.

Al considerar los parámetros obtenidos de la geomorfología cuantitativa, se calcularon los índices primario y secundario, obteniendo que para WI, Sub-cuenca de Camatagua es mayor que las de Guárico y Orituco, mostrando que existe mayor capacidad de mantener la humedad relacionada con las escorrentías, al agregarle el peso de las precipitaciones a la ecuación se mantiene el orden, sin embargo, existe una disminución de los valores en la sub-cuencas de Guárico y Orituco con respecto a los valores sin este peso, atribuyéndosele posiblemente a poca precipitación y una alta evaporación por la falta de vegetación por procesos antrópicos o su composición litológica.

Por otra parte, el STCI, es decir la capacidad de transporte de sedimentos, es mayor en las Sub-cuencas de Orituco y Guárico, y menor en Camatagua, se puede decir que las sub-cuencas se complementan, el material generado en la zona de altura es transportado en las llanuras. As mismo, al agregarle el peso de la precipitación el resultado se mantiene en el mismo orden que lo antes expuesto, a diferencia que aumentan los valores.

Con respecto a los índices secundarios o de erosión, se mantiene la tendencia en los tres índices, siendo la sub-cuenca Camatagua la de mayor valor, seguido de Guárico y la de menor valor Orituco, podemos relacionar este resultado con la intervención del clima, la tectónica, la altura y el tipo de litología asociada a la zona por lo que Camatagua presenta más erosión que las áreas de llanura.

Al profundizar en el análisis de las sub-cuencas, se realizó el cálculo de la curva hipsométrica, señalando que el estado de desarrollo de las mismas se encuentra en senectud, confirmándose esto con los valores de la integral hipsométrica, siendo menores que 0,3; indicando madurez de la cuenca y un estado de erosión alto.

Así mismo al estudiar la dimensión fractal de las sub-cuencas, se observa que Camatagua posee un $D_f = 1,5 \pm 0,0053$; lo que sugiere que el valor yace dentro del intervalo donde la tectónica influye en la red de drenaje, esto coincide con la existencia de una serie de estructuras en la zona, específicamente la falla del río Guárico, lo que puede revelar la presencia de actividad tectónica. Ahora si se observa los resultados de las otras dos sub-cuencas, Guárico y Orituco $D_f = 1,6 \pm 0,026$ y $1,7 \pm 0,022$ respectivamente, estos valores y características de la sub-cuencas coinciden con cuencas alargadas y con alta erosión, en este caso el transporte de sedimento es el que predomina en la zona. Por otra parte, la desviación estándar de la dimensión fractal para las sub-cuencas Guárico y Orituco son parecidas, es decir que existe autosimilaridad, los procesos controladores para estas sub-cuencas pueden ser iguales o similares.

Para concluir, la tabla de relación de Pearson, indica que la posible variable controladora del relieve actual de la zona de estudio es el trabajo compuesto del clima y la tectónica (representada como energía sísmica), al observar la correlaciones se imponen, la precipitación (P) vs las tasas de erosión a largo plazo (TELP) y relieve (R1, R3 y R5), TELP vs los índices de erosión (USP, TSP, SSP, USSPP, TSPP,SSPP) y relieve, finalizando con energía sísmica (Es) vs relieve.

5. CONCLUSIONES

El estudio de las sub-cuencas Camatagua, Guárico y Orituco permite observar un acoplamiento entre procesos tectónicos y climáticos como agentes controladores del relieve actual, esto se puede observar a través de los resultados obtenidos en cada objetivo planteado.

Comenzando con la conversión de edades termocronológicas a tasas de erosión, revelando mayor tasa de erosión en la sub-cuenca de Camatagua, caracterizada por ser una zona piemontina y con evidencia de intervención tectónica, lo que hace que el clima y la tectónica en la zona ayuden al aumento de los procesos erosivos, seguida por las sub-cuencas Guarico y Orituco con menores tasas, caracterizadas por ser zonas de transición y de llanura, encargadas del proceso de transporte y acomodación de sedimentos por sus bajas pendientes y amplias llanuras.

Por su parte la termocronología indica la existencia de tres terrenos fuentes para cada sub-cuenca, que presentan edades Paleoceno-Eoceno, Cretácico y Pérmico-Triásico, a excepción de la sub-cuenca de Orituco que posee un terreno fuente extra de edad Jurásico; posiblemente ese terreno se haya exhumado como consecuencia del adelgazamiento litosférico de ese sector durante los procesos de rifting que generaron el graben de Espino (García-Abdeslem *et al.*, 2013).

Continuando con los objetivos planteados, la geomorfología cuantitativa muestra la existencia del acoplamiento ante mencionado de las sub-cuencas, mientras que en Camatagua existe proceso de remoción de material por la alta erosión según lo obtenido en el análisis digital de terreno (USP, TSP, SSP), ese material es transportado en las sub-cuencas de Guárico y Orituco, observándose en los altos índices de la capacidad de transporte de sedimento (STCI).

Por su parte los cálculos de integral hipsométrica y dimensión fractal, nos indican que la tres sub-cuencas se encuentran en estado de madurez y alta erosión, con tectónica presente en la sub-cuenca de Camatagua y posible erosión en las sub-cuencas Guárico y Orituco, ratificando los altos valores de transporte de sedimento obtenido anteriormente, siendo esto parte del proceso de erosión.

Se concluye, finalmente que la integración de los diferentes datos en la correlación de Pearson constituye un método útil para identificar la(s) posible(s) variable(s) controladora(s) en el estudio de la zona, dando como resultado que la acción combinada del clima y la tectónica es la que ejerce una mayor influencia sobre el paisaje actual de la cuenca del río Guárico; evidenciándose en la sub-cuenca de Camatagua esta relación y en Guárico y Orituco la acción principalmente del clima, en cambio la tectónica se presenta en baja a nula escala.

El estudio acá mostrado se hizo sólo para tres subcuencas del río Guárico en donde fue posible fechar por el método de termocronología por trazas de fisión en circones detríticos, el hecho de que sólo sean tres medidas hace que la correlación sea considerable, se recomienda incrementar el número de subcuencas a lo largo del cauce principal del río Guárico y repetir los análisis acá propuestos a fin de garantizar que efectivamente esas correlaciones son considerables. Adicionalmente, se recomienda realizar otros análisis de regresión lineal múltiple y regresión no lineal con el propósito de encontrar otras relaciones matemáticas entre las distintas variables.

-

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALBERTOS, M., YORIS, F. & URBANI, F. (1989) Estudio geológico y análisis petrográfico-estadístico de la Formación Guárico y sus equivalentes en la sección Altagracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda. *Memorias del VII Congreso Geológico Venezolano*, Barquisimeto, Soc. Venezolana Geol. 1: 289-314 pp.
- ALBERTOS, M. (1989). *Estudio geológico y análisis petrográfico-estadístico de la Formación Guárico y sus equivalentes en la sección Altagracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda*. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, 220 p.
- ALVAREZ, R., (2004). *Ubicación y caracterización de fallas selladas o parcialmente selladas por sedimentos a partir de la evaluación geofísica integrada, en los sectores de La Victoria (edo. Aragua) y Santa Lucía (edo. Miranda)*. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geofísico. 85 p.
- AUDEMARD, F. A. (1993). *Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón)*. PhD thesis, Université Montpellier II, France, 369 pp.
- AUDEMARD, F.A., (1997b). Tectónica de la region septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental. *VIII Cong. Geol. Venezolano*, Porlamar; 1:93-100 pp.
- AUDEMARD, F., MACHETTE, M., COX, J., DART, R. & ANDHALLER, H. (2000). Map and database of quaternary faults and folds in venezuela and its offshore regions. Documento en línea, disponible en: http://www.funvisis.gob.ve/archivos/mapas/fallas_activas.pdf [Consultado: 2016, Mayo]
- AUDEMARD, F. A. (2002). Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX, revelados por la sismicidad instrumental contemporánea. *XI Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela, Nov. 17-20 pp.
- BAAS, A. (2002). Chaos, fractals and self-organization in coastal geomorphology: Simulating dune landscapes in vegetated environments. *Geomorphology*, 48, 309–328 pp. [http://dx.doi.org/10.1016/s0169-555x\(02\)00187-3](http://dx.doi.org/10.1016/s0169-555x(02)00187-3)
- BARTOK, P. (1993) Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region. *Tectonics* 12: 441-459 pp.
- BECK, CH., (1977). Geología de la Faja Piemontina del Frente de Montañas en el noreste del Estado Guárico, Venezuela. *V Congr. Geol. Venezolano*, 2: 759-786 pp.
- BECK, CH., (1977). Geología de la Faja Piemontina en la parte central de la Serranía del Interior en Venezuela septentrional. (Resumen), Mem., *I Caribbean Geol. Confr.*:8-9 pp.
- BECK, C., (1986). Géologie de la chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela). *Société Géologique du Nord, Villeneuve d'Ascq*, Francia, 462 p.
- BELL, J. S. (1968-b). Geología del área de Camatagua. *Bol. Geol.*, MMH, Caracas. 9(18): 291-440 p.
- BELL, J. (1972) Geotectonic evolution of the southern Caribbean área. Geological Society of America Memoir 132, 369-386 pp.
- BELLIZZIA, A. & N. PIMENTEL. (1994). Terreno Mérida: Un cinturón alóctono herciniano en la Cordillera de Los Andes de Venezuela. *V Simposio Bolivariano de exploración petrolera de las cuencas sedimentarias* 1:271-290 pp.
- BELTRÁN, C. (1994). Trazas activas y síntesis neotectónica de Venezuela a escala 1 : 2.000.000. Proceedings of VII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 541-547 p.
- BERMÚDEZ, M. A., ALSON, P. & MORA, J.L., (2005). Ecuación fundamental de la edad para la datación de minerales y su adaptación a la ecuación práctica para el método de huellas de fisión. *Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V.*, Vol. 20, N° 2, 95 – 102 pp.
- BERMÚDEZ, M.A., VAN DER BEEK, P., BERNET, M., KOHN, B. HOORN, C. & CARRILLO, E. termocronológicos por trazas de fisión en apatitos a lo largo de los andes de venezuela y su relación

- con el contexto geodinámico caribe. *The northeastern limit of the south american plate - lithospheric structures from surface to the mantle*, capítulo xiv pag. 305- 321 pp.
- BERMÚDEZ, M.A. (2009) Cenozoic exhumation patterns across the Venezuelan Andes: insights from fission-track thermochronology. *PhD Thesis, Joseph Fourier University, France*, 314 p.
- BERMÚDEZ, M.A., HOORN, C., BERNET, M., CARRILLO, E., VAN DER BEEK, P.A., GARVER, MORA, J. & MEHRKIAN, K. (2015). The detrital record of late-Miocene to Pliocene surface uplift and exhumation of the Venezuelan Andes in the Maracaibo and Barinas foreland basins. *Basin Research*, 1–26 pp. doi: 10.1111/bre.12154.
- BISHOP, M., SHRODER, J., BONK, R. & OLSENHOLLER, J. (2002). Geomorphic change in high mountains: a western Himalayan perspective. *Global & Planet.* 32: 311-329 p.
- BRANDON, M.T. (1996), Probability density plots for fission-track grain age distributions. *Radiation Measurements*, 26, 663–676 pp.
- BRANDON, M.T. & VANCE, J.A. (1992). Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircons. *American Journal of Science*, v. 292, 565-636 pp.
- BRITISH GEOLOGICAL SURVEY (2017). Earthquake magnitude calculations, disponible en: <http://www.bgs.ac.uk/discoveringGeology/hazards/earthquakes/magnitudeScaleCalculations.html>, [Consultado: 2018, Junio]
- BURKLEY L. A. (1976). *Geochronology of the Central Venezuelan Andes*. Case Western Reserve University, Department of Geology, Cleveland, EEUU, Tesis Ph.D, inédito, 150 p.
- BUSTOS, X. & BERMÚDEZ, M. (2015). Caracterización de las superficies de erosión en Los Andes del Norte a través de métodos numéricos termocinmáticos y geomáticos. 1ª Edición, *Cuadernos CENAMB Universidad Central de Venezuela*, ISBN 978-980-12-8100-9 ISSN 1315-97815
- CIEN – COMITÉ INTERFILIALES DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA. (1997). Código geológico de Venezuela. Léxico estratigráfico de Venezuela.
- CHAMPAGNAC, J., MOLNAR, P., ANDERSON, R., SUE, C. & DELACOU, B. (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, 35 (3), 195–198 pp.
- CHOI, G. & BOAWRIGHT, J. (2002). Radiated seismic energy and energy magnitude, U.S, Geological Survey, 9 p. doi: 10.2312/gfz.nmsop-2_is_3.6
- COELLO, V. (2012). *Significado tectónico y procedencia de la Formación Guárico a través de análisis petrográfico y minerales pesados*, Venezuela norcentral. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, 281 p.
- CORPOVEN, (1990). Modernización de datos geológicos en el frente de montaña. Volumen III, Estratigrafía sedimentológica, 295-297 pp.
- DE CINZACOURT, M. (1951). Grands foraminifères du paléogène, de l'Eocène inférieur et de l'Eocène moyen du Venezuela. *Soc. Géol. France, Mem.* 64, 30 (1-2): 1-68 pp.
- DIACONU, D., ANDRONACHE, I., AHAMMER, H., CIOBOTARU, A., ZELENKOVA, M., DINESCU, R., VASILIEVICI POZDNYAKOV, A. & CHUPIKOVA, S. (2017). Fractal drainage model – a new approach to determinate the complexity of watershed. *Acta Montanistica Slovaca*, vol. 22, no. 1, 12-21 pp.
- DI CROCE, J., BALLY, A. y VALL, P. (1999) Chapter 16 Sequence stratigraphy of the eastern Venezuelan basin. *Sedimentary Basin of the World, Caribbean Basins, ScienceDirect*, Vol. 4, 419-428, 435-451, 455-468, 471-476 pp. doi: 10.1016/S1874-5997
- DI GIACOMO E. (1985). Acrítarcos de la Formación Carrizal, área de Zuata – Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela Oriental. *Memorias del VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 1:503-529 pp.
- DÍAZ, P. (2014). *Geología de la región de Belén, San Juan de los Morros y San Sebastián de los reyes, en los estados Carabobo, Guárico y Aragua*, Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, 148 p.
- DONADIO, C., MAGDALENO, F., MAZZARELLA, A. & KONDOLF, M. (2014). Fractal dimension of the hydrographic pattern of three large rivers in the mediterranean morphoclimatic system:

- Geomorphologic interpretation of Russian (USA), Ebro (Spain) and Volturno (Italy) fluvial geometry. *Trans. Am. Geophys.* doi: 10.1007/s00024-014-0910-z, 13p.
- EHLERS, T.A. (2005). Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data, in Ehlers, T., and Reiners, P.W., eds., *Low Temperature Thermochronometry: Techniques, Interpretations, and Applications: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 315–350 pp.
- ERLICH R. & S. BARRETT. (1990). Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela Trinidad área. *Tectonics*, 9 (1): 161-184 pp.
- EVANOFF, J. (1951). Geología De la región de Altagracia de Orituco, Bol. Geol. Venezuela, 1(3):237-264 p.
- FELICÍSIMO, A.M. (1994). *Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en ciencias ambientales* 118 p. Documento en línea, disponible en: <http://www.etsimo.uniovi.es/feli/pdf/libromdt.pdf> [Consultado: 2016, Enero]
- FELICÍSIMO, A.M. (1999). *La utilización de los MDT en los estudios del medio físico*, 16 p. Documento en línea, disponible en: http://www.etsimo.uniovi.es/feli/pdf/ITGE_150a.pdf [Consultado: 2016, Enero]
- FIGUEIRA, M. & ROMERO, L. (2014). *Estudio de la interacción entre clima, relieve y tectónica a lo largo de zonas circundantes a los ríos San Carlos, Guache, Guanare y Capitanejo mediante comparación de índices de erosión y análisis de minerales pesados*. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, 224 p.
- FINLAYSON, D. & MONTGOMERY, D. (2003), Modeling large-scale fluvial erosion in geographic information systems, *Geomorphology*, v. 53, no. 1, 147-164 pp.
- FINLAYSON, D.P., MONTGOMERY, D.R. & HALLET B. (2002). Spatial coincidence of rapid inferred erosion with young metamorphic massifs in the Himalayas: *Geology*, 30, 219–222 pp.
- FLORES, M. (2013). *Estudio de la relación entre clima, erosión y tectónica a lo largo del río Guárico mediante análisis geomorfológicos, geológicos y datos termocronológicos existentes*. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 230 p.
- FRACLAC FOR IMAGEJ, (2004). *Fraclac advanced user's manual. karperien- charles sturt university-australia*, 36 p.
- FUNVISIS. Base dato sismológicos de Venezuela (1911-2011), disponible en: <http://www.funvisis.gob.ve/index.php> [Consultado: 2018, Enero]
- GALBRAITH, R.F. & GREEN, P.F. (1990). Estimating the component ages in a finite mixture. *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, 17, 196–206 pp.
- GALLAGHER, K., BROWN, R. & JOHSON, C. (1998). Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. 26:519–72 pp.
- GARCÍA-ABDESLEM, J., REGALADO-SOSA, J. & CERQUONE-RAVELO, H.R. (2013). Un modelo 3D de la densidad del subsuelo en el graben de Espino: un aulacógeno Jurásico en el oriente de Venezuela. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 (1), 110–120 pp.
- GOLDEN, L. & SPRINGER, G. 2006, Channel geometry, median grain size, and stream power in small mountain streams, *Geomorphology* 78, 64–76 pp.
- GONZÁLEZ DE JUANA C., J. ITURRALDE DE AROZENDA & X. PICARD. (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ed. FONINVES, Caracas, 1era Ed., 2 tomos: 1031 p.
- GUILLEN, W.E. & TORIBIO, E.P. (2006). *Compilación, digitalización y actualización geológica-cartográfica de la zona Nor-Central estados Guárico y Aragua*. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, 250 p.
- HACKLEY, P., URBANI, F., KARLSEN, A. & GARRITY, C.P. (2006). Mapa geológico de Venezuela a escala 1:750.000. *U.S. Geological Survey*, Open File Report 2006-1109 pp. Documento en línea, disponible en: <http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/> [Consultado: 2016, Enero]
- HEA J. P. & A. B. WHITMAN. (1960). Estratigrafía y petrología de los sedimentos precretácicos de la parte norte- central de la Sierra de Perijá, estado Zulia, Venezuela. *Memorias del III Congreso Geológico Venezolano*. 3(1):351-376 pp.

- HORTON, R. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology, *Geol. Soc. Am.* (56), 275–370 pp.
- HURTREZ, J., LUCAZEAN, F., LAVE, J. & AVOUAC, J. (1999b). Investigation of the relationship between basin morphology, tectonic uplift and denudation from the study of an active fold belt in Siwalik hills (Central Nepal). *J. Geophys. Res.*, 104: 779-796 pp.
- JACOME, M., KUZNIR, N., AUDEMARD, F. y FLINT, S. (2003). Formation of the Maturín Foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topography, *Tectonics*, vol.22, 5:10-46 pp. doi:10.1029/2002TC001381.
- JORDAN, T. H. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate, *J. Geophys. Res.*, 80: 4433-4439 pp.
- KELLOGG, J. N. y VEGA, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. In: Mann, P. (ed.) *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: GSA Special Paper*, 295: 75-90 pp.
- KHANBABAIEI, Z., KARAM, A. & ROSTAMIZAD, G. (2013). Studying Relationships between the Fractal Dimension of the Drainage Basins and Some of Their Geomorphological Characteristics. *International Journal of Geosciences*, 2013, 4, 636–642 pp.
- KIM, J. & JUNG, K. (2014). Fractal tree analysis of drainage patterns. *Water Resour Manage*, doi: 10.1007/s11269-014-0869-7, 14 p.
- KOHN, B.P., SHAGAM, R. & SUBIETA, T. (1984). Results and preliminary implications of sixteen fission-track ages from rocks of the western Caribbean Mountains, Venezuela. *Geological Society of America. Memoir*, 162, 415–421 pp.
- KOVISARS L. (1972). Geología de la parte norte- central de los Andes venezolanos. *Memorias del IV Congreso Geológico Venezolano*. 5(1):817-860 pp.
- KRUMBEIN, W.C. (1941). Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11 (2), 64–72 pp.
- KUSÁK, M. (2014). Review article: methods of fractal geometry used in the study of complex geomorphic networks. *AUC Geographica*, vol. 49, no. 2, 99-110 pp.
- LA BARBERA, P. & ROSSO, R. (1989). On the fractal dimension of stream networks. *Water Resources Research*, vol. 25, no. 4, 735-741 pp.
- LINDSAY, J. (2005). The Terrain Analysis System: a tool for hydro-geomorphic applications. *Wiley InterScience*, Hydrological Processes. 19, 1123–1130 pp. doi: 10.1002/hyp.5818
- LI, Z., ZHU, Q. & GOLD, C. (2005). *Digital terrain modeling: principles and methodology*. CRC Press: Boca Raton, FL, 323 p.
- LIFTON, N. & CHASE, C. (1992). Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel mountains, California. *Geomorphology*, (5) 77-114 pp.
- LUGO, J., MANN, P. (1995) Jurassic - Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. En: Tankard, A.; Suárez, R. y Welsink, H.J.: *Petroleum Basins of South America : AAPG Mem.* 62: 699-725 pp.
- MANDELBROT, B. (1977). Fractals: Form, chance and dimension, *Librarie du Bassin*, Editor: W. H. Freeman & Co Ltd, San Francisco, E.E.U.U. 365 p.
- MANDELBROT, B. (2003). Fractales, forma, coincidencia y dimensiones. *Mladá Fronta*, 206 p.
- MANN, P. (1999) Chapter 1 Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present, *Sedimentary Basin of the World*, *ScienceDirect*, VOL. 4, 3-31 pp. doi: 10.1016/S1874-5997.
- MACSOTAY O. & V. VIVAS. (1993). Icnofauna batial de la Formación Mucaria (Cretácico Tardío – Paleoceno temprano) de la Napa Piemontina, Venezuela Norcentral. *Bol. Soc. Venezolana Geol.* 48:18-42 pp.
- MACSOTAY O., V. VIVAS & P. MOTICKA. (1995). Biostratigraphy of the Piemontine Nappe of North-central Venezuela: Senonian to Eocene gravitational sedimentation. *Bol. Geol.*, MMH. Publicación Especial. 10:114-123 pp.

- MCNAMARA, J., KANE, D. & HINZMAN, L. (1999). An analysis of an arctic channel network using a digital elevation model. *Geomorphology*, (29) 339–353 pp.
- MILLER, S., BALDWIN, S. & FITZGERALD, P. (2012). Transient fluvial incision and active surface uplift in the Woodlark Rift of eastern Papua New Guinea. *Lithosphere*, v. 4, 131–149 pp., doi:10.1130/L135.1.
- MOORE I.D. & BURCH, G.J. (1986). Sediment Transport Capacity of Sheet and Rill Flow Application of Unit Stream Power Theory. *Water Resources Research*, 22 (8), 1350–1360 pp.
- NICHERSU, I., NICHERSU, I. & MIERLA, M. (2016). Applications of fractal geometry in morpho-hydrographic network of the Danube delta potamology. '1 de Decembrie 1918' University of Alba Iulia, 123-130 pp.
- NOGUERA M. (2009). *Analysis of provenance of Late Cretaceous – Eocene turbidite sequences in Northern Venezuela, tectonic implications on the evolution of the Caribbean*. The University of Georgia. Thesis of Magister of Science, Unpublished.
- OSTOS, M., AND SISSON, V.B. (2005), Geochemistry and tectonic setting of igneous and metagneous rocks of northern Venezuela, in Avé Lallemant, H. G., and Sisson, V. B., editors, Caribbean / South American plate interactions, Venezuela, Special Publication, 394: 119-155 pp.
- PASSALACQUA, H., FERNÁNDEZ, F., GOU, Y. y ROURE, F. (1995) Crustal Architecture and Strain Partitioning in the Eastern Venezuela Ranges. En : Tankard, A.; Suárez, R. y Welsink, H.J.: Petroleum Basins of South America. *AAPG Mem.* 62: 667-680 pp.
- PÉREZ DE ARMAS J. (2005). Tectonic and thermal history of the western Serranía del Interior foreland fold and thrust belt and Guárico basin, north-central Venezuela: Implications of new apatite fission-track analysis and seismic interpretation. En: Avé Lallemant H.G. & V.B. Sisson editors, Caribbean-Southamerican plate interactions. *Geological Society of America*, Special Publications, 394: 271-314 pp.
- PÉREZ, J., AZAÑÓN, J., AZOR, A., DELGADO, J. & GONZÁLEZ, F. (2009) Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps, *Earth Surface Processes and Landforms* <https://doi.org/10.1002/esp.1684> V. 34, n° 1, 16-25 pp.
- PDVSA-LÉXICO ESTRATIGRÁFICO (1997). Fm Guárico, Fm Mucaria, Fm Roblecito y Fm Quebradon.
- PEIRSON III A. L., A. SALVADOR & R. M. STAINFORTH. (1966). The Guárico Formation of north-central Venezuela. *Bol. Infor. Asoc. Venezolana Geol. Min. y Petr.*,9(7): 183-224 pp.
- PEIRSON III A. L., (1965-a) Geology of north-central Venezuela. *Informe inedito*, Creole Petr. Corp., Corpoven: 337 p.
- PEIRSON III A. L., (1965-b) Geology of the Guárico mountain front. *Bol. Inform., Asoc. Venezolana Geol. Min. y Petr.*, (8-7): 183-212 pp.
- PEREZ-PEÑA, J.V., AZAÑÓN J.M. & AZOR, A. (2009). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers and Geosciences*, 35,1214–1223 pp.
- PÉREZ DE ARMAS, J. (2005). Tectonic and thermal history of the western Serranía del Interior foreland fold and thrust belt and Guárico basin, north-central Venezuela: Implications of new apatite fission-track analysis and seismic interpretation: *Geological Society of America Special Papers*, 394, 271–314 pp.
- PHILLIPS, J. (1993). Interpreting the fractal dimension of river networks. In: Lam, N.S., De Cola, L. (Eds.), *Fractals and Geography*. Prentice Hall, New York, 142–157 pp.
- PROGRAMA INTERNACIONAL DE LA LITOSFERA, (2000), Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela, escala 1:2000000, documento en línea, disponible en: http://www.funvisis.gob.ve/archivos/mapas/fallas_activas.pdf [Consultado: 2017, Agosto]
- PIKE, R. & WILSON, S. (1971). Elevation- relief ratio hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin.*, 82, 1079–1084 pp.
- PINEDA, M.C., ELIZALDE, G., & VILORIA, J. (2011a). Relación suelo-paisaje en un sector de la cuenca del río Caramacate, Aragua, Venezuela. *Revista de la Facultad de Agronomía*. Universidad Central de Venezuela, 37 (1), 27-37 pp.
- PINDELL, J.L. (1991). Geologic rationale for hydrocarbon exploration in the Caribbean and adjacent regions. *Journal of Petroleum Geology*, 14 (3), 237–257 pp.

- PINDELL, J., KENNAN, L., WRIGHT, D. & ERIKSON, J. (2009). Clastic domains of sandstones in central/eastern Venezuela, Trinidad, and Barbados: heavy mineral and tectonic constraints on provenance and palaeogeography. In: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the region between North and South America*, *Geological Society of London, Special Publications*, 328, 743–797 pp., doi:10.1144/SP328.29
- RAHL, J.M., EHLERS, T.A. & VAN DER PLUIJM, B.A. (2007). *Quantifying transient erosion of orogens with detrital thermochronology from syntectonic basin deposits*, *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 147–161 pp.
- REINERS, P. & SCHUSTER, D. (2009). Thermochronology and landscape evolution. *Physics Today. American institute of physics*, 31-36 pp., S-0031-9228-0909-010-3.
- RENZ O. & K. C. SHORT. 1960. Estratigrafía de la región comprendida entre El Pao y Acarigua, estados Cojedes y Portuguesa. Mem.III Congr. Geol. Venez. Caracas, 1: 277-315 pp.
- ROD, E. 1956. Strike-slip faults of northern Venezuela. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 40, 457-476
- SISSON, V.B., AVÉ LALLEMANT, H.G., OSTOS, M., BLYTHE, A.E., SNEE, L.W., COPELAND, P., WRIGHT, J.E., DONELICK, R.A. & GUTH, L.R. (2005). Overview of radiometric ages in three allochthonous belts of northern Venezuela: Old zones, new ones, and their impact on regional geology, in Avé Lallemand, H.G., and Sisson, V.B., eds., *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela: Geological Society of America Special Paper*, 394, 91–117 pp., doi: 10.1130/2005.2394(03).
- SISSON, V.B., AVÉ LALLEMANT, H.G., OSTOS, M., BLYTHE, A.E., SNEE, L.W., COPELAND, P., WRIGHT, J.E., DONELICK, R.A., GUTH, L.R. (2005). Overview of radiometric ages in three allochthonous belts of northern Venezuela: Old zones, new ones, and their impact on regional geology, in Avé Lallemand, H.G., and Sisson, V.B., eds., *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela: Geological Society of America Special Paper*, 394, 91–117, doi: 10.1130/2005.2394(03).
- SMALL, E.E. & ANDERSON, R.S. (1998). Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. *Geology*, 26, 123–126 pp.
- SMGH, O. & SARANGI, A. (2008) Hypsometric analysis of the lesser Himalayan watersheds using geographical information system Indian 1. *Soil Cons.* 36 (3): 148-154 pp. Division of Environmental Sciences, Indian Agricultural Research Institute, New Delhi-I 10 012, India
- SOCAS, M. (1991). *Estudio sedimentológico de la Formación Naricual, estado Anzoátegui*. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 302 p.
- SOWPARNIKA, M. & JAIRAJ, P. (2014). Implication of fractal dimension on properties of rivers and river basins. *IAME*, Vol. 5, no.12, 155-164 pp.
- STEPHAN, J., MERCIER DE LEPINAY, B., CALAIS, E., TARDY, M., BECK, C., OLIVET, J., VILA, J., BOUYASSE, P., MAUFFRET, A., BOURGOIS, J., THERY, J., TOURNON, J., BLANCHET, R., y DECOURT, J. (1990). Paleodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to present. *Soc. ge'ol. France*, Bol. (8) 6: 915–919 pp.
- STEPHAN, J. (1977) El contacto Cadena Caribe-Andes Merideños entre Carora y el Tocuyo (Edo. Lara): Observaciones sobre el estilo y la edad de las deformaciones Cenozoicas en el occidente venezolano. *Memorias del V Congreso Geológico Venezolano*, 2: 789-816 pp.
- STERNAL, P., HERMAN, F., CHAMPAGNAC, J., FOX, M. SALCHER, B. & WILLETT, S. (2012) Pre-glacial topography of the European Alps, Zürich, Switzerland: *Geological Society of America Swiss*, Federal Institute of Technology (ETH), *Geology* 40 (12): 1067-1070 pp. doi:10.1130/G33540.1.
- STRAHLER, A.N. (1952). Hypsometric area-altitude analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117–1142 pp.
- STRAHLER, A. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Trans. Am. Geophys.* (38) 913–920 pp.
- TICHÝ, V. (2012). Fractales en: voráčková, š. (Eds.): *Geometría atlas*. academia, 252 p.
- TUCKER, G. E. & WHIPPLE, K.X. (2002). Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research* 107, 2179.

- TURCOTTE, D.L. (2007). *Fractal and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 398 p.
- URBANI, F. (2011) Un esbozo de la geología de Venezuela, *BioLlania*, Edición Esp. 10:27-32.
- VAN DER BEEK, P., VANMELLE, J., GUILLOT, S., PÉCHER1, A., REINERS, P., NICOLESCU, S. & LATI, M. (2009) Eocene Tibetan plateau remnants preserved in the northwest Himalaya. *Nature geoscience*, v. 2, 364-368 pp., doi: 10.1038/NGEO503.
- VAN DER LELIJ R., R. SPIKINGS, A. ULIANOV & M. CHIARADIA. (2012). Was the Venezuelan Andes basement attached to the Maya Block before Pangaea? A brief history of 300 million years of magmatism. *Revista venezolana de ciencias de la tierra*, Caracas, Venezuela, Geos 43, 61-63 pp.
- VERNON, A., VAN DER BEEK, P. & SINCLAIR, H. (2009). Spatial correlation between long-term exhumation rates and presentday forcing parameters in the western European Alps. *Geological Society of America*, v.37; no. 9; 859–862 pp., doi: 10.1130/G25740A.1.
- VIVAS V. & O. MACSOTAY, (1989). "Miembro El Pilar de la Formación Quiamare, ejemplo de Molasa Orogénica Neogena de Venezuela Nororiental, *Revista venezolana de ciencias de la tierra*, Jornadas 50 Aniversario Escuela de Geología, Minas y Geofísica. *Geos*, Caracas, Venezuela, (29): 108-125 pp.
- VIVAS V. & O. MACSOTAY. (1997). Reinterpretación de la cobertura sedimentaria Cretácico-Paleocena de la napa de Villa de Cura, Venezuela norcentral. *Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, Venezuela 2:517-525 pp.
- WEC Venezuela, (1997). Evaluación de pozos, Yoris, f. y Ostos, m., *Schlumberger Oilfield Service* capítulo 1, 44 p.
- WESTBROOK, G., LADD, J., BUHL, P., BANGS, N. AND TILEY, G. (1988), Cross section of an accretionary complex: Barbados ridge complex, *Geology*, Vol. 16, 631-635 pp.
- WHIPP, D.M. JR., EHLERS, T.A., BRAUN, J. & SPATH, C.D. (2009). Effect of exhumation kinematics and topographic evolution on detrital thermochronometer data: *Journal of Geophysical Research*, 11 4 pp., F04014, doi:10.1029/2008JF001195.
- WILSON, J.P. & GALLANT, J.C. (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*. New York: Wiley. 1–27 pp. ISBN 0-471-32188-5.
- ZAPATA, E. (1976). *Estudio de la Formación Guárico en el área de la Laguna de Unare, estado Anzoátegui. Análisis de facies y geoestadístico de variables sedimentarias*. Trabajo Especial de Grado para optar al título de Ingeniero Geólogo. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela, 105 p.