

UNIVERSIDAD PRIVADA ANTENOR ORREGO
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA CIVIL



TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

**“TRANSFORMACIÓN PRECIPITACIÓN-ESCORRENTIA
EN CUENCA DEL RIO MOCHE EMPLEANDO
HIDROGRAMA UNITARIO GEOMORFOLOGICO
(MODELO GAMMA DE DOS PARAMETROS)
Y SOFTWARE SIG”**

Área de Investigación:

Hidrología – Ingeniería Hidráulica

Autor(es):

Br. Espinoza García, James Franco David
Br. Herhuay Morales, Patricia del Rosario

Asesor:

Msc. Serrano Hernández, José Luis

TRUJILLO – PERÚ
2016

JURADO DICTAMINADOR

Ing. CARLOS VARGAS CÁRDENAS
Presidente

Ing. RICARDO NÁRVAEZ ARANDA
Secretario

Ing. MANUEL VILLALOBOS VARGAS
Vocal

Ing. JOSE LUIS SERRANO HERNANDEZ
Asesor

DEDICATORIA

A Dios.

Por haberme permitido llegar hasta este punto y haberme dado salud para lograr mis objetivos, además de su infinito amor y bondad.

A mis padres.

Por haberme apoyado en todo momento, por sus consejos, sus valores, por la motivación constante que me ha permitido ser una persona de bien, pero más que nada por su amor.

A mis hermanas.

Por estar conmigo no solo en los buenos momentos, sino en las adversidades que se nos presentó la vida, por salir adelante juntos.

A mi familia.

Por apoyarme continuamente, por brindar todo el amor del mundo y sobre todo por los consejos.

Franco Espinoza

A Dios.

Por haberme permitido llegar hasta aquí, acompañándome en cada paso dado y poniendo en mi camino a aquellas personas que me han acompañado y contribuido en el desarrollo de mis estudios. Todo este trabajo ha sido posible gracias a Él.

A mis padres.

Por ser una motivación constante en mi vida profesional y por haberme apoyado en todo momento, por sus consejos y principios.

A mis maestros

Por su tiempo y conocimientos brindados, por formar parte de mi formación. Especialmente a mi asesor.

Patricia Herhuay

AGRADECIMIENTO

Primero nos gustaría agradecer sinceramente a nuestro asesor de Tesis, Msc. Ing. José Luis Serrano Hernández, su esfuerzo y dedicación.

Sus conocimientos, sus orientaciones, su manera de trabajar, su persistencia, su paciencia y motivación han sido fundamentales para mi formación como investigador.

Él ha inculcado en nosotros un sentido de seriedad, responsabilidad y rigor académico sin los cuales no podríamos tener una formación completa como investigadores.

A su manera, hemos sido capaces de ganarse nuestra lealtad y admiración, así como sentirnos en deuda con él por todo lo recibido durante el periodo de tiempo que ha durado esta tesis de grado.

Franco Espinoza

Patricia Herhuay

RESUMEN

Para caracterizar una cuenca, es decir representar el proceso hidrológico que describe la transformación de precipitación en escorrentía, se utilizan diversos métodos o modelos matemáticos, en el presente se expone el método del Hidrograma Unitario Geomorfológico.

Se analiza desde un punto de vista cuantitativo la influencia de variables geomorfológicas fundamentales como área de drenaje de corriente, longitud de corriente y orden de corriente según Strahler, en el proceso de generación de caudal originado por un suceso de precipitación sobre una cuenca de drenaje

Además, son expuestas la obtención de los índices morfométricos es decir los ratios de Horton: ratio de área, ratio de longitud y ratio de bifurcación (R_b , R_a , R_l) que caracterizan a la cuenca a partir de la red de drenaje y propiedades obtenidos con la utilización del software QGIS para diferentes umbrales de análisis, para más adelante mediante aproximaciones utilizadas en estudios recientes obtener los parámetros de forma “n” y de escala “K”.

Utilizando los parámetros de forma y escala caracterizamos el hidrograma unitario geomorfológico punto principal del presente trabajo que nos servirá como modelo de transformación de la precipitación en escorrentía.

La conclusión de los resultados obtenidos, es que el hidrograma unitario geomorfológico utiliza los parámetros morfométricos para representar el proceso de transformación de precipitación en escorrentía, y entrega una aproximación con gran robustez para caudales de eventos extremos, así como para caudales en épocas de estiaje.

La validación de este modelo “hidrograma unitario geomorfológico” se realizó utilizando el software HEC–HMS, modelando con parámetros de precipitación, abstracción y propagación de igual manera al estudio de la Autoridad Nacional del Agua (ANA) en el año 2010 para la misma cuenca; a excepción de la transformación empleando el hidrograma unitario geomorfológico de, llegando a obtener una buena aproximación al hidrograma propuesto por el ANA.

ABSTRACT

To characterize a basin, is represent the hydrological process that describes the transformation of precipitation into runoff, various methods or mathematical models are used in the present method geomorphological unit hydrograph is exposed.

Is analyzed from a quantitative point of view the influence of fundamental geomorphological variables as current drainage area, length of current and current command according Strahler in the generation process flow caused by an event of precipitation over a drainage basin

Moreover, they are exposed obtaining morphometric indices ie ratios Horton: ratio of area ratio of length and ratio of bifurcation (R_b , R_a , R_l) that characterize the basin from the drainage network and properties obtained QGIS use of the software for different thresholds analysis, for later using approximations used in recent studies to obtain the shape parameters "n" and scale "K".

Using the shape and scale parameters characterize the geomorphological unit hydrograph main point of this work will serve as a model of transformation of rainfall runoff.

The conclusion of the results is that the geomorphological unit hydrograph using morphometric parameters to represent the transformation process precipitation runoff, and delivers an approach with great strength for flow rates of extreme events, as well as flows in times of drought.

Validation of this model "hydrograph geomorphological unit" was performed using HEC-HMS software, modeling parameters of precipitation, abstraction and spread equally to the study by the National Water Authority (ANA) in 2010 for the same basin; except for the transformation using the geomorphological unit hydrograph, obtaining a good approximation to hydrograph proposed by the ANA.

INDICE

1	CAPITULO I: EL PROBLEMA DE LA INVESTIGACIÓN.....	1
1.1	Planteamiento del problema	2
1.2	Formulación del problema	3
1.3	Objetivos de la investigación.....	3
1.3.1	Objetivos generales	3
1.3.2	Objetivos específicos	4
1.4	Justificación Del Estudio	5
1.5	Limitaciones de la investigación.....	6
2	CAPITULO II: MARCO TEORICO.....	7
2.2	Antecedentes	8
2.2.1	Antecedentes de Estudio	8
2.2.2	Generalidades	9
2.2.3	Marco Geográfico.....	9
2.2.4	Estructura Geofísica de la cuenca.....	15
2.3	Bases teóricas	24
2.3.1	Bases Generales.....	24
2.3.2	Modelos de Cuenca Hidrológica.....	25
2.3.3	Componentes de un Modelo de Cuenca Hidrológica.....	28
2.4	Bases Específicas	36
2.4.1	Hidrograma Unitario	36
2.4.2	Introducción a la teoría del Hidrograma Unitario Geomorfológico	38
2.4.3	La evolución temporal de una gota de Lluvia.....	41
2.4.4	Un marco estadístico para el HUI.....	42
2.4.5	Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico	45
2.4.6	El pico y el tiempo al pico en el HUI: una síntesis geomorfológica	49
2.4.7	Hidrograma Unitario Geomorfológico	53
2.4.8	Circulación de flujos a través de cuencas	57
2.4.9	Modelo de embalses lineales en serie	57
2.4.10	La cuenca como sistema lineal	62
2.5	Hipótesis.....	68

2.6	Variables	68
2.6.1	Definición conceptual de la variable	68
2.6.2	Definición operacional de la variable	69
3	CAPITULO III: METODOLOGÍA	70
3.1	Tipo y nivel de investigación	71
3.1.1	Por el propósito	71
3.1.2	Por el nivel de conocimientos que se adquieren.....	71
3.1.3	Método.....	71
3.2	Ubicación	71
3.3	Técnicas e instrumentos para la recolección de datos	72
3.3.1	Obtención de datos de Elevación	72
3.3.2	Recolección de información base.....	74
3.4	Validez y confiabilidad del instrumento	77
3.5	Procesamiento de datos	77
3.5.1	Programas.....	77
3.6	Ratios de Horton R_a, R_b, R_l	81
3.6.1	Delimitación de la Cuenca	82
3.6.2	Obtención de los Ratios de Horton.....	83
3.6.3	Cálculo de los parámetros de forma “n” y escala “ λ ”	83
3.6.4	Obtención del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico	84
3.6.5	Obtención del Hidrograma Unitario Geomorfológico	84
3.6.6	Modelamiento en HEC – HMS.....	84
4	CAPITULO IV: RESULTADOS	85
4.1	Delimitación de la Cuenca del río Moche	86
4.1.1	Remover depresiones o pit remove.....	86
4.1.2	Dirección de Flujo o flow direction	87
4.1.3	Área de Contribución o contributing area	88
4.1.4	Definición de Corrientes o Stream Definition	89
4.1.5	Orden de Corriente o stream order	90
4.1.6	Red de corrientes y sub cuencas de drenaje	91
4.2	Propiedades de la Red de Corrientes	92
4.2.1	Red de corrientes para umbral de 500 pixeles.....	92

4.2.2	Red de corrientes para umbral de 750 pixeles.....	93
4.2.3	Red de corrientes para umbral de 1000 pixeles.....	94
4.2.4	Red de corrientes para umbral de 2500 pixeles.....	95
4.2.5	Red de corrientes para umbral de 5000 pixeles.....	96
4.2.6	Red de corrientes para umbral de 7500 pixeles.....	97
4.2.7	Red de corrientes para umbral de 10000 pixeles	98
4.2.8	Red de corrientes para umbral de 17969 pixeles	99
4.2.9	Resumen de principales características geomorfológicas.....	100
4.3	Cálculo de los Ratios de Horton R_a, R_b, R_l	103
4.3.1	Umbral de 500 pixeles	103
4.3.2	Umbral de 750 pixeles	104
4.3.3	Umbral de 1000 pixeles	105
4.3.4	Umbral de 2500 pixeles	106
4.3.5	Umbral de 5000 pixeles	107
4.3.6	Umbral de 7500 pixeles	108
4.3.7	Umbral de 10000 pixeles	109
4.3.8	Umbral de 17969 pixeles	110
4.4	Cálculo de los parámetros de forma “n” y escala “K”	111
4.5	Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico.....	112
4.6	Hidrograma Unitario Geomorfológico	113
4.7	Modelamiento en HEC–HMS	114
4.7.1	Resultados del Modelo de precipitación – Escorrentía.....	115
5	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	118
5.1	Ratios de Horton.....	119
5.2	Parámetros de forma “n” y escala “K”	121
5.3	Hidrograma unitario Geomorfológico.....	121
5.4	Modelamiento en HEC–HMS	121
5.4.1	Modelo Meteorológico.....	121
5.4.2	Modelo de Control.....	122
5.5	Hidrograma de escorrentía directa	123

6	CONCLUSIONES.....	124
7	RECOMENDACIONES	127
8	BIBLIOGRAFÍA.....	129
9	ANEXOS.....	130

INDICE DE ILUSTRACIONES

Ilustración 1. Sub cuencas pertenecientes a la cuenca del río Moche.....	12
Ilustración 2. Esquema general del Proyecto Especial Chavimochic.....	14
Ilustración 3. Mapa de Isoyetas interpoladas por Spline	32
Ilustración 4. Mapa de Numero de Curva generado en GIS.....	33
Ilustración 5. Cuenca de tercer orden según criterios de Strahler.....	43
Ilustración 6. Cuenca del Río Moche delimitación hasta la estación de aforo de Quirihuac.....	71
Ilustración 7. Página web del Geo servidor de MINEDU	72
Ilustración 8. Página web de Earth Explorer - Ubicada en la zona de estudio.....	73
Ilustración 9. Vista de la meta data del raster ASTGDEM2_08W079.....	74
Ilustración 11. Algoritmo Pit Remove	86
Ilustración 12. Algoritmo Flow Direction	87
Ilustración 13. Algoritmo Contributing Area.....	88
Ilustración 14. Algoritmo Stream Definition	89
Ilustración 15. Algoritmo Stream Order	90
Ilustración 16. Algoritmo Stream Reach and Watershed	91
Ilustración 17. Red de corrientes para umbral de 500 pixeles o 0.05 km ²	92
Ilustración 18. Red de corrientes para umbral de 750 pixeles o 0.07 km ²	93
Ilustración 19. Red de corrientes para umbral de 1000 pixeles o 0.09 km ²	94
Ilustración 20. Red de corrientes para umbral de 2500 pixeles o 0.24 km ²	95
Ilustración 21. Red de corrientes para umbral de 5000 pixeles o 0.47 km ²	96
Ilustración 22. Red de corrientes para umbral de 7500 pixeles o 0.71 km ²	97
Ilustración 23. Red de corrientes para umbral de 10000 pixeles o 0.94 km ²	98
Ilustración 24. Red de corrientes para umbral de 17969 pixeles o 1.69 km ²	99
Ilustración 25. Esquema de Modelamiento HEC - HMS de la Cuenca de Moche .	114

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Curva hipsométrica de la cuenca del Río Moche	22
Figura 2. Perfiles de Distribución de Lluvia	31
Figura 3. Hietograma producido con SCS para la tormenta Tipo I.....	31
Figura 4. Volumen de precipitación efectiva recogida en función del tiempo de una entrada como unidad de precipitación.....	41
Figura 5. Ejemplo de la Variación del HUI cuando la velocidad es fija pero las características geomorfológicas cambian – fuente: Hydrologic Response (Rodríguez-Iturbe, Valdés).....	45
Figura 6. Ejemplo de la variación en el HUI cuando las características geomorfológicas son contantes pero la velocidad cambia – fuente: Hydrologic Response (Rodríguez-Iturbe, Valdés).....	46
Figura 7. Ejemplo de la variación del tiempo al pico del HUI como función de la velocidad de Flujo – fuente: Hydrologic Response (Rodríguez-Iturbe, Valdés).....	48
Figura 8. Ejemplo de la variación del Pico de HUI en función de la velocidad de Flujo – fuente: Hydrologic Response (Rodríguez-Iturbe, Valdés).	49
Figura 9. Efecto de la variación de R_b sobre el máximo del hidrograma unitario instantáneo según fórmulas de Rosso (1984) - $R_a= 3.76$ $R_i=1.78$ $L/v=40.4$ min	56
Figura 10. Modelo conceptual de embalses lineales en serie	57
Figura 11. Sistema Lineal	63
Figura 12. Respuesta de un sistema lineal a entradas tipo pulso	64
Figura 13. Relación de convolución en una escala de tiempo continuo.....	65
Figura 14. Relación de convolución en una escala de tiempo discreto.....	66
Figura 15. Desarrollo de la relación de convolución discreta	67
Figura 16. Perfil de Tormenta SCS Tipo I	75
Figura 17. Regresión Lineal Ratios de Horton 500 px	103
Figura 18. Regresión Lineal Ratios de Horton 7500 px	104

Figura 19. Regresión Lineal Ratios de Horton 1000 px	105
Figura 20. Regresión Lineal Ratios de Horton 2500 px	106
Figura 21. Regresión Lineal Ratios de Horton 5000 px	107
Figura 22. Regresión Lineal Ratios de Horton 7500 px	108
Figura 23. Regresión Lineal Ratios de Horton 10000 px	109
Figura 24. Regresión Lineal Ratios de Horton 17969 px	110
Figura 25. Hidrogramas Unitarios Instantáneos Geomorfológicos.....	112
Figura 26. Hidrogramas Unitarios Geomorfológicos	113
Figura 27. Hidrograma de Avenida para TR 50 años	115
Figura 28. Hidrograma de Avenida para TR 100 años	116
Figura 29. Hidrograma de Avenida para TR 200 años	117
Figura 30. Histograma de Variación R_a	119
Figura 31. Histograma de Variación R_b	120
Figura 32. Histograma de Variación R_l	120
Figura 33. Perfil de Tormenta SCS Tipo I - TR 100 Años.....	122
Figura 34. Hietograma para sub cuenca de Medio Alto Moche, utilizando perfil SCS Tipo I.....	122

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Principales parámetros geomorfológicos	23
Tabla 3. Parámetros de pérdidas en las sub cuencas del río Moche.....	76
Tabla 22. Límites de ratios de Horton	81
Tabla 23. Resumen de ratios de Horton para diferentes umbrales	82
Tabla 4. Umbrales de delimitación de cuenca	82
Tabla 5. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 500 pixeles	100
Tabla 6. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 750 pixeles	100
Tabla 7. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 1000 pixeles	100
Tabla 8. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 2500 pixeles	101
Tabla 9. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 5000 pixeles	101
Tabla 10. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 7500 pixeles	101
Tabla 11. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 10000 pixeles	102
Tabla 12. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 17969 pixeles	102
Tabla 13. Ratios de Horton 500 px.....	103
Tabla 14. Ratios de Horton 750 px.....	104
Tabla 15. Ratios de Horton 1000 px.....	105
Tabla 16. Ratios de Horton 2500 px.....	106
Tabla 17. Ratios de Horton 5000 px.....	107

Tabla 18. Ratios de Horton 7500 px.....	108
Tabla 19. Ratios de Horton 10000 px.....	109
Tabla 20. Ratios de Horton 17969 px.....	110
Tabla 21. Parámetros de forma y escala para diferentes pixeles.....	111
Tabla 24. Tabla de Precipitaciones estimadas - Fuente ANA	121

INTRODUCCIÓN

La hidrología aplicada debe dar respuesta a una serie de cuestiones de carácter práctico. Tal es el caso de la estimación de los caudales producidos en una cuenca no aforada por determinada precipitación. Este problema, que ha centrado la atención de investigadores durante más de 100 años, conduce al análisis de los mecanismos generadores de caudal, así como de los procesos físicos concurrentes.

Dicho análisis resulta inabordable cuando se trata de abarcar simultáneamente toda la diversidad y complejidad de los procesos involucrados y todas las interrelaciones existentes entre los elementos que componen los sistemas hidrológicos.

La necesaria simplificación de estos sistemas lleva a la construcción de modelos, basados en un razonamiento físico o en observaciones y relaciones entre cantidades, de tal forma que las variables menos importantes son ignoradas, y los procesos son agregados y conceptualizados según esquemas que permitan cuantificar la respuesta hidrológica.

Entre los factores de mayor relevancia en los procesos físicos de generación de caudales en las cuencas hidrográficas, se encuentra la morfología de la red de drenaje (Baker, V.R.; Craig, R. y Patton, P. C., 1989)¹. Su naturaleza, estructura y dimensiones afectan decisivamente a la respuesta hidrológica, y por ello, tales características deben recogerse en el modelo utilizado, por simple que éste sea. El análisis morfométrico de redes de drenaje proporciona índices y parámetros que describen cuantitativamente la estructura de la red, por lo que pueden incorporarse en la formulación de modelos matemáticos.

Este trabajo pretende poner de manifiesto el interés del uso de esquemas simples de transformación lluvia – escorrentía que incorporen conceptos geomorfológicos sintetizadores de las propiedades de la cuenca como sistema transformador. La teoría del hidrograma unitario geomorfológico representa un marco adecuado para la utilización de ciertos conceptos básicos de geomorfología cuantitativa en modelos lineales de transformación lluvia-escorrentía.

¹ (1989) Flood Geomorphology. New York.

1 CAPITULO I: EL PROBLEMA DE LA INVESTIGACIÓN

1.1 Planteamiento del problema

En el Perú se vienen realizando distintas obras de mitigación y prevención de inundaciones, obras hidráulicas, puentes entre otros, por lo tanto es necesario estimar el caudal futuro que pueda pasar en el río bajo un evento poco probable o extremo, este es un factor preponderante y muy importante al momento de realizar el diseño de dichas estructuras.

Actualmente, se miden caudales en diversas formas una de ellas es en estaciones hidrológicas pertenecientes al servicio nacional de meteorología e hidrología del Perú (Senamhi) las cuales tienen instrumentos sofisticados que miden directamente el caudal del río en algunos puntos estratégicos a lo largo del cauce para luego así mediante un tratamiento probabilístico estimar caudales máximos, implementar y mantener estas estaciones son muy costosas razón por la cual solo hay pocas en las cuencas a nivel nacional, por ende la cuenca del río Moche solo cuenta con una en la localidad de Quirihuac la cual se encuentra en inactividad desde Octubre de 1990.

Otra manera de estimar el caudal del río es siguiendo modelos matemáticos como hidrogramas unitarios, para los cuales se necesitan datos de entrada, en este caso precipitaciones; dichos datos son obtenidos de pluviómetros que se encuentran en estaciones meteorológicas también administradas por el Senamhi, en la cuenca del río Moche existen 8 de las cuales 3 están deshabilitadas contando con lectura de datos no actualizados a la fecha o con datos faltantes en periodos de tiempo en algunas de ellas. Debido a los cambios climáticos a causa del calentamiento global, las características de las precipitaciones en la actualidad han sufrido variaciones.

Entonces que sucede con estos datos de entrada (precipitación), no son de gran calidad, lo que genera un mal resultado o una mala estimación, sumándole que para transformar dicha precipitación en escorrentía se utilizan métodos americanos, desarrollados para cuencas americanas no para cuencas andinas. Consecuentemente obteniendo el Caudal ya luego de procesar los datos de entrada, se asume una información errónea o no muy confiable para el diseño de las obras civiles, siendo un mal proyecto.

Muy aparte de todo lo ya mencionado en el Perú no se cuentan con un gran registro completo de datos hasta la actualidad, por lo cual los estudios hidrológicos

son suposiciones que se basan para la transformación de precipitación en escorrentía en métodos de hidrogramas unitarios sintéticos, el más usado de estos es el hidrograma unitario sintético propuesto por el Soil Conservation Service de los Estados Unidos de América desarrollado para cuencas americanas en general, y no para cuencas rurales con topografía como la de nuestro país.

Otro problema que existe en nuestro país es que las cuencas hidrográficas no se encuentran calibradas al no contar con registros continuos de caudales observados en las estaciones Hidrometeorológicas, o sea no tenemos una respuesta cierta del verdadero comportamiento del Hidrograma de la cuenca ante un evento de tormenta.

1.2 Formulación del problema

La interrogante a resolver responde a la siguiente pregunta:

¿Qué tan precisa es la estimación de caudales máximos en la cuenca del río Moche mediante el uso del hidrograma unitario geomorfológico (modelo gamma de dos parámetros) y software SIG; teniendo como referencia el Estudio de Máximas avenidas en las Cuencas De La Vertiente Del Pacífico - Cuencas De La Costa Norte realizado por la Autoridad Nacional del Agua (ANA)?

1.3 Objetivos de la investigación

1.3.1 Objetivos generales

Aplicar el modelo de transformación de precipitación en escorrentía, utilizando el hidrograma unitario geomorfológico (modelo gamma de dos parámetros); y posteriormente compararlo con otro Hidrograma de esta misma cuenca obtenida de un estudio realizado por la Autoridad Nacional del Agua (2010) de título *“Estudio de Máximas avenidas en las Cuencas De La Vertiente Del Pacífico - Cuencas De La Costa Norte”*.

1.3.2 Objetivos específicos

- Recolectar información cartográfica en formato espacial del MINEDU², igualmente modelos digitales de elevación del U.S.G.S.³ en formato raster.
- Procesar la información recolectada en el software de sistema de información geográfica QGIS conjuntamente con la herramienta TauDEM⁴.
- Generar el Hidrograma Unitario Geomorfológico para la cuenca del río Moche.
- Generar Hidrogramas de escorrentía directa para la cuenca del río Moche para diferentes periodos de retorno.
- Validar la robustez del modelo con los parámetros extraídos del modelo propuesto en el estudio de la Autoridad Nacional del Agua⁵.

² Ministerio de Educación – Información espacial CARTAS NACIONALES

³ United States Geological Survey

⁴ Terrain Analysis Using Digital Elevation Model – David Tarboton.

⁵ (2010) Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la vertiente del Pacífico – Cuencas de la costa Norte.

1.4 Justificación Del Estudio

Para cuencas con escasa o ninguna información meteorológica o hidrológica, la implementación de la metodología del Hidrograma Geomorfológico Instantáneo Unitario, es una herramienta alternativa y viable con un enfoque único, ya que cuenta con parámetros más accesibles al momento de su obtención, y tiene un mayor grado de confiabilidad en la transformación de precipitación a escorrentía ya que dichos parámetros son calculados y no asumidos como es el caso de otros hidrogramas unitarios sintéticos.

Ingenierilmente la buena estimación de un caudal, nos permite realizar un buen diseño para las diversas obras que involucren a la hidráulica y/o un buen modelado para superficies de inundación en este caso para la cuenca del Rio Moche.

En la parte metodológica abre nuevos campos de estudio, como la utilización de software de sistemas de información geográfica como herramienta primordial para estudio y/o análisis de cuencas hidrológicas, el uso de algoritmos y de programación básica para facilidad de los cálculos de los ratios geomorfológicos necesarios para el cálculo de los parámetros del hidrograma. Además de la utilización de este Hidrograma unitario como método de transformación de la lluvia en escorrentía para cuencas aledañas a la del río moche, o cuencas que cuenten con un similar característica geomorfológica.

En el ámbito social: Una buena estimación de caudales máximos en avenidas sirve para la proyección de obras de defensa ribereñas, estudios de aplicación y obras hidráulicas, beneficiara a los agricultores y/o pobladores que residen en el valle del río Moche ya que contarán con buena infraestructura que puedan mitigar en conjunto los desastres.

1.5 Limitaciones de la investigación

Una de las principales limitaciones de la investigación es que se cuenta con muy poca información en castellano sobre el Hidrograma Unitario Geomorfológico.

Igualmente solo se cuenta con información sobre el análisis de cuencas andinas es decir cuencas que desembocan en otras ríos formando cuencas de mayor tamaño, caso opuesto a lo de la cuenca del río Moche, siendo de una topografía muy accidentada aguas arribas de la estación hidrológica de Quirihuac, y siendo de una topografía plana o llana aguas abajo haciendo que el río moche se bifurque.

Se buscó datos de caudales observados para realizar una calibración y/o verificación del hidrograma de la cuenca con el método del hidrograma unitario geomorfológico, no pudiendo contar con un registro continuo de dichos caudales observados.

2 CAPITULO II: MARCO TEORICO

2.2 Antecedentes

2.2.1 Antecedentes de Estudio

(Ricon Rodriguez & Rey Londoño, 2013)⁶ “El Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico es una metodología que indirectamente se ha venido planteando desde que las leyes de Horton (1954) fueron planteadas ya que ellas son la base para realizar dicha metodología. Adicionalmente muchos autores se han preguntado ¿Qué otra cosa se puede lograr teniendo la caracterización morfométrica de una cuenca?

La morfometría es la descripción de una forma y estructura de manera cualitativa y cuantitativa, por ello es que las leyes de Horton que definen toda la estructura de una red de drenaje son esenciales al momento de realizar un procedimiento como el Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico.

Para ello uno de los científicos más reconocidos en el ámbito Hidrológico a nivel mundial Ignacio Rodríguez Iturbe después de una larga investigación junto con Juan N. Valdés logran dar a conocer un paper⁷ en Diciembre de 1979 en el cual establecen una metodología para calcular matemáticamente el Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico.”

(Ayuso, Peña, & Montesinos, 1994)⁸ “En Hidrología se emplean los modelos lineales para el análisis de la respuesta de una cuenca a la lluvia. La teoría del hidrograma unitario constituye uno de los métodos más utilizados en la práctica de la ingeniería en la fase de planificación, diseño y proyecto de estructuras hidráulicas. Se presentan los fundamentos teóricos de cuatro métodos lineales para la deducción del hidrograma unitario o respuesta pulso de una cuenca: Programación lineal mínimos cuadrados, método de regularización o de mínimos cuadrados suavizados, y modelo de Nash. Los cuatro métodos son aplicados con datos de diversos episodios de lluvia – escorrentía registrada en una cuenca real. Los hidrogramas unitarios estimados junto con los hidrogramas de escorrentía directa calculados son analizados y comparados.”

⁶ (2013) Implementación de la metodología del hidrograma unitario instantáneo geomorfológico en la cuenca de río Negro. Bogota.

⁷ (1979) The Geomorphologic Structure of Hydrologic Response. Caracas.

⁸ (1994) Estimación del hidrograma unitario – Estudio de cuatro métodos lineales. Córdoba.

2.2.2 Generalidades

La zona materia del presente estudio corresponde a la cuenca del río Moche, la cual presenta considerables variaciones en su relieve, dividiéndola en dos zonas: zona alta y la zona baja o valle. La denominación de “valle” en la costa peruana se aplica por razones de costumbre, al área relativamente plana y escasa variación de altura sobre el nivel del mar, situado en la planicie costera y cultivada únicamente por irrigación.

Igualmente, es usual referirse con el nombre de “cuenca alta” a la parte superior de la cuenca hidrográfica, generalmente está ubicada sobre los 2000 m.s.n.m. La dualidad valle, cuenca alta equivale, dentro de nuestra realidad geográfica, al binomio Costa – Sierra. Por tanto, el uso de estos términos el presente informe corresponden a la interpretaciones señaladas.

La actual cuenca del río Moche constituyo en el pasado la cuna de la cultura Mochica, cuyos antecedentes se remontan 500 años a.C. Esta cultura se inició en la época pre–cerámica y tarda mucho para conocer la agricultura. En la actualidad en esta zona se observa un gran impulso hacia el progreso, desarrollo agrícola y urbano, extensión de la industria y el comercio a ritmo acelerado.

2.2.3 Marco Geográfico

2.2.3.1 Características Generales de la Cuenca

Geográficamente sus puntos extremos se hallan comprendidos entre los 7°46´ Y 8° 15´ de Latitud Sur y los 78° 16´ y 79° 08´, de Longitud Oeste. Altitudinalmente, se extiende desde el nivel del mar hasta la línea de cumbres de la Cordillera Occidental de los Andes, cuyos puntos más elevados están sobre los 4000 m.s.n.m.

La cuenca del río Moche se ubica en la Costa Norte del Perú, pertenece a la vertiente del Pacífico y drena un área total de 2115 km²⁹. En líneas generales, la cuenca tiene forma alargada que se ensancha en la zona media. Sus dimensiones en promedio son de 96 Km de largo y 25 Km de ancho promedio y su altitud media es de 2317 m.s.n.m. El factor de forma es 0.224 lo cual nos estaría indicando que esta cuenca tiene regular respuestas a crecidas, asimismo el coeficiente de

⁹ Área de drenaje de la cuenca en salida al océano Pacífico

Compacidad es de 1.61 y que corresponde a formas de cuenca oval oblonga a rectangular oblonga.

Políticamente se localiza en el departamento de La Libertad, comprendiendo total o parcialmente las provincias de Trujillo, Otuzco, Santiago de Chuco y Julcán.

2.2.3.2 Población dentro de la Cuenca

La población en la cuenca baja o valle es típicamente urbana, está focalizada en la ciudad de Trujillo y distritos periféricos, en esta área como en todas las grandes ciudades de la Costa el crecimiento de la población ha sido mayor a la tasa de crecimiento vegetativo explicado principalmente por las corrientes migratorias del campo a la ciudad ocasionando en ésta, problemas socioeconómico complejos.

La población en la cuenca alta está distribuida mayoritariamente en el área rural y dentro de ésta, en terrazas o valles interandinos siendo la actividad económica principal la agricultura, sin embargo, la irregularidad en el tiempo de las aguas pluviales así como la irregularidad topográfica del área que dificulta la construcción de obras de infraestructura de riego han convertido a dicha actividad en una actividad casi de subsistencia, sin un significado económico. La información estadística actual del INEI¹⁰ acopiado por CESEL S.A., referida a datos de población y pobreza tipifican al área de la cuenca alta como una de las más deprimidas de la región.

2.2.3.3 Hidrografía y fisiografía

La cuenca es drenada por el río Moche que tiene sus orígenes en la Laguna Grande a una altitud de 3898 msnm muy cerca de la localidad de Quiruvilca, el área total de drenaje hasta su desembocadura en el Océano Pacífico, como se indicó líneas arriba, es de 2115 km² y una longitud aproximada de recorrido de 102 km., presentando una pendiente promedio de 4%.

La cuenca colectora húmeda es de 1418 km² (área de cuenca con altitud mayor a 1500 msnm), área que representa el 52% del área total de la cuenca y es la que contribuye sensiblemente al escurrimiento superficial, y del mismo modo, es la que tiene mayores implicancias en los problemas de impacto ambiental ocasionados por las actividades mineras.

El río desde sus nacientes hasta su desembocadura tiene forma sinuosa.

¹⁰ Instituto Nacional de Estadística e Informática

Como todas las cuencas de la Costa del Perú, la cuenca del río Moche es de fondo profundo y quebrado, fuerte pendiente, presentando un relieve escarpado y abrupto propiciando un flujo torrencioso y altamente turbulento, principalmente durante el período de avenidas.

La parte superior de la cuenca presenta, por efecto de la desglaciación, cierto número de lagunas y, en la parte inferior del valle, por la disminución brusca de la pendiente se ha formado un cono de deyección, producto de la deposición del material sólido transportado por el río principalmente durante el período de avenidas.

El escurrimiento superficial se debe fundamentalmente a la precipitación pluvial estacional que cae en la "cuenca húmeda".

La cuenca del río Moche tiene sus nacientes en la confluencia de las quebradas San Francisco y Quebrada Tapada a una altitud de 4200 msnm, estas quebradas son permanentemente alimentadas por lagunas que se ubican a la línea de cumbres que conforma la divisoria de aguas de esta cuenca con la del río Santa.

El río Shorey al unirse con el río San Lorenzo forma el río Constancia. A su vez el río San Lorenzo tiene su origen en la laguna del mismo nombre y sus tributarios son el río Grande que se origina en la laguna del mismo nombre y la quebrada Pampa Huacha.

El río Constancia cambia el nombre a la altura de la quebrada de la Perdiz y se convierte en el río Moche.

Los tributarios principales del río Moche son: por la margen derecha: los ríos Mótil (82 km²), Chota (98 km²), Otuzco (184 km²) Cumbray (496 km²) y Catuay (106 km²); y por la margen izquierda: el río Chanchacap (122 km²). Existen además lechos de ríos secos, pues aguas del río Chepén y del río Simbal son captados para irrigar zonas de cultivo en el transcurso de su curso, no llegando a desembocar ningún caudal en el río Moche.

En la cuenca del río se ha constatado dos zonas bien definidas que constituyen fuentes de contaminación en lo referente a efluentes; el primero es en la zona de Quiruvilca, que es la más significativa. Asimismo en la zona de Salpo existen aguas efluentes de socavones que discurren por la quebrada Blanca en un caudal aproximado de 12 l/s.

2.2.3.4 División en unidades Hidrológicas¹¹

(Ramos Taipe, 2010) La división de la cuenca río Moche, se ha realizado tomando en cuenta la distribución de la red de estaciones hidrometeorológicas existentes, la proporcionalidad de áreas y la topografía de la misma.

Las sub cuencas así determinadas, son las siguientes:

- Sub cuenca de Alto Moche.
- Sub cuenca Motil
- Sub cuenca Medio Alto Moche
- Sub cuenca Otuzco
- Sub cuenca Medio
- Sub cuenca La Cuesta
- Sub cuenca Catuay
- Sub cuenca Medio Bajo Moche
- Sub cuenca Bajo Moche

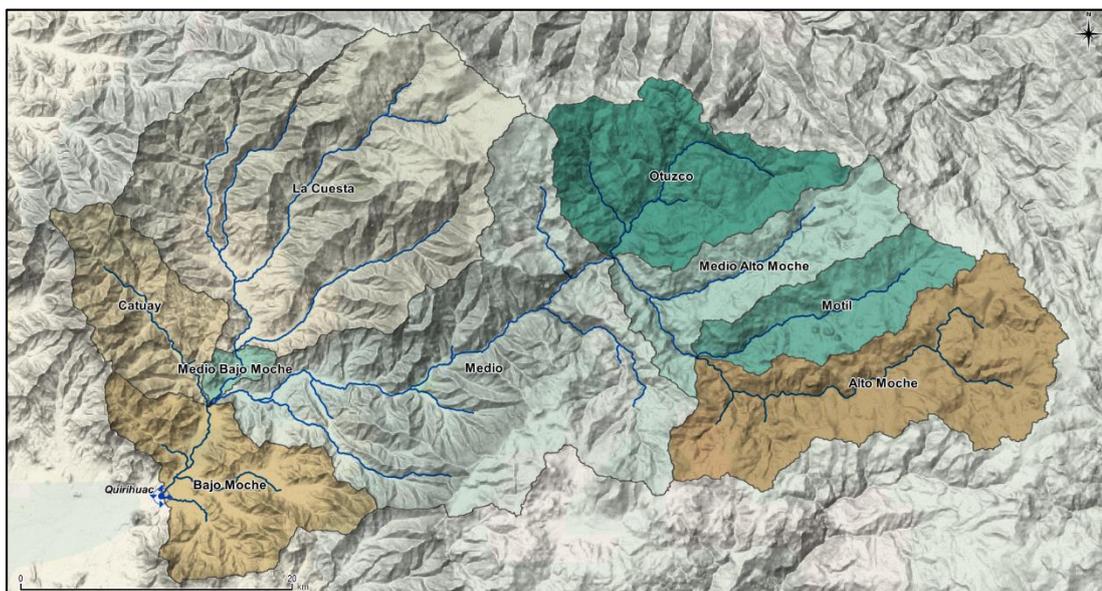


Ilustración 1. Sub cuencas pertenecientes a la cuenca del río Moche

¹¹ Unidades Hidrográficas propuestas en el estudio de la Autoridad Nacional del Agua

2.2.3.5 Proyecto de Irrigación Chavimochic

El Proyecto Especial Chavimochic es un sistema de irrigación que se extiende en gran parte de la costa de la Región La Libertad en la zona norte peruana. Fue iniciado en la década de 1960 por el Instituto Nacional de Desarrollo (INADE), dependencia del Gobierno central peruano. En el 2003 se efectuó la transferencia de su administración misma al Gobierno Regional de La Libertad.

Se extiende en la parte baja de las cuencas de los ríos Santa, en el cual se ubica la bocatoma principal, Chao, Virú, Moche y Chicama. El objetivo del Proyecto Especial es el de garantizar el agua de riego en los perímetros de riego de las partes bajas de las cuencas mencionadas.

El área total irrigada beneficiada por el sistema. Es de 144 385 ha, de las cuales se han ganado al desierto 66 075 ha, en las zonas entre los valles. Además garantiza el suministro de agua a 78 310 ha de tierras de los valles que ya eran cultivados, pero que no tenían el agua garantizada todos los años.

El proyecto especial de las nuevas tierras de regadío de "Chavimochic". Se puso en marcha con las esperanzas de un proyecto para generar trabajo, y divisas por la exportación de la producción a mercados exteriores. Este proyecto, hoy en día es una floreciente realidad que ha situado al Perú como el mayor exportador mundial de algunos determinados productos hortícolas.

Fue posible gracias en parte a la iniciativa privada de diversas empresas que enfocaron el cultivo y la producción de diversos productos hortícolas según las necesidades de diversos mercados consumidores, preferentemente de Europa y América del Norte.

Se cultivan diversos productos hortícolas siempre con estudios de mercado y con vista a la exportación que integra a mercados exteriores de productos tales como espárragos o alcachofas que se exportan principalmente por el aeropuerto Carlos Martínez de Pinillos de Trujillo.

2.2.4 Estructura Geofísica de la cuenca

2.2.4.1 Cartografía

Existe información cartográfica del área de la cuenca del río Moche que es diversa preparada y elaborada por entes especializados del estado (IGN, SAN, INGEMMET, etc.) órganos sectoriales de desarrollo (oficina de catastro rural del Ministerio de Agricultura, Proyecto Especial Chavimochic, Catastro Minero) y levantamiento topográfico con mayor detalle elaborado para proyectos específicos en el sector agricultura y minero.

Se indica a continuación la información cartográfica de interés que ha sido utilizada para el desarrollo del estudio de evaluación ambiental territorial dentro del ámbito geográfico de la cuenca del río Moche.

- Cartografía a escala: 1:100000 elaborada por el IGN. El área de la cuenca del río Moche está cubierta por las hojas: Chocope (16 e), Otuzco (16 f), Cajabamba (16g), Trujillo (17f), Santiago de Chuco (17 g), Santa Rosa (18 g) y Santa (18 f).
- Cartografía a escala: 1:25000 elaborada por el IGN que comprende la superficie y hojas indicadas en el párrafo anterior.

Adicionalmente a la información cartográfica indicada, existe información vial, e información Aero fotográfica.

2.2.4.2 Topografía

Altitudinalmente, la cuenca se extiende desde el nivel del mar hasta la línea de cumbres de la Cordillera Occidental de los Andes, que constituye la divisoria de las aguas entre esta cuenca y la cuenca del río Marañón cuyos puntos más altos están sobre los 4000 m.s.n.m.

Los picos más importantes de la cuenca son:

0 – 700 m.s.n.m.: Llanuras y colinas de relieve ondulado, dentro de la cual se ubica el valle agrícola, las pampas eriazas y algunas áreas salinizadas. También presenta zonas de relieve fuertemente accidentado correspondientes a las primeras estribaciones de la Cordillera de los Andes.

700 – 1700 m.s.n.m.: Presenta pequeñas áreas de laderas y piedemonte de relieve semi – accidentado, además zonas de relieve accidentado que corresponde a montañas áridas.

1700 – 2800 m.s.n.m.: Presenta pequeñas áreas de laderas y piedemontes de relieve semi – accidentado, además relieves muy accidentados conformados por montañas semi – áridas.

2800 – 3700 m.s.n.m.: Presenta configuración montañosa compuesta por laderas y colinas de relieve ondulado a semi – accidentado, además de cerros escarpados de relieve muy accidentado.

3700 – 4200 m.s.n.m.: Constituida por laderas de pendiente suave a ligeramente accidentada y además por cerros escarpados de relieve muy accidentado.

2.2.4.3 Geomorfología

2.2.4.3.1 Generalidades

La cuenca del río Moche pertenece a la vertiente del Pacífico y comprende sectores de la Costa y Sierra de los departamentos de La Libertad y Ancash, de Oeste a Este se pueden diferenciar tres macro unidades geomorfológicas:

- Pampas Costaneras
- Flanco occidental de los Andes
- Anti plano

2.2.4.3.2 Ambientes Geomorfológicos

Se pueden distinguir los siguientes:

- La unidad de ribera litoral se ubica en una altitud estimada entre 0 a 5 msnm con una topografía llana de playa, limitada por cerros aislados constituyendo recursos para materiales de construcción.
- La unidad Llano Aluvial.- Pampa costanera se ubica entre los 5 a 200 msnm con pendientes naturales del orden de 1° a 10° y afloramientos de colinas distribuidas muy localmente, se halla limitado al Oeste por la ribera litoral, al Norte, Sur y Este por una cadena de cerros bajos correspondientes a las estribaciones occidentales de los Andes, su composición es de materiales inconsolidados transportados de tipo aluvial y eólico que conforman el cono deyectivo de la cuenca Moche.

- Las estribaciones del frente andino están entre las altitudes de 200 a 400 msnm, correspondiendo a cerros que se ubican al Norte y Este, sobre el llano aluvial y pampas costaneras, se caracterizan por un relieve moderado con pendientes entre 5° y 25°.
- La unidad de valle y quebradas tributarias ocupa la mayor parte de la cuenca y está comprendido entre altitudes de 400 y 3,800 msnm, se caracteriza por presentar una topografía muy variada, con pendientes naturales comprendidas entre 5° y 35°, localmente pueden tener mayor pendiente.

2.2.4.4 Geología

2.2.4.4.1 Generalidades

La geología regional de la cuenca presenta una secuencia de rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas cuyas edades varían desde el jurásico superior hasta el cuaternario reciente.

Los depósitos cuaternarios en general yacen sobre las rocas pre-existentes y su mayor distribución se encuentra en la cuenca baja, en el cono de deyección del río Moche y Pampa Costanera; en las cuencas media y alta estos depósitos forman los conos de deyección de los ríos y quebradas de las altiplanicies y montañas; por su origen estos son: eólicos, fluviales, aluviales, marinos, morrénicos y coluviales.

2.2.4.4.2 Geología Estructural

En la cuenca del Moche los rasgos estructurales están en estrecha relación con las características de las rocas aflorantes; producto de los esfuerzos producidos durante la Orogenía Andina, a la que se han sumado los efectos del posterior emplazamiento del batolito y el movimiento epirogénico de los Andes.

Las rocas sedimentarias, principalmente las que afloran en la parte alta de la cuenca se hallan fuertemente plegadas y falladas, en cambio las rocas de origen volcánico-sedimentario que afloran en las partes bajas de la cuenca, muestran un tectonismo muy moderado.

Las rocas intrusivas que forman gran parte de la cuenca presentan formas alargadas que coinciden con la orientación de los Andes, presentando diversos sistemas de diaclasamiento que muchas veces originan la separación en bloques.

2.2.4.5 Clima y Meteorología en la cuenca del río Moche

La caracterización de los elementos meteorológicos que modelan el clima de la cuenca del río Moche se viene registrando adecuadamente en diferentes estaciones meteorológicas ubicadas especialmente dentro de la cuenca. Dichas estaciones son administradas por el SENAMHI, proyectos especiales en desarrollo, o entidades académicas, como la Universidad Nacional de Trujillo.

Un análisis profundo del comportamiento climático de la cuenca del río Moche fue desarrollado por la ONERN (actualmente INRENA) en la década del 70. Debe recalarse que si bien a la fecha hay registrados más de 20 años adicionales de información histórica, por las características del comportamiento de los fenómenos climáticos, los valores obtenidos por la ONERN son aplicables para los fines del presente estudio.

2.2.4.5.1 Características de los parámetros climatológicos: precipitación pluvial

La precipitación pluvial anual en la cuenca del río Moche varía desde escasos milímetros en la costa árida adyacente al Océano Pacífico, hasta un promedio anual de 1200 mm en la cabecera o nacientes de la cuenca, a una altitud de 4200 msnm; área en donde se presentan variaciones notables de precipitación, Siendo la zona minera de Quiruvilca (4000 msnm), una de las zonas en donde se han registrado precipitaciones anuales del orden de 1400 mm

Como todos los factores climatológicos, la precipitación pluvial tiene una variación espacial, según la altitud sobre el nivel del mar, y en el tiempo, dentro del ciclo hidrológico anual; excepcionalmente en períodos multianuales a – cíclicos, la precipitación pluvial tiene un comportamiento atípico debido a la presencia del “Fenómeno del Niño”, así por ejemplo, bajo estas circunstancias en Quiruvilca se han registrado precipitaciones anuales de hasta 2740 mm

En cuanto a la variación en el tiempo dentro del ciclo hidrológico debe indicarse que existe una marcada variación pluvial intermensual, presentándose las mayores precipitaciones (80%) durante el período entre los meses de diciembre y marzo.

2.2.4.5.2 Humedad Relativa

En términos generales la humedad relativa es mayor en la Costa (84%) que en la Sierra (65%). Igualmente se ha establecido que mientras en la Costa es mayor

durante el invierno, en la Sierra es mayor en verano. Por otro lado, se puede decir que el régimen a lo largo del año es uniforme en la Costa, mientras que en la Sierra se presenta una oscilación media anual mayor.

2.2.4.5.3 *Evaporación*

Como patrón de comportamiento dentro de la cuenca del río Moche se puede indicar que la evaporación es mayor a medida que se avanza en nivel, pero hasta una altitud, es decir, en cierta medida, este elemento meteorológico tiene una relación directa con la temperatura y una relación inversa con la humedad relativa.

2.2.4.6 **Suelos de la región**

2.2.4.6.1 *Generalidades*

Los tipos de suelos en la zona de estudio de la cuenca se definen según el sistema de clasificación mundial de los suelos, en:

- **Js:** Fluviosoles éutricos y sálicos, en las proximidades del lecho del río, en zona baja de las cuencas. Son suelos de material aluvial reciente, de morfología estratificada, capa de textura y espesor variables. Los suelos sálicos presentan concentraciones salinas.
- **YZ:** Yermosoles cálcicos y gíbsicos, se ubican en la parte baja de la cuenca alejados del lecho del río. Los Yermosoles cálcicos son suelos con horizonte A órico, delgado y poco desarrollado bajo régimen árido, que presentan horizontes cálcicos en los 125 cm superiores. Los suelos gíbsicos son los de naturaleza gíbsicos, asimismo están presentes los solonchacks órticos que son suelos de salinidad elevada y los regosoles éutricos que son depósitos aluviales de textura arenosa.
- **I:** Formación lítica y litosoles, ubicados en la parte media de la cuenca. Se trata de roca dura y coherente, sin cubierta de suelo. Así, los litosoles son suelos muy superficiales cuya profundidad está limitada por masas de estratos de litosoles son suelos muy superficiales cuya profundidad está limitada por masas o estratos de roca dura y coherente a partir de los 10 cm superiores.
- **IBc:** Litosoles y cambisoles cálcicos, situados en media y alta de la cuenca. Los litosoles se hacen presentes junto con cambisoles

cálcicos que son suelos de naturaleza calcárea o concentraciones de cal pulverulenta.

- **HB:** Suelos líticos e inclusiones de rendzinas, se ubican en la parte alta de la cuenca. Las rendzinas son suelos con horizonte Amólico (suave, negro y muy rico en materia orgánica), que descansa sobre materiales con más del 40% de carbonato de calcio.

2.2.4.6.2 *Capacidad de uso de los suelos*

Según el uso de los suelos de la cuenca en estudio, sus tierras se clasifican de la siguiente forma:

- **A₁C₁(r):** Tierras aptas para cultivo en limpio, intensivo y arable, y para cultivos permanentes, de calidad agrícola alta; requieren riego permanente.
- **X:** Tierras de protección.
- **XP₂:** Son tierras de protección y para pastos de calidad agrícola media.
- **P₂P₁cX:** Tierras de protección y para pastos de calidad agrícola media y baja y limitada por el clima.
- **XC₂s:** Tierras de protección para cultivos permanentes de calidad agrícola media con limitación por el tipo de suelo.

Las tierras de protección son aquellas que no presentan características propias para el desarrollo agropecuario y explotación forestal dentro de márgenes económicos. Pero pueden prestar gran valor para otros usos, como desarrollo de la vida silvestre, áreas protegidas y de interés turístico, etc. El área aproximada es de 1579132 Ha.

Las tierras para cultivos en limpio representan la máxima expresión para la agricultura arable e intensiva y para un amplio cuadro de cultivos. El área es de 190000 Ha.

Las tierras para cultivos permanentes no reúnen condiciones edáficas y ecológicas para la remoción de pasturas naturales y cultivadas que permiten el desarrollo de la actividad pecuaria. El área estimada es de 355000 Ha.

Todos los valores estimados de áreas de cultivo están referidas a nivel de departamento de La Libertad.

2.2.4.6.3 *Uso de los suelos de las cuencas para la agricultura*

En la cuenca baja o valle existen las tierras de mejor calidad para las actividades agrícolas, de esta área geográfica se identificó en el estudio de la ONERN una superficie de tierras aptas para la agricultura de 10500 Ha; sin embargo, en esta zona se ha mejorado el riego de tierras existentes y se ha incrementado o se incrementarán a corto plazo nuevas áreas como parte del proyecto especial Chavimochic cuya infraestructura hidráulica ha sido concluida hasta el valle del río Moche.

La superficie agrícola total del sector andino hasta los 3700 msnm comprende 16000 Ha. Distribuidas en tres pisos altitudinales, en este sector predomina una agricultura de secano siendo los cultivos más importantes la papa, trigo, cebada y maíz.

2.2.4.7 Ecología

El conocimiento de la ecología del ámbito de la cuenca del río Moche, es esencial para la determinación de los impactos producidos y potenciales por la actividad minera, por lo que el presente estudio ecológico tuvo por finalidad la identificación y descripción de las zonas de vida existentes.

2.2.4.8 Parámetros fisiográficos de la cuenca

2.2.4.8.1 Curva hipsométrica

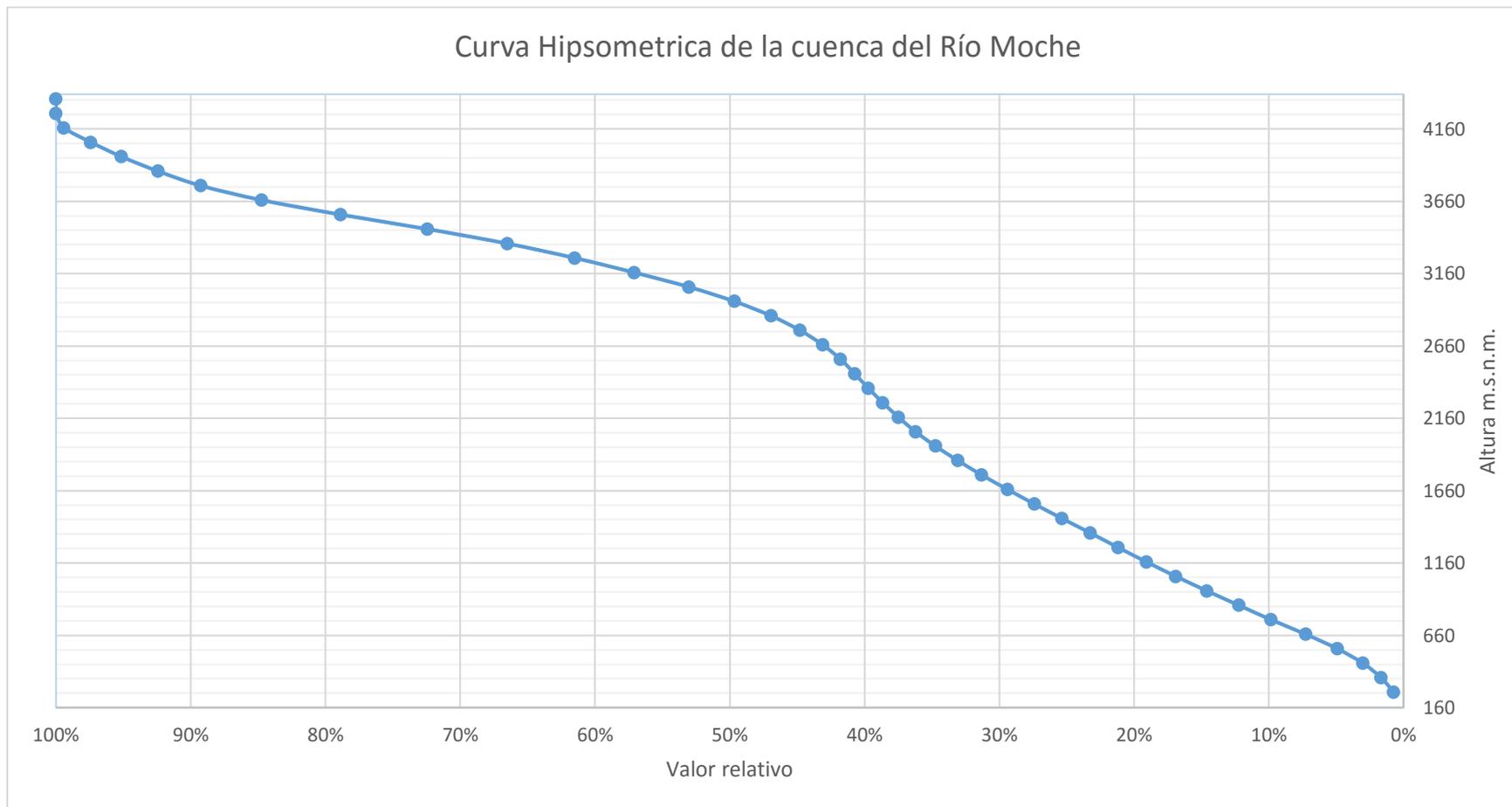


Figura 1. Curva hipsométrica de la cuenca del Río Moche

Altura media = 2526.32 m.s.n.m.

2.2.4.8.2 Resumen de los parámetros geomorfológicos

Tabla 1. Principales parámetros geomorfológicos

Parámetro Geomorfológico	Unidad	Fórmula	Valor	Observaciones respecto a los valores Obtenidos
1. Área A	Km ²	-	1882.038	
2. Perímetro P	Km	-	317.362	
3. Longitud mayor del río L	Km	-	91.663	Trayectoria sinuosa del río, retarda ligeramente el flujo del agua.
4. Ancho promedio A_p	Km	$A_p = \frac{A}{L}$	20.532	
5. Factor de forma F_r		$F_r = \frac{A_p}{L}$	0.224	Indica que la cuenca responde rápidamente a una tormenta
6. Índice de compacidad I_c		$I_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$	2.048	Indica que la cuenca es susceptible más o menos a inundaciones
7. Grado de Ramificación			5to	Orden de ramificación.
8. Longitud de los cursos de agua L_T	Km	$L_r = \sum L_n$	1260.506	Representa la suma total de los cursos de agua.
9. Extensión media de escurrimiento E_m	Km	$E_m = \frac{A}{4L_T}$	0.373	Indica que la escorrentía en su conjunto es más o menos rápida.
10. Densidad de drenaje D_d	Km/Km ²	$D_d = \frac{L_T}{A}$	0.670	Representa la longitud media de la red de drenaje por unidad de área.
11. Pendiente media I	%	$I = \frac{H_{máx} - H_{mín}}{10L}$	4.503	H _{máx} = 4299 m H _{mín} = 171 m
12. Alejamiento medio A_m		$A_m = \frac{L}{\sqrt{A}}$	2.113	Distancia promedio recorrida por el agua para llegar a un curso de agua.

Fuente: Elaboración Propia

2.3 Bases teóricas

2.3.1 Bases Generales

Ciertas aplicaciones de la ingeniería hidrológica pueden requerir análisis complejos que involucran variaciones temporales y/o espaciales de precipitación, abstracciones hidrológicas y escurrimiento. Típicamente, estos análisis encierran un gran número de cálculos y por ello pueden realizarse con una computadora digital. El uso de computadoras en todos los aspectos de la ingeniería hidrológica ha llevado a incrementar el énfasis en la modelación de cuencas. La modelación de cuencas comprende la integración de los procesos hidrológicos en un ente modelo, por ejemplo, un modelo de cuenca, con propósitos ya sea de análisis, diseño, escurrimiento a largo plazo, predicción de volumen, predicción o pronóstico de flujo en tiempo real.

Un modelo de cuenca (cuenca o cuenca de río) es un grupo de abstracciones matemáticas que describen fases relevantes del ciclo hidrológico, con el objetivo de simular la conversión de la precipitación en escurrimiento. En principio, las técnicas de modelación de cuencas son aplicables a cuencas de cualquier tamaño, ya sean pequeñas (pocas hectáreas), de tamaño medio (cientos de kilómetros cuadrados) o grandes (miles de kilómetros cuadrados). En la práctica, sin embargo, las aplicaciones de la modelación son generalmente confinadas al análisis de cuencas para el cuales la descripción de variaciones espaciales temporales y/o variaciones espaciales de precipitación está garantizada. Usualmente este es el caso para cuencas de tamaño medio y grande.

Una aplicación típica de la modelación de cuencas consiste en lo siguiente:

- Selección del tipo de modelo
- Formulación del modelo y construcción
- Prueba del modelo
- Aplicación del modelo.

Los modelos de cuencas comprensivos incluyen todas las fases relevantes del ciclo hidrológico, y, como tales, están compuestos de una o más técnicas para cada fase.

Para investigación y proyectos de desarrollo, la construcción de un nuevo modelo podría estar garantizada. En este caso, el ingeniero hidrólogo tiene una

amplia variedad de métodos y técnicas, pero los costos del desarrollo de un modelo son comparativamente más altos.

2.3.2 Modelos de Cuenca Hidrológica

Los modelos de cuenca pueden ser agrupados en dos categorías generales: material y formal. Un modelo material es una representación física del prototipo, más simple en estructura pero con propiedades que reúnen las del prototipo. Los ejemplos de modelos de cuencas materiales son simuladores de lluvia y cuencas experimentales.

Un modelo formal es una abstracción matemática de una situación idealizada que preserva las propiedades estructurales importantes del prototipo. Ya que los modelos formales son invariablemente matemáticos en naturaleza, es costumbre referirse a ellos como modelos matemáticos. Los modelos matemáticos que se usan con la ayuda de una computadora se denominan modelos computacionales. Muchos modelos computacionales de cuenca han sido desarrollados a lo largo de las últimas tres décadas.

Los modelos materiales de cuenca son caros y de aplicabilidad limitada. Por el contrario, los modelos formales están rápidamente disponibles, son altamente flexibles, y comparativamente económicos para utilizar. De allí que no resulte una sorpresa que los modelos formales (matemáticos) sean la herramienta preferida en la solución de los problemas del modelado de cuencas.

2.3.2.1 Modelos Matemáticos en Cuencas

Un modelo matemático de cuenca consiste en varios componentes, cada uno describe cierta fase o fases del ciclo hidrológico. Un modelo matemático puede ser de tres tipos: teórico, conceptual, o empírico. Los modelos teóricos y empíricos son exactamente opuestos en significado, con modelos conceptuales que se ubican entre ellos. En suma, un modelo matemático puede ser determinístico o probabilístico, lineal o no lineal, invariable en el tiempo o variable en el tiempo, global o distribuido, continuo o discreto, analítico o numérico, evento guiado o proceso continuo.

En la práctica del modelado de cuenca, cuatro tipos generales de modelos matemáticos se reconocen comúnmente: determinísticos, probabilísticos, conceptuales, y paramétricos. Los modelos determinísticos son formulados siguiendo fórmulas de la física y/o procesos químicos descriptos por ecuaciones diferenciales.

Un modelo determinístico es formulado en términos de un grupo de variables y parámetros y ecuaciones relacionadas a ellos. Un modelo determinístico implica una relación causa-efecto entre los valores de los parámetros elegidos y los resultados obtenidos de la aplicación de las ecuaciones. Idealmente, un modelo determinístico debería proveer el mejor detalle en la simulación de los procesos físicos o químicos. En la práctica, sin embargo, la aplicación de modelos determinísticos está asociada frecuentemente a la incapacidad del modelo o del modelador de resolver la variabilidad temporal y espacial del fenómeno natural en incrementos suficientemente pequeños.

Los modelos probabilísticos son de dos tipos: estadísticos, y estocásticos. Los modelos estadísticos tratan con ejemplos observados, mientras que los modelos estocásticos con la estructura del azar observada en ciertas series hidrológicas temporales - por ejemplo, flujos diarios de corriente en cuencas de tamaño medio. El desarrollo de modelos estadísticos requieren invariablemente el uso de datos; los modelos estocásticos enfatizan sobre las características estocásticas de los procesos hidrológicos.

Los modelos conceptuales son representaciones simplificadas de los procesos físicos, usualmente recaen sobre descripciones matemáticas (ya sean en forma algebraica o por ecuaciones diferenciales ordinarias), que simulan procesos complejos basándose en unas pocas claves de parámetros conceptuales. El uso extensivo de los modelos conceptuales en la ingeniería hidrológica refleja la complejidad inherente del fenómeno y la incapacidad práctica de considerar los componentes determinísticos en todas las instancias. De allí que los modelos conceptuales son sustitutos útiles y prácticos para los modelos determinísticos.

Los modelos paramétricos (esto es: empírico, o caja negra) son los más simples de todas las propuestas de modelado. Como su nombre indica, el énfasis de los modelos paramétricos está en los parámetros empíricos en los que está basada la solución. Usualmente, un modelo paramétrico consiste en una ecuación (o ecuaciones) algebraica que contiene uno o más parámetros a ser determinados por el análisis de datos u otro medio empírico. La aplicabilidad de los modelos paramétricos está restringida al rango de datos utilizados en la determinación de los valores de los parámetros. Los modelos paramétricos son útiles cuando los modelos conceptuales, determinísticos o probabilísticos no son prácticos o son demasiado caros.

La cascada de reservorios lineales o método de Nash es un ejemplo típico de modelo conceptual. En este caso, los procesos físicos de la concentración del escurrimiento y la difusión del mismo están siendo simulados en el medio por la difusión inherente en la solución matemática de un reservorio lineal. Dos o más reservorios en serie producen suficiente difusión de modo que la traslación (concentración del escurrimiento) y el almacenaje (difusión del escurrimiento) son simuladas efectivamente. Como en cualquier modelo conceptual, los datos de lluvia-escurrimiento medidos son necesarios para determinar los valores apropiados de los parámetros del modelo.

2.3.2.2 Modelos lineales versus Modelos no lineales

La elección entre modelos lineales y no lineales tiene implicaciones prácticas. En la naturaleza, los procesos físicos son generalmente no lineales, en el modelado, sin embargo, los modelos lineales están sustituidos frecuentemente por procesos no lineales en interés de la propiedad o aptitud matemática. La simplicidad de los modelos lineales es una ventaja definida, aunque se logra costo de la pérdida de detalle. Los modelos no lineales son más complejos pero generalmente mejores para proveer detalles en la simulación de los procesos físicos.

Un modelo lineal es formulado en términos de ecuaciones lineales y procesos, por el contrario, un modelo no lineal está descrito por ecuaciones y procesos no lineales. Un ejemplo típico de un modelo lineal es el clásico hidrograma unitario. Ejemplos de ecuaciones no lineales utilizadas para modelar los procesos hidrológicos hay muchos, por ejemplo, las técnicas de regresión no lineal utilizadas en el análisis regional.

La cascada de reservorios lineales es otro ejemplo del uso de modelos lineales en la práctica del modelado hidrológico. Ya que el modelo es conceptual, sus parámetros deben ser determinados por calibración (utilizando datos de lluvia-escurrimiento) antes de intentar utilizarlo en un modo predictivo. Los parámetros son constantes con lo cual el modelo no garantiza la extrapolación en regiones que no se usaron para la calibración. En la práctica, es necesario calibrar el modelo conceptual para cada uno de los niveles de flujo (esto es: bajo, medio, alto) y usar los grupos de parámetros calibrados en concordancia.

Los modelos determinísticos pueden ser complejos en sí mismos. Las ecuaciones diferenciales parciales pueden ser lineales o casi lineales, dependiendo

de que los coeficientes de varios términos se asuman como constantes o variables. Los modelos lineales tienen parámetros constantes, por el contrario, los modelos casi lineales tienen parámetros variables. Donde la simplicidad está en riesgo, se justifica el uso de parámetros constantes- por ejemplo, el parámetro constante del método de propagación de Muskingum-Cunge.

Para mayor detalle en la simulación de un amplio rango de flujos, un modelo de parámetro variable es la elección lógica, esto es: el parámetro variable del método de propagación Muskingum- Cunge.

2.3.3 Componentes de un Modelo de Cuenca Hidrológica

El modelamiento de una cuenca Hidrológica requiere de ciertos elementos o componentes indispensables que son: La Precipitación, Abstracción Hidrológica (Perdidas de precipitación) y el escurrimiento. Usualmente la precipitación es el dato de entrada al modelo, las abstracciones hidrológicas son determinadas por las propiedades de la cuenca, y el escurrimiento es la salida del modelo.

2.3.3.1 Precipitaciones

La precipitación, ya sea como lluvia o como nieve, es el proceso que guía el modelado de una cuenca. El escurrimiento de superficie es una consecuencia directa del exceso de lluvia y-o del deshielo de la nieve. La lluvia puede ser descrita en los siguientes términos: intensidad, duración, profundidad, frecuencia, distribución temporal y distribución espacial.

2.3.3.1.1 Intensidad de Lluvia

La intensidad de la lluvia varía ampliamente en el tiempo y en el espacio. En la práctica, es necesario hacer uso de promedios espaciales y temporales de modo de proveer descripciones útiles de lluvia. Para cuencas pequeñas, la intensidad de lluvia promedio durante un período igual al tiempo de concentración es usualmente el parámetro de lluvia primario. Para las cuencas de tamaño medio, el énfasis va desde la intensidad de la lluvia a la profundidad de la tormenta, la duración de la tormenta, y una distribución temporal de la lluvia conveniente. Para las cuencas grandes (esto es: cuencas de ríos) la distribución espacial de la lluvia se vuelve el factor de control.

Las tormentas de alta intensidad son usualmente de corta duración y cubren áreas relativamente pequeñas. Por el contrario, las tormentas de baja intensidad son típicamente de larga duración y cubren áreas grandes. Dependiendo del tamaño de la cuenca, de las condiciones de humedad antecedente, y cobertura de área de la tormenta, ambos tipos de tormentas, las de alta y baja intensidad; pueden producir eventos de escurrimiento de magnitud comparable. De allí que, una descripción de lluvia que recaiga exclusivamente en la intensidad constante de la lluvia está limitada a pequeñas cuencas.

2.3.3.1.2 *Duración de Lluvia*

La duración del evento de lluvia o tormenta varía ampliamente, oscilando entre unos pocos minutos a varios días. La propiedad de concentración del escurrimiento indica que todas las cuencas, más allá de su tamaño, alcanzan eventualmente una condición de equilibrio en el escurrimiento cuando están sujetos a una lluvia efectiva constante. En la práctica, esto implica que es más probable que las cuencas chicas alcancen condiciones de equilibrio en el escurrimiento más rápidamente que las cuencas de mediano tamaño y gran tamaño. Esta es la razón que hace que las cuencas pequeñas sean analizadas asumiendo el flujo concentrado, esto es, una condición de equilibrio del escurrimiento. El método racional es un ejemplo típico de la suposición de la concentración del escurrimiento.

Para las cuencas de tamaño mediano, la respuesta está en función de la altura acumulada de lluvia y de la distribución temporal aplicada. En este caso, la respuesta de la cuenca es usualmente de tipo sub concentrado, con una duración de tormenta corta con respecto al tiempo de concentración. La duración de la tormenta de diseño, a ser determinada por prueba y error, es aquella que produce el valor de caudal pico más alto para una profundidad de lluvia dada y una distribución temporal. Dado que los caudales picos están directamente relacionados a la intensidad de lluvia, y la intensidad de lluvia decrece con un incremento en la duración de la tormenta, concluimos que una tormenta de larga duración no lleva necesariamente a un caudal pico mayor. Para cuencas grandes, la distribución espacial de la tormenta se vuelve importante, a pesar de que la duración de la tormenta continúa jugando su parte. Esto es porque las tormentas de larga duración pueden ser vistas frecuentemente como constituidas de dos partes (esto es una tormenta dual). La primer parte produce usualmente poco escurrimiento, el volumen de ella incrementa el contenido total de humedad de la cuenca. La segunda parte, que ocurre

inmediatamente después de la primera con condición de humedad antecedente mayor, es convertida casi enteramente en escurrimiento, resultando en flujos de pico anormalmente altos. Este mecanismo de la tormenta dual es usualmente responsable de las mayores inundaciones experimentadas en cuencas grandes.

2.3.3.1.3 *Altura de Lluvia*

Para cuencas pequeñas la altura de lluvia implica asumir una intensidad de lluvia constante durante una cierta duración. La altura de lluvia se vuelve importante en el análisis de cuencas de tamaño medio, donde es utilizada junto con una tormenta de distribución adimensional elegida para desarrollar un hietograma. Los mapas isopluviales que muestran datos de frecuencia, duración y profundidad de tormenta a través de los EEUU han sido desarrollados por el Servicio Meteorológico Nacional.

Para proyectos grandes especialmente aquellos donde la falla estructural debido a razones hidrológicas (esto es llenado del embalse) puede resultar en pérdida de vida, el concepto de precipitación máxima probable, o PMP, es utilizado en lugar de frecuencia-duración-altura. En la práctica, la PMP es utilizada como una entrada al modelo de cuenca para obtener el flujo máximo probable, o PMF.

2.3.3.1.4 *Frecuencia de Lluvia*

En general, cuanto más grande es la altura de la tormenta, más infrecuente es su ocurrencia. Relacionado íntimamente a la frecuencia está el concepto del período de retorno, definido como el promedio de tiempo que transcurre entre los acaecimientos de dos eventos de tormenta de la misma frecuencia. Los períodos de retorno normalmente usados en la práctica del diseño varían de 5 a 10 años para pequeñas tormentas drenaje, de 50 a 100 años para estructuras más importantes.

La elección de la frecuencia de lluvia está usualmente basada en la práctica local y experiencia individual. Para proyectos importantes, especialmente aquellos donde el fallo puede resultar en pérdida de vida, la PMP es usada en vez de la frecuencia como la base para las determinaciones de flujo.

2.3.3.1.5 *Distribución Temporal*

La distribución temporal de una tormenta tiene un rol importante en la respuesta hidrológica de cuencas de tamaño medio. Para una altura de lluvia dada y una duración, la elección de la distribución temporal de lluvia adimensional permite el desarrollo del hietograma de una tormenta de diseño.

Para una cierta altura de lluvia y una duración, una distribución temporal uniforme (figura 2a) producirá una respuesta lenta, con un pico relativamente bajo y un tiempo de base largo. Por el contrario, una distribución temporal altamente no uniforme (figura 2b) producirá una respuesta rápida, con un pico relativamente alto y un tiempo de base corto. En la práctica, una elección juiciosa de la distribución temporal (o alternativamente, una tormenta diseño) es necesaria para el cálculo seguro de picos de flujo usando técnicas de modelado de cuencas. Una distribución temporal de diseño puede ser derivada localmente o regionalmente. Las distribuciones de lluvia temporal adimensionales están expresadas en porcentaje de duración de la lluvia en las abscisas y porcentaje de altura de lluvia en las ordenadas. Alternativamente, la duración puede ser fijada a valores establecidos y solamente las ordenadas expresadas como porcentaje de gravedad de lluvia.

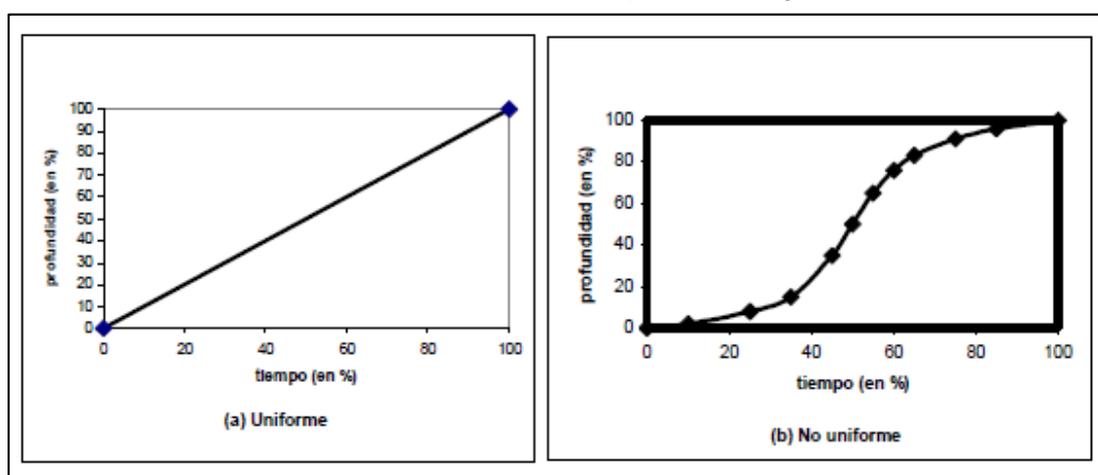


Figura 2. Perfiles de Distribución de Lluvia

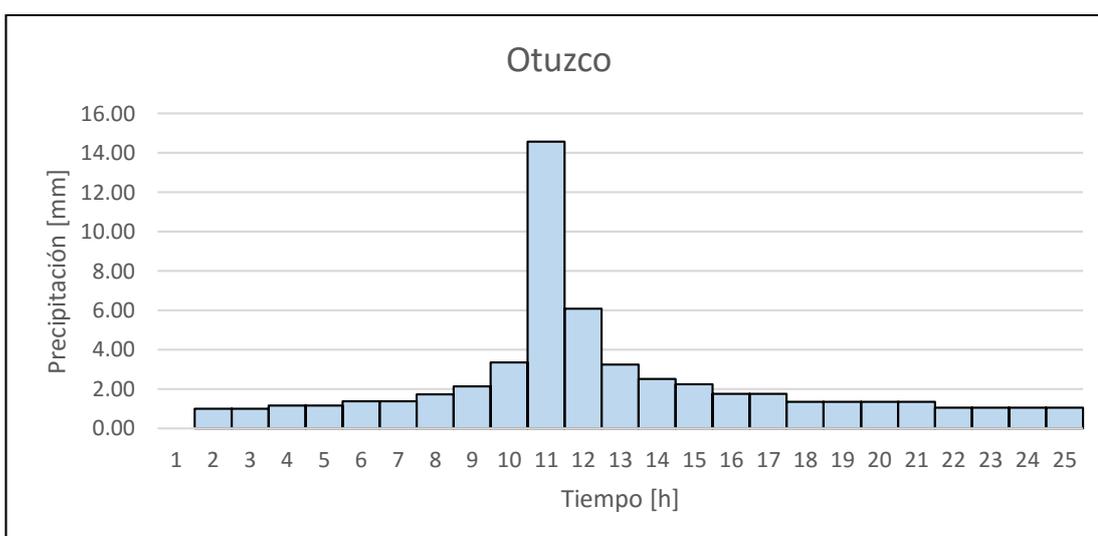


Figura 3. Hietograma producido con SCS para la tormenta Tipo I

2.3.3.1.6 Distribución espacial

Para cuencas grandes, la modelación gira alrededor de la distribución espacial de la tormenta. Las tormentas que cubren áreas grandes tienden a tener formas elípticas, con un ojo de alta intensidad ubicado en el medio del elipse, rodeado por lluvias de intensidades y alturas decrecientes (ilustración 3) Más aún, el ojo de la tormenta tiende a moverse en dirección paralela a los vientos prevalentes.

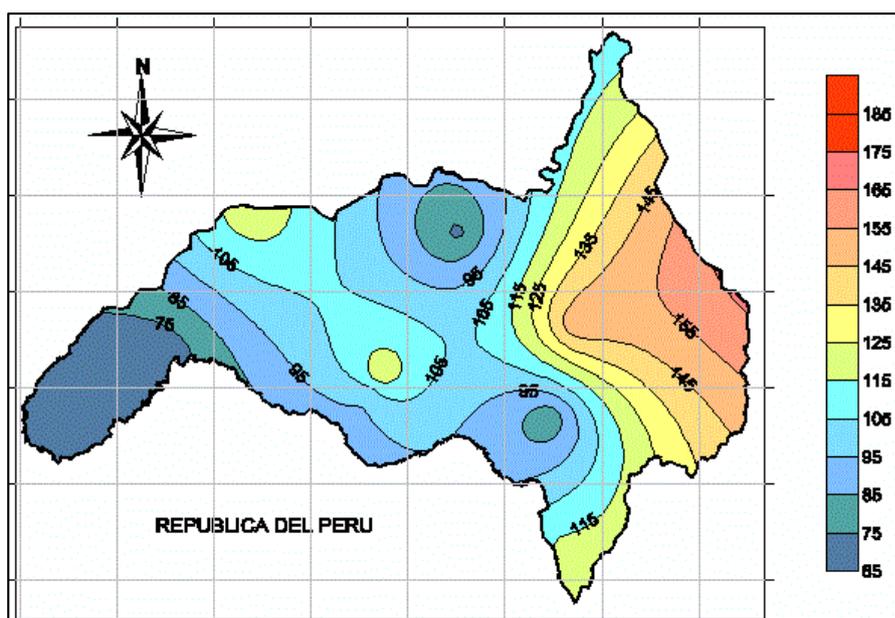


Ilustración 3. Mapa de Isoyetas interpoladas por Spline¹³

En ciertos casos puede ser necesario considerar las tormentas locales y generales. Para cuencas grandes, las tormentas locales son típicas tormentas de alta intensidad (esto es, tormentas eléctricas) que cubren solamente una fracción de área de la cuenca. Por el contrario, las tormentas generales cubren el área entera de la cuenca lluvias de larga duración, aunque de baja intensidad. Para cuencas grandes, las tormentas locales y generales pueden producir escurrimiento e inundación de magnitud comparable.

¹³ Ilustración obtenida de google

2.3.3.2 Abstracciones Hidrológicas

Las abstracciones hidrológicas son los procesos físicos que actúan para reducir la precipitación total a precipitación efectiva. Eventualmente, la precipitación efectiva va a constituir el escurrimiento de superficie. Hay varios procesos por los cuales la precipitación es abstraída por la cuenca. Entre ellos, aquellos que interesan a la ingeniería hidrológica son los siguientes: interceptión, infiltración, almacenaje de superficie, evaporación y evapotranspiración.

Los objetivos del modelado determinan una gran extensión cuyas abstracciones hidrológicas son importantes en una aplicación cierta. Para modelos de eventos, el énfasis está en la infiltración.

Por ejemplo, el método del número de curva de escurrimiento SCS (Ilustración 4), que es ampliamente usado en modelos de eventos, tiene en cuenta en forma explícita la infiltración. Todas las otras abstracciones están agrupadas en un parámetro inicial de abstracción, definida como una fracción de la retención potencial máxima $I_a = 0.2S$.

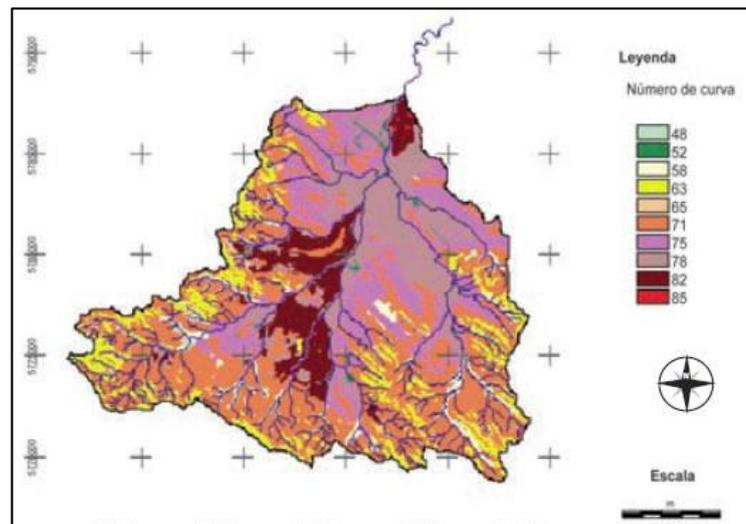


Ilustración 4. Mapa de Numero de Curva generado en GIS¹⁴

Los modelos de proceso continuo difieren de los modelos de eventos aislados en que son diseñados para simular flujos diarios, con o sin la presencia de precipitación. Concordantemente, su énfasis está en la evapotranspiración, y apunta a proveer un detalle de la humedad de la cuenca en todo momento.

¹⁴ Ilustración obtenida de google

2.3.3.2.1 *Infiltración*

La infiltración está vista como el mecanismo de abstracción primario en los modelos de eventos aislados. Los valores y las cantidades de infiltración determinan en gran parte las cantidades de escurrimiento superficial. Tanto los modelos determinísticos, como los conceptuales, o los paramétricos son usados en el modelado del proceso de infiltración. Por ejemplo, un modelo determinístico es la fórmula de Green y la Ampt, que está basada en la física del proceso de infiltración. Un ejemplo típico de un modelo conceptual es el método de la curva de escurrimiento SCS, que está basada en asumir la proporcionalidad entre la retención y el escurrimiento.

2.3.3.2.2 *Almacenamiento Superficial*

La cantidad de almacenamiento superficial está en función del relieve de la cuenca. En cuencas pequeñas y montañosas, el almacenamiento superficial es usualmente despreciable. Sin embargo, en desagües urbanos y de tierras bajas (pantanos, ciénagas) es bastante compleja, de allí que el almacenamiento de superficie es usualmente simulado con modelos empíricos o conceptuales.

2.3.3.2.3 *Evaporación*

En el modelado de cuencas, un componente de evaporación es utilizado para cuantificar la pérdida de agua de lagos y reservorios. El proceso es particularmente importante para modelado continuo en regiones áridas y semiáridas. En este caso, la evaporación de lagos y reservorios puede representar una contribución sustancial al balance de agua de la cuenca.

2.3.3.3 *Escurrimiento*

Se reconocen dos modos diferentes de escurrimiento con propósitos de modelación: escurrimiento en la cuenca y escurrimiento en el canal de corriente. El escurrimiento de cuenca tiene características tridimensionales, pero eventualmente este tipo de escurrimiento se concentra a la salida de la cuenca. Después de abandonar la cuenca el escurrimiento entra la red del canal donde se vuelve un flujo corriente del canal. A diferencia del escurrimiento de cuenca, la marcada orientación longitudinal del flujo de la corriente del canal generalmente justifica asumirlo unidimensional.

En la práctica, el escurrimiento de cuenca se modela usando ya sea una aproximación distribuida o concentrada. La concentrada está basada en la convolución del hidrograma unitario con un hietograma efectivo de tormenta. El ruteo de onda cinemática es teóricamente más aplicable que el hidrograma unitario, y a diferencia de este último, puede proveer información detallada del escurrimiento de superficie en toda la cuenca. Sin embargo, ruteo de onda cinemática es generalmente más complejo, difícil de implementar y requiere cantidades sustanciales de datos físicos para que su operación resulte exitosa.

Una aproximación alternativa para la modelación del escurrimiento es el concepto del área de fuente variable. Esta aproximación es particularmente aplicable a la hidrología de montaña, por ejemplo, el estudio del escurrimiento desde las tierras altas y/ o cuencas forestales.

Este concepto de modelado se basa en asumir que el patrón preferido de la lluvia es por infiltración a través de suelo forestal sin cambios, migración colina abajo, y mantenimiento de niveles de saturación o cercanos a la saturación en los declives bajos. A medida que la lluvia continúa, la zona de flujo de la sub superficie saturada se expande, con las capas de suelo saturadas contribuyendo con cantidades sustanciales de flujo sub superficial para el escurrimiento. El grado en el cual la saturación y la subsecuente expansión lateral ocurren es una función de las condiciones de humedad antecedentes, intensidad de lluvia y duración. El modelado del área de fuente variable difiere del modelado superficial en que en el flujo sub superficial la pendiente inferior es considerada como la primera instancia para el escurrimiento.

El camino o ruta a través de la corriente se lleva a cabo por técnicas de transito hidráulico o hidrológico. Las técnicas hidrológicas se solucionan directamente para valores de descarga, si se lo desea los estados pueden ser determinados indirectamente a través del uso de una curva de valor apropiada. Las técnicas hidráulicas de ruteo de río generalmente se resuelven para descargas y estados simultáneamente, aunque con un incremento sustancial en complejidad comparada con las técnicas hidrológicas. Los modelos distribuidos requieren una descripción topológica de la red de la corriente. Un sistema lógico de cuenca y numeración de tramos se necesita para una combinación hidrográfica apropiada en las confluencias de la red.

2.4 Bases Específicas

Una síntesis unificadora de la respuesta hidrológica de una cuenca de escorrentía superficial se obtiene mediante la vinculación del hidrograma unitario instantáneo (HUI) con los parámetros geomorfológicos de una cuenca. Ecuaciones de carácter general se derivan que expresan la HUI como una función de los números de Horton R_a , R_b y R_l . Un parámetro interno escala L_Ω y una velocidad media de caudal. El HUI es variable en el tiempo en el carácter, tanto durante la tormenta como para diferentes tormentas. Esta variabilidad se explica por la variabilidad de la media de caudales y velocidad. La unidad que subyace en la naturaleza de la estructura geomorfológica es así arrastrada a la gran variedad de respuestas hidrológicas que se producen en la naturaleza. Un enfoque se inicia al problema de la similitud hidrológico.

2.4.1 Hidrograma Unitario

La aproximación del hidrograma unitario puede interpretarse como un intento de abordar determinadas cuestiones de interés en hidrología, evitando la complejidad de la geometría y procesos físicos que acompañan al fenómeno de la transformación de la lluvia en escorrentía.

Como tal, dicha aproximación ignora en cierto modo los detalles de la física del proceso, el cual es descrito sobre una base conceptual, y tiene por lo tanto limitaciones importantes. A pesar de ello, constituye una útil herramienta en el análisis hidrológico, que ha sido objeto de un uso extendido en hidrología aplicada, debido principalmente a su clara formulación, sencilla, intuitiva y manejable desde el punto de vista matemático. Resulta de especial interés en la síntesis e identificación de sistemas hidrológicos, así como en problemas de predicción de caudales.

El hidrograma unitario puede definirse como la representación de la evolución temporal de los caudales en el punto de desagüe de una cuenca, generados por una precipitación neta teórica de volumen unitario sobre la misma.

Los fundamentos de la teoría del hidrograma unitario fueron presentados por Sherman (1932), quien ilustró el proceso de obtención del hidrograma producido por una tormenta de intensidad de precipitación uniforme, a base de superponer hidrogramas unitarios con forma triangular desplazados en el tiempo.

Posteriormente, Johnstone y Cross (1949) establecieron los supuestos básicos del hidrograma unitario, que justifican el procedimiento de construcción del hidrograma:

I. Para una cuenca dada, la duración de la escorrentía superficial es esencialmente constante para cualquier precipitación teórica de una duración dada e intensidad uniforme, independientemente del valor de dicha intensidad.

II. Para una cuenca dada, dos precipitaciones de intensidad uniforme e igual duración producen volúmenes totales de escorrentía diferentes, de tal forma que la relación entre los caudales en un instante dado es igual a la relación entre los volúmenes de precipitación correspondientes.

III. La distribución de la escorrentía en el tiempo para un intervalo de lluvia dado es independiente de las escorrentías ocurridas en periodos de lluvia precedentes.

Ninguno de estos supuestos es estrictamente correcto. Se pueden analizar resultados de laboratorio, o de experiencias y mediciones de campo, que demuestran la no linealidad del proceso. Para multitud de propósitos, sin embargo, estas hipótesis pueden resultar de gran utilidad, conduciendo a resultados aceptables, e ilustrando en un simple esquema la intervención de las componentes esenciales en el fenómeno.

La teoría de sistemas, desarrollada con posterioridad, permite, en un contexto más amplio, identificar las anteriores hipótesis como los principios matemáticos de proporcionalidad (I y II) e invarianza temporal (III). Ello equivale a caracterizar la cuenca como un sistema lineal transformador de un Input de lluvia neta en un Output de escorrentía. La no linealidad tiene entonces su origen principalmente en la componente de aportaciones subterráneas, que debe ser tomada en cuenta separadamente.

Conforme a los resultados de la teoría lineal de sistemas, un esquema de transformación como el mencionado conduce a la clásica convolución matemática que permite expresar el hidrograma $Q(t)$ mediante la ecuación (1). Dicha ecuación resulta de aplicar los mismos conceptos ilustrados en la figura 1, y especificados en los principios del hidrograma unitario, haciendo uso del cálculo Infinitesimal.

$$Q(t) = A \int_{t-\Delta t}^t i_e(x) \cdot u(t-x) \cdot dx + Q_B(t)$$

Donde:

- A: Área de la cuenca.
- $Q(t)$: Caudal resultante en el instante t.
- $i_e(x)$: Intensidad de precipitación neta en el instante x.
- $u(t-x)$: Hidrograma instantáneo unitario.
- Q_B : Componente subterránea

Esta formulación implica que la función u, o hidrograma unitario instantáneo (IUH), sintetiza la información necesaria sobre la cuenca como sistema transformador.

En consecuencia, el éxito de la aplicación de un modelo de estas características depende fundamentalmente del acierto en la elección de la función u, de la capacidad de tal expresión para reproducir satisfactoriamente la respuesta unitaria de la cuenca, así como de los criterios aplicados para la estimación de los parámetros correspondientes que definen dicha función.

2.4.2 Introducción a la teoría del Hidrograma Unitario Geomorfológico

El análisis cuantitativo de las redes de drenaje ha pasado por dramáticos avances desde la década de 1960, principalmente después de 1966, el papel clásico de Shreve, que abrió el camino para una fundamentación teórica de las leyes empíricas conocidas de Horton y proporcionó una nueva perspectiva para muchos otros problemas en geomorfología fluvial. Aunque estos acontecimientos son de gran importancia para los hidrólogos, ha habido un vacío en el acoplamiento de análisis geomorfológico cuantitativa con la variable hidrológica más importante, a saber, la respuesta del caudal a la superficie de la unidad geomorfológica, la cuenca. Este trabajo es un primer paso en esa dirección con la convicción de que la búsqueda de

un acoplamiento teórica de geomorfología cuantitativa e hidrología es un área que proporcionará algunas de las novedades más interesantes y básicas de la hidrología en el futuro.

La ilustración 5 muestra una cuenca hipotética con el procedimiento de pedido Strahler:

1. Los canales que se originan en una fuente se definen como corrientes de primer orden.
2. Cuando dos corrientes de orden Ω se unen, una corriente de orden ω es creado.
3. Cuando dos corrientes de diferente orden se unen, el segmento de canal tiene inmediatamente aguas abajo de la más alta de las órdenes de las dos corrientes se combinan. Las expresiones cuantitativas de las leyes de Horton son

Ley números de corriente

$$N_w / N_{w+1} = R_b$$

Ley de longitudes de flujo

$$L_w / L_{w-1} = R_l$$

Ley de las áreas de flujo

$$A_w / A_{w-1} = R_a$$

Donde N_w es el número de corrientes de orden ω , L_w es la longitud media de las corrientes de orden ω y A_w es el área media de las cuencas de ω , R_b , R_l y R_a representar la relación de bifurcación, la relación de longitud, y la relación de área cuyos valores en la naturaleza son normalmente entre 3 y 5 para R_a .

Una descripción detallada de las redes de canales (que también presenta una síntesis excepcional de los aspectos geomorfológicos de interés en el análisis de la respuesta hidrológica) es el de inteligente [1972]. Nos referimos al trabajo de Smart para una comprensión a fondo de muchas de las implicaciones de las leyes anteriores.

Una pregunta básica en este momento es, dado un sistema ordenado de los elementos geomorfológicos de una cuenca y dado que este sistema, en todas sus formas posibles y apariciones naturales, está bien descrito por las leyes que responden a teorías bien definidas (Shreve, 1966, 1967), ¿hay una manera de relacionar este fin de características de respuesta hidrológica?. La implicación de esta pregunta son muchas. Básicamente, la comprensión se proporcionará de la función de las propiedades morfológicas en la hidrología de cuencas en lugar de los tantos y no muy iluminadoras regresiones mantenemos utilizando en el campo. La pregunta anterior también es la clave para el análisis de inundaciones en áreas de datos insuficientes o inexistentes, así como para la transposición de datos de eventos de lluvia-escorrentía de una cuenca a otra.

Los hidrólogos están familiarizados con la fantástica variedad de formas y figuras que las redes de drenaje pueden poseer, y están familiarizados con la variedad de formas que la naturaleza puede responder a las entradas de precipitación en una cuenca. Ahora sabemos que esas formas y formas de la cuenca de drenaje surgen en su infinita variedad de algunos temas básicos, las leyes geomorfológicas, que la naturaleza juega a interpretar las estructuras que encontramos en las cuencas naturales. Nos parece que también deberían existir algunos temas básicos en la estructura de la respuesta hidrológica de una cuenca. Estos temas deben estar relacionados con la naturaleza de la estructura geomorfológica y deben contener la clave de la gran síntesis que hidrólogos siempre sueñan. Muchos investigadores hace tiempo declararon que esta síntesis nunca podría ser bastante logrado. Nosotros no compartimos esta opinión.

Aún más importante es el punto de que sólo la búsqueda de la llave o de partes de él en la fiesta dará lugar a nuevas e interesantes perspectivas en materia de hidrología y no obtener sólo en las preguntas. ¿Qué va a pasar?, Pero aún más importante en las preguntas: ¿Por qué va a suceder?, De la que parece que hemos sido a la deriva en los últimos años debido a los acuciantes problemas operacionales.

La búsqueda de un vínculo entre las leyes geomorfológicas y la respuesta hidrológica necesita alguna medida de la descripción de la estructura respuesta hidrológica de una cuenca. La descripción se utiliza aquí es el hidrograma unitario instantáneo (IUH) que es equivalente a la función de respuesta impulso unitario de la cuenca.

2.4.3 La evolución temporal de una gota de Lluvia

Considere un punto de inflexión como la de la Figura 1 con un cubo en la salida de la cuenca. Estamos interesados en la rapidez con la cubeta se llena cuando se impone un volumen de precipitaciones superiores a ciertas características temporales y espaciales en la cuenca. Para hacer las cosas más simples y generalizar los resultados, suponga la entrada es una unidad de volumen de precipitación efectiva uniformemente repartida sobre la cuenca y al instante se le impuso. El cubo en la salida comenzará vacío y alcanzará un volumen final igual al volumen total de exceso de lluvia sobre la cuenca. Una parcela de este volumen a través del tiempo es la respuesta acumulada de la cuenca, o lo que es lo mismo, el volumen total arrojó como output hasta un cierto tiempo t .

$$Volumen(t) = \int_0^t q(t)dt = V(t)$$

La derivada de la observada $V(t)$ da el hidrograma de las descargas de $q(t)$ resultante de la entrada de la lluvia. Este hidrograma $q(t)$ es la HUI. Una manera diferente en el que mirar a la situación anterior será la de buscar la probabilidad de que una gota de lluvia elegido al azar de la entrada ha alcanzado el cubo en el tiempo t . Una función que describe esta probabilidad aparecerá como se muestra en la Figura 10, a partir de cero en el origen y alcanzando la unidad conforme pasa el tiempo hasta el infinito. El eje de ordenadas de la figura 10 puede interpretarse como el porcentaje de gotas que llegan a la salida de la cuenca en el momento t y de este modo es equivalente a $V(t)$ en la integral mostrada. La derivada de $V(t)$, como en la figura 10, es la HUI de la cuenca.

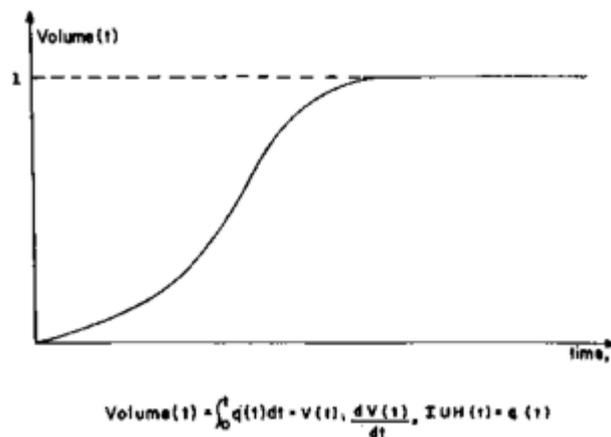


Figura 4. Volumen de precipitación efectiva recogida en función del tiempo de una entrada como unidad de precipitación

2.4.4 Un marco estadístico para el HUI

Lienhard [1964] proporciona un enfoque para el estudio de la IUH desde un punto mecánico de vista puramente estadístico. Nuestro enfoque es necesariamente diferente, ya que queremos que la estructura geomorfológica de jugar un papel explícito. La derivación de la probabilidad de que una gota de lluvia elegida al azar ha llegado a la salida en el momento t será abordada por definir primero algunos términos.

1. Estado es el orden de la secuencia en la que la caída se encuentra en el momento t . Cuando la caída se encuentra todavía en la fase de tierra, el Estado es el orden de la corriente a la que los desagües de la tierra directamente. Una caída puede comenzar en cualquier estado, pero todas las gotas finalmente terminan en el estado número más alto, $\Omega+1$.
2. La transición es el cambio de estado.
3. N es el número de estados, es decir, $\Omega+1$, donde Ω es el orden de la cuenca y el estado extra es el estado cubo o atrapar.

La descripción probabilística de la red de drenaje se hace a través de su matriz de probabilidad de transición:

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & p_{13} & \dots & p_{1N} \\ p_{21} & p_{22} & p_{23} & & p_{2N} \\ \vdots & & & & \\ p_{N1} & p_{N2} & p_{N3} & \dots & p_{NN} \end{bmatrix}$$

Donde P_i es la probabilidad de que la caída de hace una transición del estado i al estado j . Esta es la misma que la proporción de gotas que, una vez en el estado i , mueva junto al estado j .

La matriz P no es suficiente para describir la cuenca para nuestros propósitos, ya que no tiene en cuenta las características dinámicas que influyen en el tiempo de una gota pasa en un estado en su camino hacia la salida.

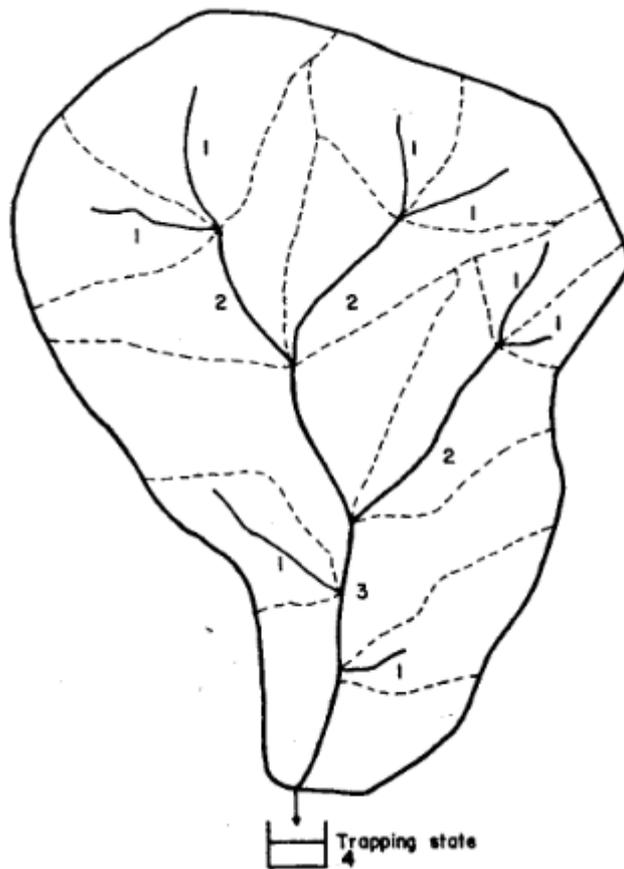


Ilustración 5. Cuenca de tercer orden según criterios de Strahler.

Si el proceso de una gota de pasar por la cuenca fuera uno donde en cada paso de tiempo la caída hizo una transición (o, en otras palabras, estábamos preocupados por el número de transiciones y no interesados en la dimensión temporal como tal), entonces P sería suficiente para describir la situación. Pero las transiciones se producen en diversas ocasiones, no al mismo tiempo. De hecho, debido a que hay un número infinito de gotas y porque el tiempo es tratado como continua, los conceptos simples de las cadenas de Markov no se aplican sin modificaciones a este problema. Supongamos, sin embargo, y por el momento, que en cada paso de tiempo la caída de hace una transición, y supongamos que la transición de un estado a otro Estado sólo depende del estado donde la caída es en este momento (hipótesis de Markov, que es razonable), entonces nuestro problema se reduce a encontrar la matriz de probabilidad $\Theta(n)$:

$$\begin{bmatrix} 0 & p_{12} & p_{13} & \dots & p_{1\Omega} & 0 \\ 0 & 0 & p_{23} & \dots & p_{2\Omega} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \dots & p_{3\Omega} & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

$$\Theta(n) = \Theta(0) \cdot \Phi(n) = \Theta(0) \cdot P^n$$

Donde $\Theta(n)$ es un vector fila cuyos elementos $\theta_i(n)$ dar la probabilidad de que el proceso (caída) se encuentra en el estado i en el paso n . La matriz $\Phi(n)$ es la matriz de probabilidad de transición de varios pasos cuyos elementos $\Phi_{ij}(n)$ dar la probabilidad de que el proceso pasa de un estado i a estado j después n transiciones. Vector $\Theta(n)$ es el vector de probabilidad estado inicial (un vector fila) cuyos elementos $\theta_i(n)$ dar a la probabilidad de que el proceso se inicia en el estado i o, en otras palabras, que las gotas comienza su recorrido en una corriente de orden i .

Desafortunadamente, el esquema simple descrito anteriormente no es aplicable a nuestro problema porque el estado en un momento dado depende del tiempo entre la transición, así como el número de pasos, o transiciones, para llegar a un cierto estado. En una cuenca el tiempo entre las transiciones depende de la ubicación de la gota debido a que diferentes corrientes de la misma cuenca de captación tienen diferentes características dinámicas. Pensamos en esto como un proceso semi-Markov cuya sucesiva estado ocupaciones se rigen por las probabilidades de transición de un proceso de Markov, pero cuyo tiempo de voz en cualquier estado es descrito por una variable aleatoria que depende del estado actualmente ocupados y sobre el estado de wick se hará la siguiente transición. Por lo tanto en la transición instantes el proceso semi-Markov se comporta como un proceso de Markov. Llamamos a este proceso, el proceso de Markov incrustada. Llamamos a este proceso, el proceso de Markov incrustada. Sin embargo, los tiempos en los que ocurren las transiciones se rigen por un mecanismo probabilístico diferente.

2.4.5 Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico¹⁵

Hemos expresado la HUI en función de R_a , R_b , R_l , la velocidad v , y el parámetro de escala L_Ω . ¿Cuál es el significado de la velocidad? Nos dicen que el HUI varía tanto de la tormenta en tormenta, y también a lo largo de la misma tormenta. Esto nos da la clave para el análisis HUI variable en el tiempo. La dependencia del HUI de la velocidad tiene consecuencias graves en las formas de abordaje de un problema de diseño, en general, en la estimación del flujo máximo y el tiempo de flujo máximo de verdadera tormenta cuando se utilizan métodos hidrograma unitario. Este tema se discute por Rodríguez Iturbe.

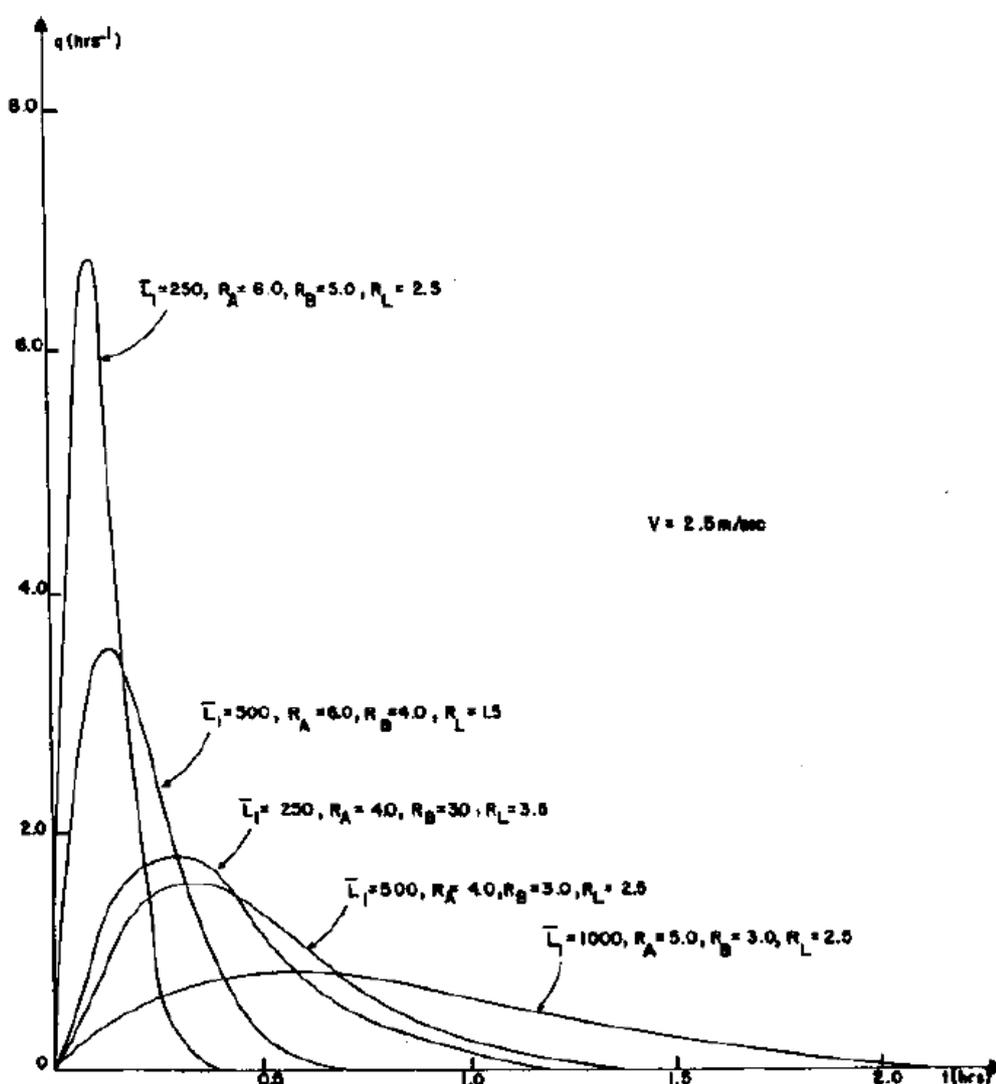


Figura 5. Ejemplo de la Variación del HUI cuando la velocidad es fija pero las características geomorfológicas cambian – fuente: Hydrologic Response (Rodríguez-Iturbe, Valdés)

¹⁵ (1979) The Geomorphologic Structure of Hydrologic Response. Caracas.

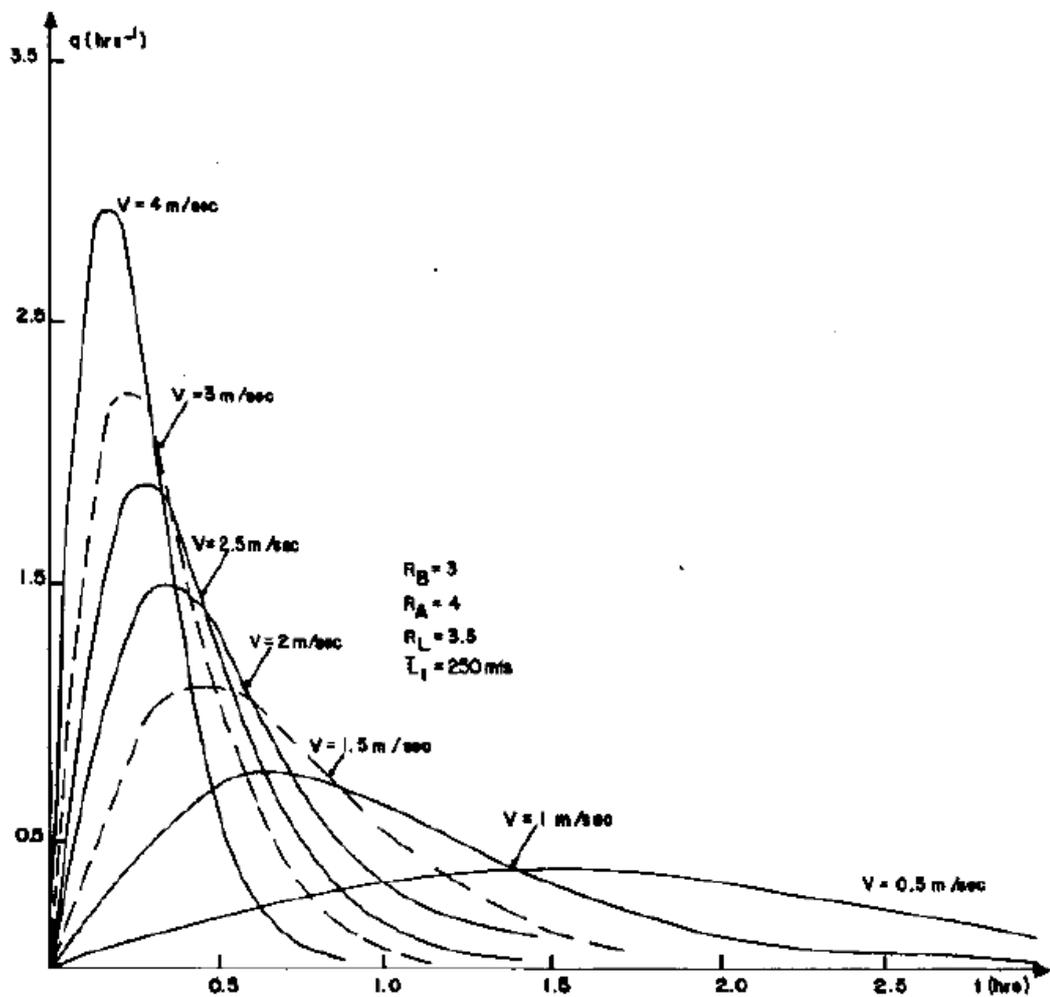


Figura 6. Ejemplo de la variación en el HUI cuando las características geomorfológicas son constantes pero la velocidad cambia – fuente: Hydrologic Response (Rodríguez-Iturbe, Valdés).

Creemos que muchas de las críticas de los análisis HUI basado en el hecho de que diferentes HUI se obtienen de diferentes tormentas y que son comúnmente atribuido a las no linealidades del sistema, que por supuesto existen, pueden ser abordados en términos de una variable en el tiempo HUI. Esto se fundamenta en los resultados de los trabajos complementarios por Valdés e Iturbe.

El efecto de v en el HUI se mostrará en los experimentos de la siguiente sección de este documento. Lo que estamos diciendo es que los resultados indicados los efectos no lineales incrustados en la respuesta de una cuenca se manifiestan en la velocidad de la descarga, así un envolviendo marco lineal tiempo que varían con la velocidad es válida al problema.

El marco matemático propuesto también hace que sea posible para estudiar de forma sistemática.

1. algunos efectos de las lluvias no uniforme en la función de respuesta derivada (este estudio pueden llevar a cabo mediante la variación del estado inicial probabilidades $\theta_1(0)$, y que arrojarán luz sobre la importancia relativa de las diferentes estructuras que conforman la cuenca en la respuesta hidrológica de la cuenca. en un próximo artículo de los autores analizan este problema).

2. El efecto de la infiltración y otras pérdidas en diferentes subunidades geomorfológicas de la cuenca en la respuesta hidrológica de la cuenca (Este estudio se lleva a cabo mediante la adición de otro estado a la representación de la cuenca. Este cuentas estatales para la transformación de la precipitación de efectivo lluvia, y hay una probabilidad de transición de cada orden de corriente a este nuevo estado). Un punto importante es que los análisis anteriores pueden llevarse a cabo de manera general sin ser suscrito a las cuencas particulares.

Como se mencionó antes, este trabajo da las ecuaciones para el HUIG de una cuenca de tercer orden. Pero ecuación para los mayores - cuencas de orden se puede derivar con exactamente el mismo marco. Aunque la derivación es simple, los procedimientos son bastante largos. Esta es irrelevante, sin embargo, debido a que las ecuaciones de todo orden se relacionan como se verá en la siguiente sección de este documento. Es importante tener en cuenta en este momento tan diferente hidrólogo puede asignar diferentes Ω a las mismas cuencas, en función de juicio y la escala del mapa.

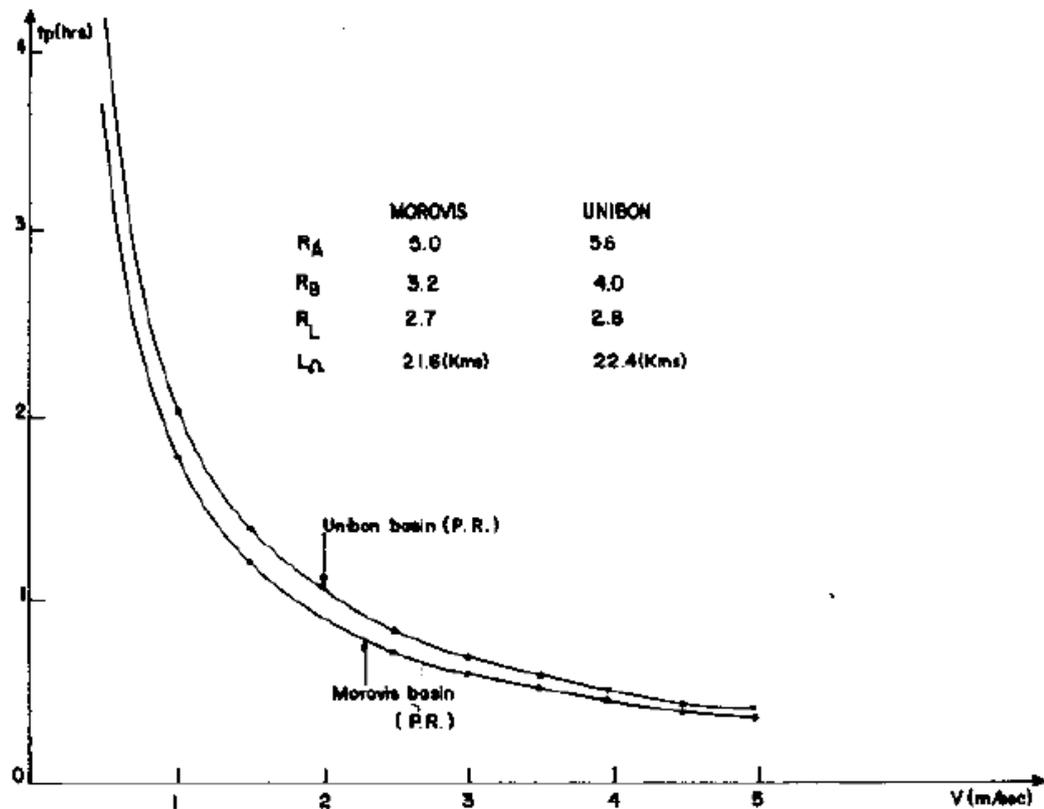


Figura 7. Ejemplo de la variación del tiempo al pico del HUI como función de la velocidad de Flujo – fuente: Hydrologic Response (Rodríguez-Iturbe, Valdés).

R_a , R_b y R_l , por otro lado, no dependen de la escala del mapa. Claramente, el HUI debe ser el mismo para ambos hidrólogos, pero las ecuaciones son diferentes en su estructura funcional porque representan dos diferentes Ω . Resulta que, como los experimentos de la sección siguiente espectáculo, que tanto HUI coinciden casi perfectamente, siempre y cuando se compara, por ejemplo, un HUI de cuarto orden pizca cierto L_1 , pizca una HUI de tercera con fin $L_1^* = L_1 \cdot R_l$ mantener en ambos casos el mismo R_a , R_b y R_L .

2.4.6 El pico y el tiempo al pico en el HUI: una síntesis geomorfológica

Las características más importantes de un HUI son los q_p pico y el tiempo hasta el pico t_p . Mientras que estos dos factores son correctos, la forma exacta de la HUI no es muy importante, y una aproximación triangular es bastante satisfactoria. Desafortunadamente, la suma de funciones exponenciales en la expresión HUI no se presta a la manipulación matemática con el fin de obtener el máximo de la función.

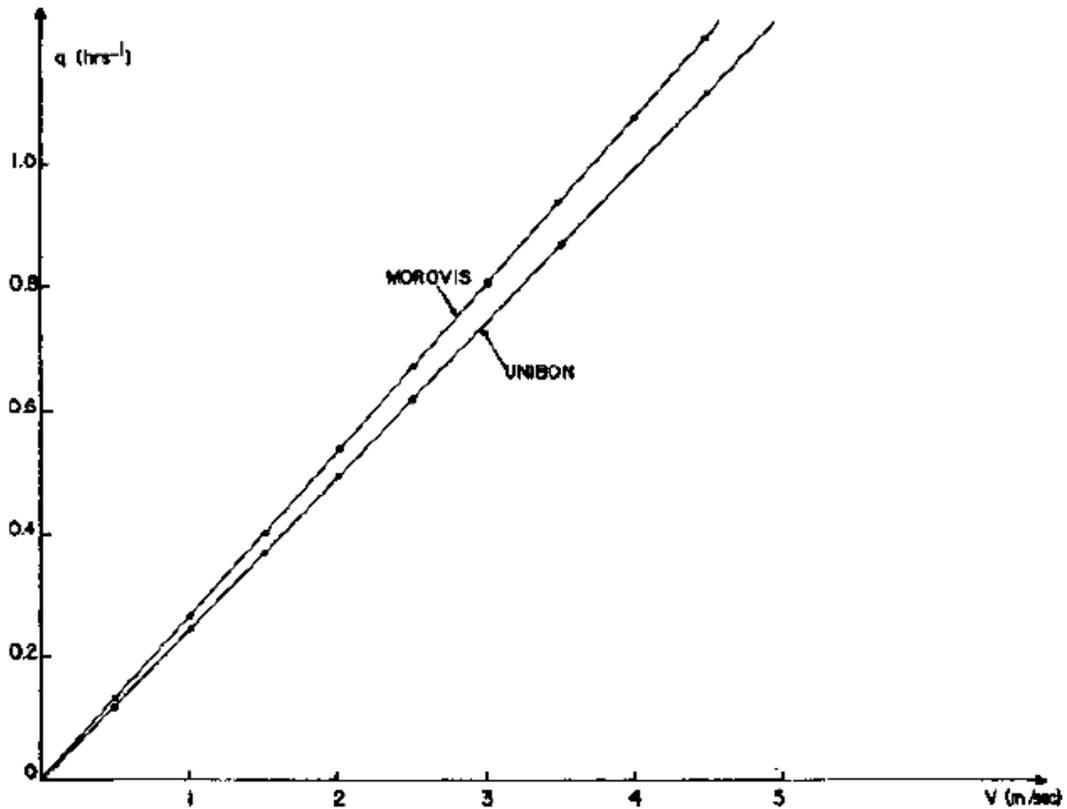


Figura 8. Ejemplo de la variación del Pico de HUI en función de la velocidad de Flujo – fuente: Hydrologic Response (Rodríguez-Iturbe, Valdés).

Por lo tanto recurrimos a una aproximación precisa que implica valores de q_p y t_p obtuvimos en el equipo para que las expresiones de la HUI para diferentes velocidades en el rango de 0,5 a 6 m/s, y para $\Omega = 3, 4, 5$ con L_1 (el factor de escala) que varía de 125 a 2000 m. Estos cálculos se llevaron a cabo durante 2.5 a 5.0, 3.0 a 6.0, y de 1.5 a 4.1. Para valores fijos de R_a , R_b , R_i , L_1 , y Ω se nota que q_p y t_p están muy simplemente relacionadas con la velocidad v .

Las figuras 7 y 8 muestran los puntos obtenidos para q_p y t_p partir de las ecuaciones HUI para un cálculo típico e ilustrar cómo estos puntos se pueden montar muy bien por alguna dependencia funcional sencilla con v . Las relaciones elegidas son.

$$q_p = \theta \cdot v$$

$$t_p = k/v$$

donde θ y k dependen de una R_a , R_b , R_l , L_1 y Ω . Las ecuaciones mostradas se ajustan muy bien la dependencia de q_p y t_p en v , el R^2 son indistinguibles de 1, y, más importante, cada valor de la q_p derivada geomorfológicamente y t_p se llevó a cabo para todas las 126 combinaciones de R_a , R_b y R_l que se calculan para cada L_1 y para cada ecuaciones Ω con resultados que no varían más del 10%.

La dependencia funcional de q_p y t_p en v contenida en las ecuaciones anteriores se espera un poco; si uno se aproxima al triángulo HUI, a continuación,

$$q_p \cdot t_b / 2 = 1$$

donde t_b representa la base de tiempo de duración total del HUI. El t_b es el tiempo que toma la última gota de la lluvia como unidad de impulso para llegar a la salida de la cuenca. Por lo tanto t_p es cierta extensión a través de una cierta velocidad, y q_p será entonces una velocidad sobre una longitud. Por lo tanto θ y k tienen dimensiones de L^{-1} y L , respectivamente.

La tarea ahora es encontrar la dependencia geomorfológica de θ y k . Con L_1 fijo y Ω se realizó un análisis de regresión entre las 126 combinaciones de R_b , R_a y R_l , versus θ y k . Las regresiones dan un mejor ajuste son de forma multiplicativa, por ejemplo.

$$k = \alpha \cdot R_b^{\beta_1} \cdot R_a^{\beta_2} \cdot R_l^{\beta_3}$$

Con todo el R^2 por encima de 0,97 y la mayoría de ellos por encima de 0,99 que se muestran en detalle en el informe por Rodríguez.

Es crucial entender que el análisis de regresión realizado aquí no son empíricas; sabíamos la relación funcional de HUI geomorfológico, y por lo tanto las regresiones que suelen son excelentes. Su único propósito es de carácter operativo con el fin de presentar los resultados generales que zona muy difícil de obtener con

las matemáticas directamente de ecuaciones HUI debido a su forma, suma de exponenciales, no se presta para limpiar las matemáticas.

La generalización de los resultados se puede entender mejor en términos de un ejemplo tomado de los cálculos. Para una cuenca de tercer orden y un tamaño $L_1=500$ m la siguiente regresión ecuaciones se obtienen para θ y k :

$$\theta = 2.61R_l^{-1.57} \quad R^2 = 0.997$$

$$k = 0.22R_b^{0.56} R_a^{-0.55} R_l^{1.62} \quad R^2 = 0.993$$

Para $\Omega = 3$ $L_1=1000$ m las ecuaciones son:

$$\theta = 1.31R_l^{-1.57} \quad R^2 = 0.997$$

$$k = 0.44R_b^{0.56} R_a^{-0.55} R_l^{1.62} \quad R^2 = 0.992$$

El punto importante es que para fijo Ω los exponentes de R_b , R_a y R_l permanecen prácticamente igual para todos los valores de L_1 . El coeficiente de en frente de la ecuación para ambos θ y k es en proporción casi exacta con el tamaño de L_1 en todos los casos analizados. De esta manera, por $\Omega = 3$ podemos escribir las ecuaciones generales:

$$\theta = \frac{1.31}{L_1} R_l^{-1.57}$$

$$k = 0.44L_1 R_b^{0.56} R_a^{-0.55} R_l^{1.62}$$

Cuando L_1 , se expresa en kilómetros, ya que hemos utilizado los coeficientes obtenidos para $L_1 = 1000$ m.

Se detecta el papel de Ω cuando se dio cuenta de que para el mismo L_1 uno encuentra.

$$\theta_{\Omega+i} = \theta_{\Omega} / R_l^i$$

$$k_{\Omega+i} = k_{\Omega} / R_l^i$$

Observe que mientras Ω depende de la escala del mapa y el juicio subjetivo, los números Horton no lo son, y por lo tanto producen los mismos valores de θ y k para cuencas que dos hidrólogos pueden haber identificado pizca diferente Ω . Esta es una característica conveniente y necesaria que el marco tenga valor práctico.

Estas ecuaciones mantienen muy bien para todos los casos individuales. Uno puede volver a escribir las ecuaciones para $\Omega = 3$.

$$\theta = \frac{1.31}{L_{\Omega} R_l^{1-\Omega}} R_l^{1.57}$$

$$k = 0.44 L_{\Omega} R_l^{1-\Omega} R_b^{0.55} R_a^{-0.55} R_l^{1.62}$$

Y para cualquier Ω :

$$\theta = \frac{1.31}{L_{\Omega}} R_l^{0.43}$$

$$k = 0.44 L_{\Omega} R_b^{0.55} R_a^{-0.55} R_l^{1.62}$$

Estas relaciones mostradas son las ecuaciones generales básicas que permiten la estimación del pico y el tiempo de pico de la HUI través de las relaciones

$$q_p = \theta \cdot v$$

$$t_p = k/v$$

En la primera expresión, θ representa la pendiente de la línea de q_p (h^{-1}) frente a v (m/s); con L_{Ω} en kilómetros se estima θ y lo multiplica por los valores de la velocidad en metros por segundo para obtener q_p (h^{-1}). Del mismo modo, la k obtiene de la siguiente expresión cuando se divide por v (m/s), da la estimación de t_p en horas.

Es interesante notar que el $q_p \cdot t_p$ producto es independiente de la velocidad v y la escala L_{Ω} variable. Al llamar a este IR producto sin dimensiones, se puede escribir.

$$IR = q_p \cdot t_p = 0.58 \left(\frac{R_b}{R_a} \right)^{0.55} R_l^{0.05}$$

Para el rango de valores uno puede posiblemente encontrar en la naturaleza, IR se simplifica a

$$IR = 0.58 \left(\frac{R_b}{R_a} \right)^{0.55}$$

La relación de IR es una constante para cada uno cuencas e indica que la descripción HUI se puede lograr en términos prácticos con un solo parámetro (en este caso, ya sea t_p o q_p). Esta observación se ha hecho en el pasado en términos

empíricos por muchos hidrólogos. También parece que IR podrían desempeñar un papel interesante cuando se trata de abordar el problema escurridizo y difícil de similitud hidrológica o, en otras palabras, cuando se trata de hacer inferencias sobre la estructura de la respuesta hidrológica de diferentes cuencas.

2.4.7 Hidrograma Unitario Geomorfológico

Según Rodríguez – Iturbe y Valdés (1979), el hidrograma unitario instantáneo (IUH) puede interpretarse como la distribución de probabilidad del tiempo de recorrido de una gota de agua hasta que alcanza el punto de desagüe de la cuenca, suponiendo aleatoria su posición inicial en la cuenca. La media de dicha distribución (t_L) correspondería al tiempo medio de recorrido, o tiempo de desfase característico, y es un valor indicativo de la demora que se produce entre la lluvia y la respuesta hidrológica de la cuenca.

Rodríguez – Iturbe y Valdés (1979), asumen el criterio de Strahler para la ordenación de los cauces en la cuenca. Siendo n el orden de la misma, su red de drenaje contendrá cauces o segmentos desde orden 1 a orden n . La red que definen estos segmentos, y sus correspondientes áreas drenadas, determinan el recorrido seguido por una gota de agua desde el punto donde cae hasta el punto de salida de la cuenca. En general, un recorrido podrá suponerse compuesto de dos fases: la primera, correspondiente al flujo de ladera, y la segunda, debida al flujo en la red, de tal forma que el tiempo de recorrido total se obtendría como suma de los tiempos en los sucesivos estados (fase de flujo de ladera + tiempo de permanencia en los sucesivos cauces de órdenes crecientes). Suponiendo una distribución exponencial de los tiempos de permanencia en un cauce de un orden dado, Rodríguez – Iturbe y Valdés derivan una expresión para el HUI en función de los ratios de Horton, sobre la base de la ordenación de cauces de Strahler.

Para una cuenca de orden n , la formulación de Rodríguez – Iturbe conduce a un HUI que puede expresarse en la forma (Rosso, 1983):

$$u(t) = (a_n t + b_n) e^{-2vt/L} + \sum_{i=1}^{n-1} b_i e^{-2vtR_i^{n-1}/L}$$

Donde:

- $u(t)$: Hidrograma unitario geomorfológico, (T^{-1})
- v : Velocidad media de la corriente, (LT^{-1})
- L : Longitud media de las corrientes de orden superior (L_Ω)
- a_n : Funciones de $R_a, R_b, R_l, \lambda_i, \lambda_*$ (T^{-2})
- b_i : Funciones de R_a, R_b, R_l, λ_i (T^{-1})

- R_a, R_b, R_l : Ratios de área, bifurcación y longitud

- λ_i : Inversa del tiempo medio de permanencia en la longitud de corriente i , igual a v/L , (T^{-1})

- λ_* : Inversa modificada del tiempo medio de permanencia en la corriente de orden superior, (T^{-1})

- L_i : Longitud media de la corriente de orden i (L)

Rodríguez – Iturbe y Valdés (1979) proponen ecuaciones para la estimación de los parámetros a_n y b_i ($i=1, 2, \dots, n$) para una cuenca de tercer orden. Dada la complejidad de tales ecuaciones, y con vistas a las aplicaciones prácticas, derivaron relaciones alternativas mediante análisis de regresión, las cuales permiten obtener el pico q_p y el tiempo al pico t_p del Hidrograma Unitario Instantáneo en función de R_a, R_b, R_l y v/L , para una cuenca de orden arbitrario:

$$q_p = 0.364 \cdot R_l^{0.43} \cdot v \cdot L_\Omega^{-1}$$

$$t_p = 1.584 \cdot \left(\frac{R_b}{R_a}\right)^{0.55} \cdot R_l^{-0.38} \cdot L_\Omega \cdot v^{-1}$$

Gupta et al (1980) reformularon los resultados de Rodríguez – Iturbe y Valdés, llegando a un esquema más general que ha sido después utilizado por otros autores. Concretamente, Corrodini et al (1986) han utilizado esta aproximación geomorfología para estudiar los hidrogramas en la cuenca del Alto Tiber (Italia).

Rosso¹⁶ (1984) utiliza la función gamma de dos parámetros (o modelo de Nash), probando su flexibilidad para modelar el Hidrograma Unitario Instantáneo. En efecto, Rosso demuestra en su trabajo que esta función, introducida sobre la base de la analogía con la cascada de embalses lineales, es capaz de reproducir la aproximación de Rodríguez – Iturbe y Valdés, lo cual representa un importante avance de cara a las aplicaciones en hidrología.

Siguiendo los estudios de R. Rosso¹⁷, el parámetro de forma n agrega los efectos de las leyes físicas que determinan la estructura de la red de drenaje, y el parámetro de escala k condensaría la dinámica del transporte de agua en la cuenca.

Las relaciones que propone Rosso para la determinación de tales parámetros son las siguientes:

$$n = 3.29 \cdot \left(\frac{R_b}{R_a}\right)^{0.78} \cdot R_l^{0.07}$$

$$K = 0.70 \cdot \left(\frac{R_a}{R_b R_l}\right)^{0.48} \cdot \frac{L_\Omega}{v}$$

Dichas relaciones resultan del análisis de regresión múltiple en el espacio logarítmico sobre las ecuaciones que resultan de identificar el producto $(q_p \cdot t_p)$ en ambos el Hidrograma unitario Instantáneo, e imponer la condición $n-1=t_p/K$, propia de la función gamma.

Estas fórmulas representan una interesante alternativa para la cuantificación de la influencia de la naturaleza y estructura de la red de drenaje, descrita a través de los ratios de Horton, en los hidrogramas resultantes. La figura número 9 ilustra la potencialidad de las mismas en este sentido. En ella se representa la variación del pico q_p del hidrograma unitario respecto del ratio R_b , cuando se mantienen constantes el resto de los parámetros. En concordancia con las observaciones empíricas, se

¹⁶ (1983) Sulla tataruna della riposta idrologica in base ai caratteri morfologici della rette idrografica

¹⁷ (1984) Nash model relation to Horton order ratios. Water Resources.

comprueba que una reducción de la relación de bifurcación se corresponde con incrementos en el pico, conforme muestra la figura número 9.

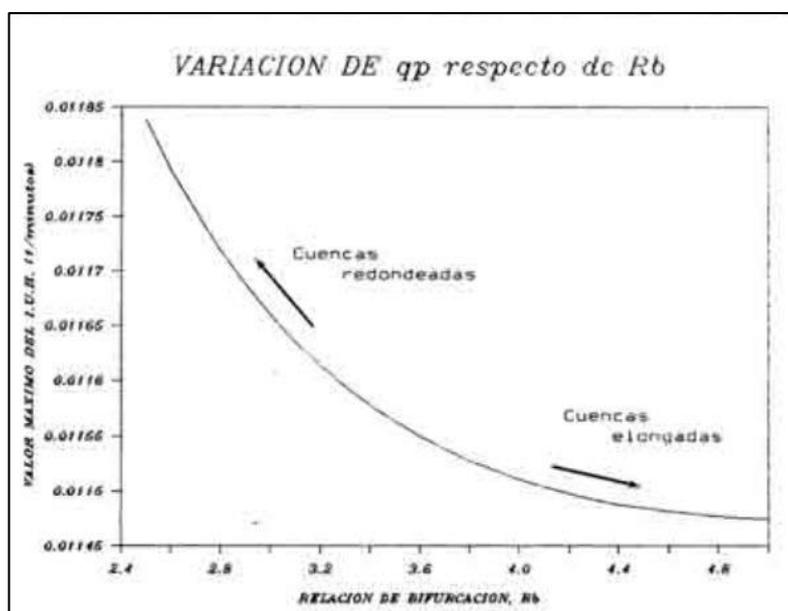


Figura 9. Efecto de la variación de R_b sobre el máximo del hidrograma unitario instantáneo según fórmulas de Rosso (1984) - $R_a=3.76$ $R_f=1.78$ $L/v=40.4$ min

Existen también otras aproximaciones geomorfológicas para la estimación del hidrograma unitario Instantáneo basadas en la representación de Shreve (1966, 1974) de la red de drenaje. Los trabajos de Gupta y Waymire (1983), y Troutman Y Karlinger (1985, 1986) son los más representativos.

Frecuentemente, el problema principal en la aplicación de estos modelos de base geomorfológica radica en la determinación del parámetro de escala, es decir, el parámetro k en el caso del mencionado modelo de Nash. Esto es debido a que dicho parámetro es función de la velocidad de la corriente mediada en el espacio y en el tiempo, existiendo limitaciones teóricas y prácticas importantes para medirla y estimarla. Este problema ha sido recientemente analizado por Agnese et al (1988), quienes proponen y aplican en Italia un método para la obtención de tal parámetro cinemático. En dicho método, se deriva el parámetro de escala a partir de la velocidad efectiva de la corriente en el canal de orden superior, y la distribución espacial de la velocidad en la totalidad de la red de drenaje.

No obstante, los errores que se cometen en la estimación del factor cinemático " v " son menos acusados para lluvias de carácter extremo, como ha comprobado Pilgrim (1976,1977) en una serie de estudios experimentales, en los

cuales llega a la conclusión de que tanto los valores de “v” como los tiempos de recorrido tienden a un valor asintótico para las avenidas máximas.

2.4.8 *Circulación de flujos a través de cuencas*

Se analizan diversos procedimientos para obtener el hidrograma de salida de una cuenca generado por una precipitación efectiva conocida. En primer lugar, se estudia el modelo conceptual que considera a la cuenca como un sistema lineal invariable en el tiempo, conocido como Hidrograma Unitario, en el que se concibe la escorrentía originada en una cuenca como un tránsito por dos tipos de almacenamiento, canales y embalses. Esto permite la construcción de modelos sencillos, compuestos por la combinación de embalses y canales lineales, en serie o en paralelo para descubrir los hidrogramas de escorrentía directa.

2.4.9 *Modelo de embalses lineales en serie*

De acuerdo al desarrollo conceptual de Nash, la cuenca puede representarse por una serie de n embalses lineales idénticos (Chow et al. 1988 Cap. 8 y Viessman et al. 1989 Cap. 12), que tienen la misma constante de almacenamiento. Se supone que el primer embalse recibe instantáneamente un volumen unitario de lluvia neta de toda la cuenca, descarga sobre el segundo, éste sobre el tercero y así sucesivamente (Figura 10), teniendo lugar, así, los efectos de almacenamiento y de difusión.

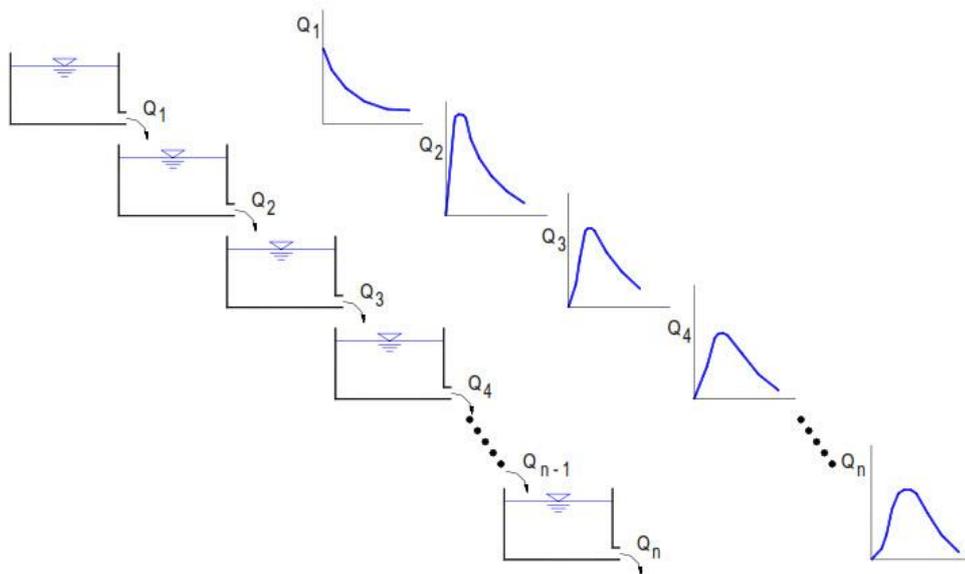


Figura 10. Modelo conceptual de embalses lineales en serie

Combinando la ecuación de continuidad con la función de almacenamiento de un embalse lineal se llega al sistema de ecuaciones.

$$\frac{dS}{dt} = I - Q$$

$$S = KQ$$

que resolviendo da

$$I - Q = K \frac{dQ}{dt}$$

Para el primer embalse el caudal de salida será $Q_1(t)$, y la ecuación anterior se reduce a

$$dt = -K \frac{dQ_1}{Q_1}$$

puesto que el aporte $I(t)$ tiene lugar instantáneamente, lo que quiere decir que para $t > 0$, el aporte será $I = 0$. Por otra parte, como el volumen almacenado en el instante inicial es la unidad (aporte unitario instantáneo) $S = 1 = KQ_0$, de donde:

$$Q_0 = \frac{1}{K}$$

es el caudal que sale del primer embalse en el tiempo inicial $t = 0$.

La integración de la ecuación da el caudal de salida Q_1 del embalse en función del tiempo para $t > 0$.

$$\int_{t=0}^t dt = - \int_{Q_0}^{Q_1} K \frac{dQ_1}{Q_1}$$

expresión de la que se obtiene

$$t = -K [\ln Q_1]_{Q_0}^{Q_1} = -K \frac{Q_1}{Q_0}$$

que al tomar antilogaritmos da

$$e^{-t/K} = \frac{Q_1}{Q_0}$$

y finalmente sustituyendo el valor de Q_0 dado por queda la expresión

$$Q_1 = \frac{1}{K} e^{-t/k}$$

que da el caudal de salida 1 del primer embalse en función del tiempo para $t > 0$. Este caudal será la aportación al segundo embalse, según se establece en la definición del modelo.

Para el segundo embalse la ecuación diferencial, cuya solución da el caudal de salida, será

$$Q_1 - Q_2 = K \frac{dQ_2}{dt}$$

en la que la variable Q_2 es el caudal de salida dependiente del tiempo. Sustituyendo en la expresión anterior el valor del aporte Q_1 , dado por se tiene

$$\left(\frac{1}{K} e^{-t/K} - Q_2 \right) dt = K dQ_2$$

que tras operar y tener en cuenta que $Q_2 = dQ_2/dt$ se llega a

$$Q_2 + \frac{1}{K} Q_2 t = \frac{1}{K^2} e^{-t/K}$$

que es una ecuación diferencial lineal de primer orden con coeficientes constantes, cuya solución general será la suma de la homogénea y la particular. La solución de la homogénea $Q_2 + 1/K \cdot Q_2 = 0$ será

$$Q_2^h = C_h e^{-t/K}$$

y tiene la solución de la particular

$$Q_2^p = C_p(t) e^{-t/K}$$

que se determina por el método de la variación de las constantes. Derivando se tiene

$$Q_2^p = C_p(t) e^{-t/K} - \frac{1}{K} C_p(t) e^{-t/K}$$

Sustituyendo los valores de Q_2^p y $Q_2^{p'}$ respectivamente, en la expresión de la ecuación diferencial se llega a

$$C'_p(t) e^{-t/K} - \frac{1}{K} C_p(t) e^{-t/K} + \frac{1}{K} C_p(t) e^{-t/K} = \frac{1}{K^2} e^{-t/K}$$

De la que se obtiene el valor de $C'_p(t) = 1/K^2$ y en consecuencia

$$C_p(t) = \int \frac{1}{K^2} dt = \frac{t}{K^2}$$

por lo que la solución particular será

$$Q_2 = \frac{1}{K^2} t e^{-t/K}$$

La solución general será la suma de la homogénea y particular

$$Q_2 = Q_2^h + Q_2^p = C_h e^{-t/K} + \frac{1}{K^2} t e^{-t/K} = (C_h + t/K^2) e^{-t/K}$$

en la que el valor de la constante C_h se determina a partir de los valores iniciales en el instante $t = 0$, en el que el caudal de salida $Q_2 = 0$. Valores de t y Q_2 que sustituidos en la expresión última (54) determinan $C_h = 0$, por lo que la solución de la ecuación (49), que da la descarga del segundo embalse será

$$Q_2 = \frac{t}{K^2} e^{-t/K}$$

Para el tercer embalse la ecuación diferencial se convierte en

$$Q_2 - Q_3 = K \frac{dQ_3}{dt}$$

en la que se conoce la variación de $Q_2(t)$, ecuación, y se trata de obtener la expresión que dé la descarga Q_3 en función del tiempo, por lo que se tiene

$$\frac{t}{K^2} e^{-t/K} - Q_3 = K \frac{dQ_3}{dt}$$

que tras operar y tener en cuenta que $Q_3 = dQ_3/dt$ se llega a

$$Q_3 + \frac{1}{K} Q_3 = \frac{t}{K^3} e^{-t/K}$$

que es una ecuación diferencial lineal de primer orden con coeficientes, cuya solución se realiza análogamente a la de la expresión, resultando la solución de la homogénea

$$Q_3^h = C_h e^{-t/K}$$

y de la particular

$$Q_3^p = \frac{1}{K} C_p(t) e^{-t/K}$$

que derivando y sustituyendo los valores de Q_3^p , y Q_3 obtenido, en la ecuación se obtiene

$$C'_p(t)e^{-t/K} - \frac{1}{K}C_p(t)e^{-t/K} + \frac{1}{K}C_p(t)e^{-t/K} = \frac{1}{K^3}e^{-t/K}$$

de la que se obtiene el valor de $C'_p(t) = 1/K^3$ y por consiguiente $C_p = t^2/2K^3$, resultando la solución particular

$$Q_3^p = \frac{t^2}{2K}e^{-t/K}$$

La solución general será la suma de las ecuaciones, soluciones de la homogénea y la particular.

$$Q_3 = C_h e^{-t/K} + \frac{t^2}{2K^3} e^{-t/K} = [(C_h + t^2/2K^3)]e^{-t/K}$$

en la que el valor de la constante C_h vale cero para las condiciones iniciales $t=0$ y $Q_3=0$, por lo que la descarga del tercer embalse, en función del tiempo, estará dada por la expresión

$$Q_3 = \frac{t^2}{2K^3} e^{-t/K}$$

Procediendo de manera análoga para los sucesivos embalses se llega a determinar que para en n-ésimo, la descarga es

$$Q_n = \frac{t^{n-1}}{(n-1)! K^n} e^{-t/K}$$

que puede ponerse como

$$Q_n = \frac{1}{K\Gamma(n)} \left(\frac{t}{K}\right)^{n-1} e^{-t/K}$$

en la que $\Gamma(n) = (n-1)!$ es la función gamma de n . esta ecuación describe el caudal de salida del n-ésimo embalse tras circular, por los n embalses, un aporte unitario que tiene lugar instantáneamente en el primer embalse. Esto representa, pues, el hidrograma unitario instantáneo (HUI) del modelo propuesto.

La ecuación representa la función de densidad de la distribución de probabilidad gamma. En efecto, si se hace el cambio de $\lambda = 1/K$, la ecuación, se obtiene la función densidad

$$f(t) = \begin{cases} 0 & \text{para } t > 0 \\ \frac{\lambda^n}{\Gamma(n)} t^{n-1} e^{-\lambda t} & \text{para } t < 0 \text{ y } \lambda, n > 0 \end{cases}$$

en la que λ es el parámetro de escala y n el parámetro de forma de la distribución Gamma y $\Gamma(n)$ la función Gamma de n .

En la Figura 24 se representan las diversas formas de la función de densidad $f(t)$ – hidrogramas de salida de cada embalse $Q_i(t)$ – para los diversos valores $1, 2, 3 \dots n$, representando la última curva $\gamma(1/K, n)$ el HUI de salida de la cuenca.

La integral del lado derecho de la ecuación – o lo que es igual, de la ecuación – sobre t , desde cero a infinito, representa el área bajo el hidrograma unitario instantáneo – o el área bajo la curva de densidad $f(t)$, de la distribución gamma – que será la unidad.

2.4.10 La cuenca como sistema lineal¹⁸

La cuenca puede ser considerada como un sistema lineal invariable en el tiempo, en el que la entrada sería la precipitación efectiva y la salida el caudal de escorrentía directa. Este supuesto permite la aplicación de la teoría del Hidrograma Unitario (UH), propuesta por Sherman en 1932, para la obtención del hidrograma de salida. El método del HU es el más conocido y la técnica más usada, tanto en el análisis de del fenómeno lluvia – escorrentía en la cuenca, como en la predicción de avenidas futuras originadas por posibles hietogramas de diseño. Fue de las primeras herramientas disponibles para predecir el hidrograma de escorrentía directa completo en lugar del caudal punta.

La esencia de la linealidad de un sistema se resume en dos principios básicos (Dooge, 1973).

1. El de la proporcionalidad que establece que si la entrada $X_1(t)$ al sistema produce la salida $Y_1(t)$, la entrada $CX_1(t)$ producirá la salida $CY_1(t)$, siendo C una constante.

¹⁸ (1985) Circulación de Flujos. Métodos de cálculo usuales en el diseño de canales y embalses en cuencas pequeñas.

2. El de superposición o aditividad, que establece que si dos entradas individuales $X_1(t)$ y $X_2(t)$ producen, respectivamente, las salidas $Y_1(t)$ e $Y_2(t)$, la entrada $X_1(t)+X_2(t)$ producirá la salida $Y_1(t)+Y_2(t)$.

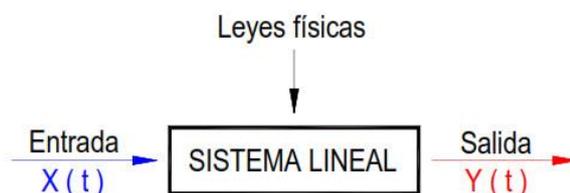


Figura 11. Sistema Lineal

Invariable en el tiempo indica que sus parámetros no cambian con el mismo, es decir, la forma de la salida depende únicamente de la entrada y no del tiempo en el que se aplica a la misma. Por consiguiente, si

$$X(t) \rightarrow Y(t)$$

para el sistema invariable en el tiempo

$$X(t+\tau) \rightarrow Y(t+\tau)$$

siendo τ un tiempo positivo o negativo.

Aunque el supuesto del sistema lineal invariable en el tiempo para una cuenca no es del todo correcto debido al alto grado de no linealidad de las cuencas, se usa en la aplicación práctica debido a la simplificación que ello supone. Este concepto está implícito en la teoría del HU.

Los supuestos fundamentales en los que se basa la teoría del HU, y que a su vez limitan su uso en la modelación de los sistemas hidrológicos son:

1. La cuenca responde como un sistema lineal. Esto implica por una parte, que por el principio de proporcionalidad, las diferentes magnitudes de las intensidades (o volúmenes) de la precipitación efectiva producen respuestas de la cuenca consecuentemente proporcionales y, por otra parte, por el principio de superposición que las respuestas a diferentes aguaceros pueden superponerse para obtener la respuesta compuesta de una cuenca.

2. El volumen de la precipitación efectiva esta uniformemente distribuido sobre el área completa de la cuenca. Esto puede ser difícil de cumplir en grandes cuencas.
3. La intensidad del exceso de lluvia es constante durante la duración de lluvia.
4. La duración del hidrograma de escorrentía directa (tiempo base del hidrograma) es independiente de la intensidad de la precipitación efectiva y depende solamente de la duración de la lluvia.

Si el sistema recibe una entrada de cuantía unitaria, aplicada instantáneamente en el tiempo τ , la respuesta del sistema en un tiempo posterior, t , se describe por la función $h(t-\tau)$, siendo $t-\tau$ el tiempo de retaso –tiempo lag– desde que se aplica el impulso unitario. (Figura 12a).

Si se aplican dos impulsos instantáneos en los tiempos t_1 y t_2 de cuantía dos unidades el primero, y unitario el segundo, la respuesta o salida del sistema sería $2h(t-\tau_1) + h(t-\tau_2)$. (Figura 12b).

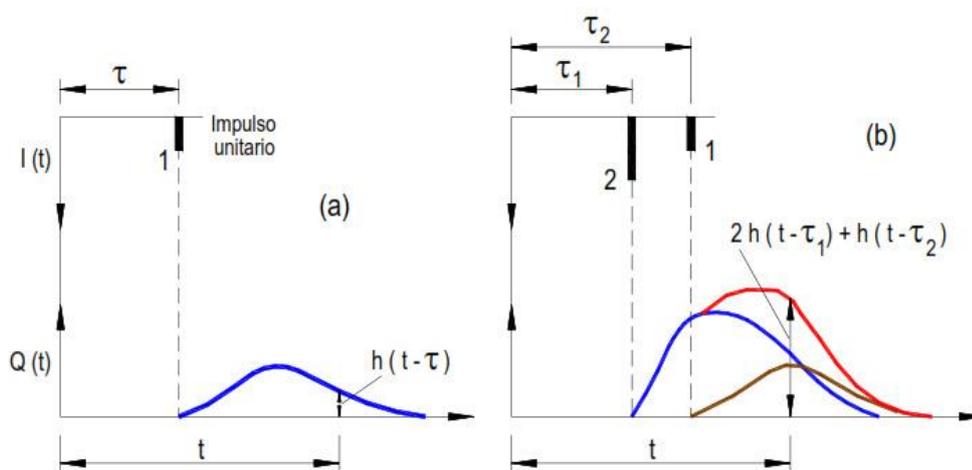


Figura 12. Respuesta de un sistema lineal a entradas tipo pulso

De la misma manera, una entrada continua al sistema, puede tratarse como una suma de impulsos de duración infinitesimal. Así, si $I(\tau)$, es la intensidad de lluvia efectiva en mm/h . y $d\tau$ es el intervalo de tiempo infinitesimal, medido en horas $I(\tau d\tau)$ será la altura de lluvia efectiva que entra al sistema en dicho intervalo de tiempo dt . Por consiguiente, la respuesta del sistema en un tiempo posterior, $t-\tau$, que resulta de dicha entrada será $I(\tau) h(t-\tau)d\tau$. La respuesta a la función completa $I(\tau)$, se obtendrá

sumando las respuestas de todos los impulsos de duración infinitesimal que constituyen la entrada $I(\tau)$, es decir, la integral.

$$Q(t) = A \int_0^{t_0} I(\tau) \cdot h(t - \tau) \cdot d\tau$$

que se conoce como integral de convolución, que da la salida de un sistema lineal en una escala de tiempo continuo (Figura 6).

Si $I(\tau)$ y $Q(t)$ tienen las mismas dimensiones por ejemplo (m^3/s), las ordenadas de HUI deben tener las dimensiones hora^{-1} si dt se expresa en horas. Si $I(\tau)$ se expresa en mm/h y $Q(t)$ en m^3/s , la ordenada del HUI deberá estar dada en $m^3/s/mm$ para intervalos de tiempo expresados en horas.

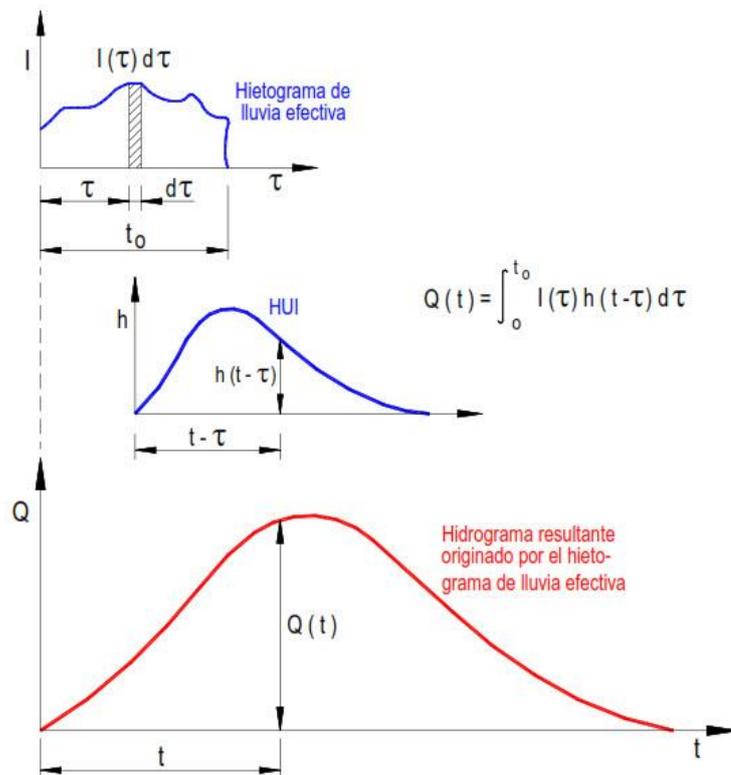


Figura 13. Relación de convolución en una escala de tiempo continuo

En las aplicaciones prácticas, las salidas o resultados se requieren en intervalos de tiempo discretos, dado que la entrada al sistema se especifica como una función de tiempo discreto, tal como un hietograma de lluvia efectiva que se da en intervalos de tiempo Δt . Es decir, los datos de lluvia efectiva se dan como un conjunto de datos pulso.

$$P_i = \int_{(i-1)\Delta t}^{i\Delta t} I(\tau) d\tau \quad i = 1, 2, 3 \dots$$

En la que P_i es la lluvia efectiva, en mm, que cae durante un intervalo i (Figura 13a). En cambio, los caudales de salida (escorrentía directa) se dan como datos instantáneos, de modo que el valor de salida del sistema en el intervalo n -ésimo de tiempo ($t=n\Delta t$) es

$$Q_n = Q(n\Delta t) \quad i = 1, 2, 3 \dots$$

Es decir, las variables de entrada y salida al sistema cuenca se registran como datos directos pero con diferentes presentaciones. La integral de convolución discreta para un sistema lineal es ahora (Figura 14)

$$Q_n = \sum_{i=1}^{n \leq m} P_i U_{n-i+1}$$

En la que m es el número de pulsos, de intensidad constante, de la función de entrada, es decir, el número de datos de pulso del hietograma, y U_{n-i+1} es la función de datos instantáneos de la salida o respuesta a un pulso de volumen unitario. El límite superior de $n \leq m$ indica que los términos han de sumarse para $i= 1, 2, 3 \dots n$, siempre que $n \leq m$, y estando limitada la suma a $i= 1, 2, 3 \dots m$, cuando $n > m$.

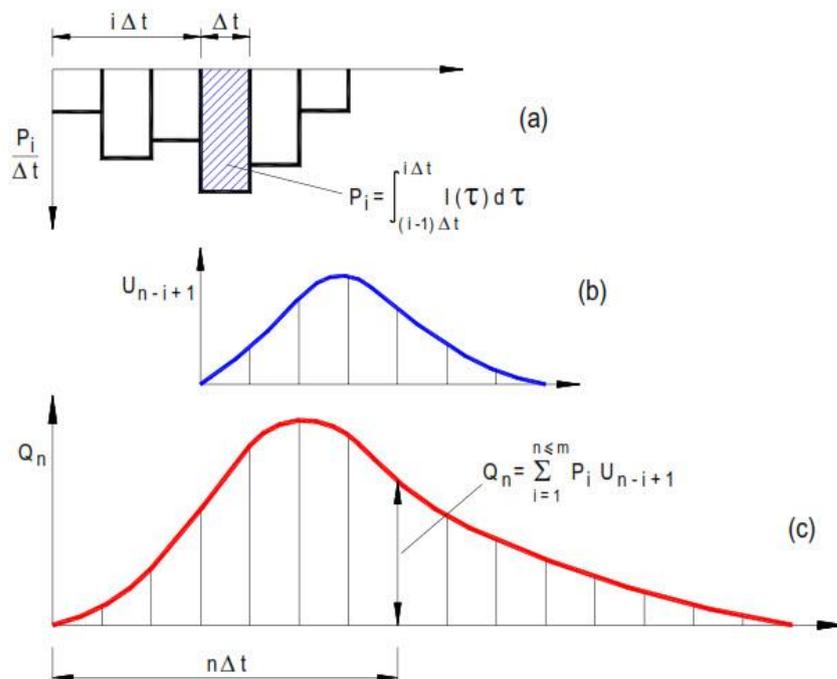


Figura 14. Relación de convolución en una escala de tiempo discreto

En la figura 22 se ilustra la aplicación del método. Se supone que la lluvia efectiva consta de tres pulsos de volumen P_1 , P_2 y P_3 (Figura 15a) que tiene lugar en intervalos de tiempo iguales, Δt y se conoce la respuesta de la cuenca a un pulso de volumen unitario de duración Δt , es decir, se conoce el hidrograma unitario (HU) de duración Δt (Figura 15b). El hidrograma resultante (Figura 15c) se obtiene mediante la aplicación de la relación de convulsión discreta. En efecto, al existir 3 pulsos de entrada $m=3$ por lo que se tendrá

$$Q_n = \sum_{i=1}^{n \leq 3} P_i U_{n-i+1}$$

Generalmente, Q_n se expresa en m^3/s y P_m en mm de lluvia efectiva. Esto determina que las dimensiones U (ordenada del Hidrograma Unitario) han de ser las de $m^3/s/mm$, para que la expresión sea dimensionalmente correcta. En efecto, los valores de U vienen expresados en m^3/s de respuesta, por cada mm de lluvia efectiva de entrada a la cuenca, lo que está implícito en el propio concepto de Hidrograma Unitario. La ecuación de convolución discreta, permite la obtención del hidrograma de escorrentía directa en una cuenca, conocida la lluvia efectiva y el hidrograma unitario.

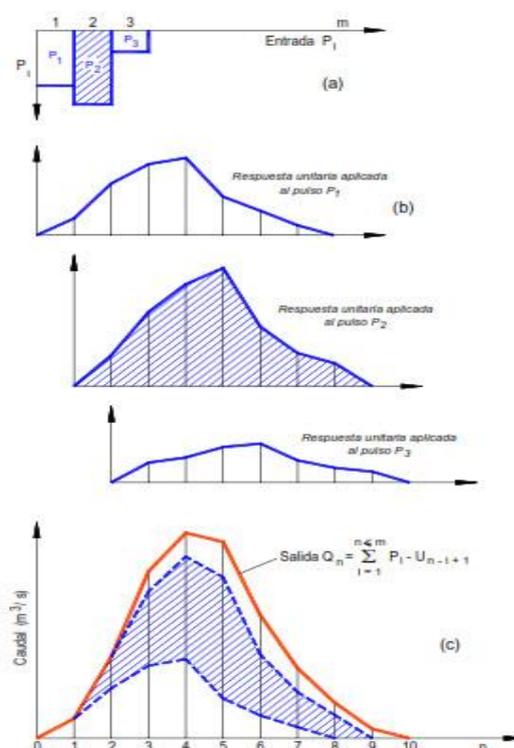


Figura 15. Desarrollo de la relación de convulsión discreta

2.5 Hipótesis

Empleando el hidrograma unitario geomorfológico (modelo gamma de dos parámetros) con ayuda de software SIG en la cuenca del río Moche se obtendrán una aproximación con un mínimo grado de variación de los caudales máximos a los obtenidos en el estudio del ANA¹⁹.

2.6 Variables

- **Variable Independiente**
Hidrograma Unitario Geomorfológico.
- **Variable Dependiente**
Hidrograma de Escorrentía directa.

2.6.1 Definición conceptual de la variable

2.6.1.1 Variable Independiente

Como variable independiente tenemos “Hidrograma unitario geomorfológico”.

2.6.1.2 Variable dependiente

El “Hidrograma de escorrentía directa” el que a su vez depende de otros componentes como precipitación, pérdida y propagación.

- **Hidrograma unitario geomorfológico:** Se define como la representación de la evolución temporal de los caudales en el punto de desagüe de una cuenca, generados por una precipitación neta teórica de volumen unitario sobre la misma.
- **Precipitación:** Es cualquier agua meteórica recogida sobre la superficie terrestre. Esto incluye básicamente: lluvia, nieve y granizo, también rocío y escarcha en algunas regiones constituyen una pequeña parte pero apreciable de la precipitación total.
- **Pérdida:** Es la intercepción de la precipitación al llega al suelo, esta pérdida puede ser por infiltración (de acuerdo a las características del

¹⁹ (2010) Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la vertiente del Pacífico – Cuencas de la costa Norte.

suelo) o por recepción es decir almacenamiento en algún reservorio (represa, laguna, etc).

- **Propagación:** Propagación o ruteo es como su nombre lo dice la propagación de un Hidrograma de cada una de las sub cuencas generada por la precipitación a través de un río y otro río hasta llegar al punto de desagüe de la cuenca.

2.6.2 Definición operacional de la variable

- **Hidrograma unitario geomorfológico:** Se realizará mediante el modelo Nash, utilizando software de SIG para calcular los parámetros morfométricos de la cuenca y así calcular parámetros de forma y escala para el modelo de Nash.
- **Precipitación:** Se obtendrá los datos de precipitación del estudio del ANA para esta misma cuenca propuesto en el año 2010, eligiendo el perfil de tormenta TIPO I del Soil Conservation Service, por ser el más idóneo para representar temporalmente una precipitación en los Andes, donde es que empieza nuestra cuenca alta.
- **Perdida:** Como abstracción inicial se elige la perdida por infiltración utilizando el método del Soil Conservation Service, utilizado el Curva Numero para desarrollar dicho método.
- **Propagación:** Para modelar el sistema Hidrológico de la cuenca del río Moche se tomó en cuenta el método de ruteo de Muskingum.

3 CAPITULO III: METODOLOGÍA

3.1 Tipo y nivel de investigación

3.1.1 Por el propósito

Es una investigación Aplicada, ya que sus resultados se pueden aplicar como solución directa a la realidad concreta.

3.1.2 Por el nivel de conocimientos que se adquieren

Es una investigación Descriptiva, ya que la información recopilada es directamente de la realidad por lo cual no puede ser modificada ni alterada.

3.1.3 Método

Esta es una investigación inductiva debido a que va de lo particular a lo general.

3.2 Ubicación

Cuenca del Río Moche, ubicada en el departamento de La Libertad. Análisis hasta la estación Hidrometeorológica de Quirihuac (punto de aforo), con una superficie de 1882.038 Km².

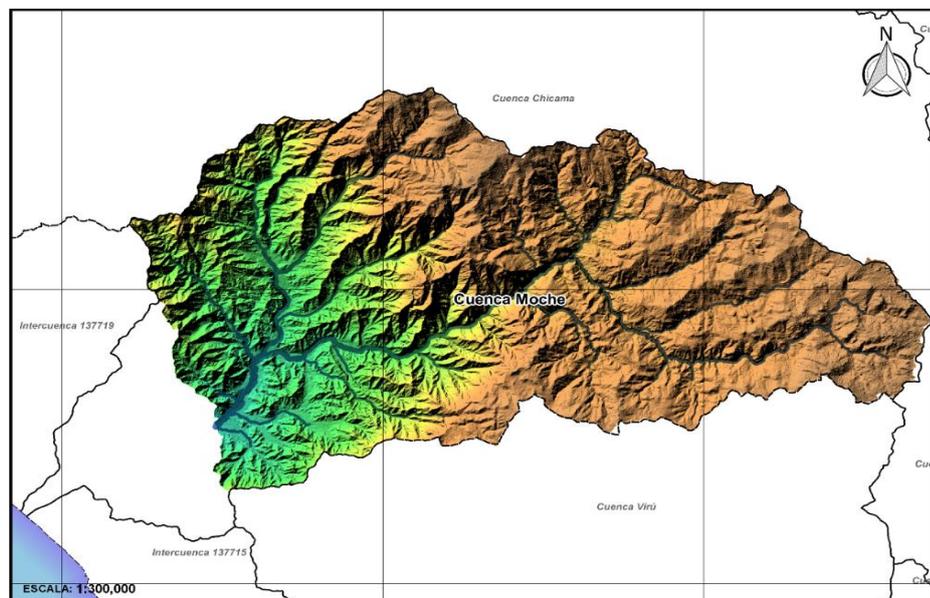


Ilustración 6. Cuenca del Río Moche delimitación hasta la estación de aforo de Quirihuac²⁰

²⁰ Ilustración de elaboración propia

3.3 Técnicas e instrumentos para la recolección de datos

Dado que la hipótesis general de este trabajo es observar la variabilidad al momento de aplicar el hidrograma unitario geomorfológico, tomando como base el hidrograma para la cuenca del río Moche generado en el “Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la vertiente del pacífico – Cuencas de la costa norte” realizado por la Autoridad Nacional del Agua.

De este estudio se recolectan datos de precipitación, abstracciones hidrológicas, entre otros parámetros, el fin de conservar dichos parámetros es poder visualizar la variación de la esorrentía obtenida aplicando el método del hidrograma unitario geomorfológico.

3.3.1 Obtención de datos de Elevación

3.3.1.1 Recolección de Información Espacial

Se obtuvo la información espacial (curvas de nivel, ríos, centros poblados, lagos, etc) de diferentes cartas nacionales cubriendo el área de extensión de la cuenca en estudio, esta información descargada fue en formato shape (extensión con la que trabajan los software SIG), a partir de la página del MINEDU.

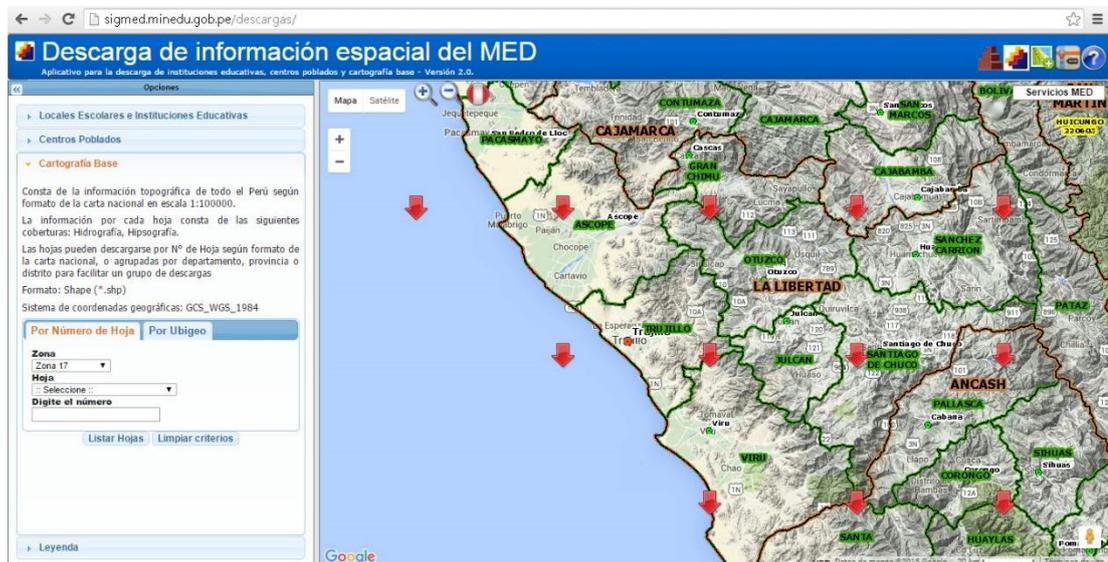


Ilustración 7. Página web del Geo servidor de MINEDU

3.3.1.2 Modelo digital de Elevación

Se descargaron los modelos digitales de elevación (MDE), en formato raster, de la página de Earth Explorer del USGS (United State Geological Survey), nuestra zona abarco 2 raster de trabajo(ver la imagen). Los raster descargados pertenecen al dataset ASTER GLOBAL DEM..

- ASTGDEM2_0S09W079
- ASTGDEM2_0S08W079

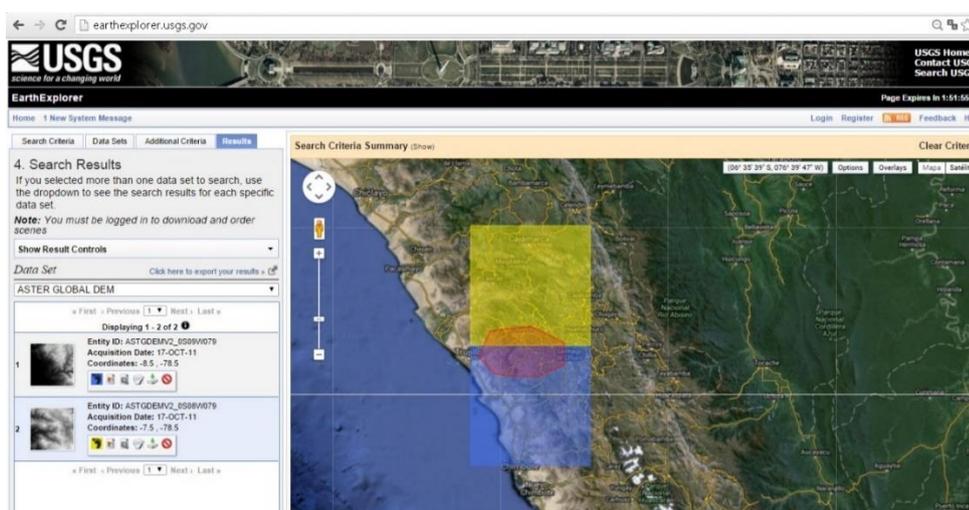


Ilustración 8. Página web de Earth Explorer - Ubicada en la zona de estudio

Características principales²¹:

- | | |
|--------------------------|-------------------|
| • Formato de raster: | GEOTIFF |
| • Satélite de captación: | ASTER |
| • Resolución: | 1 arc-seg |
| • Tipo de Sensor: | GDEM |
| • Tamaño de pixel: | 30.6818mx30.6818m |
| • Elipsoide: | WGS 84 |

²¹ Características de la metadata del raster ASTGDEM2_0S080W079

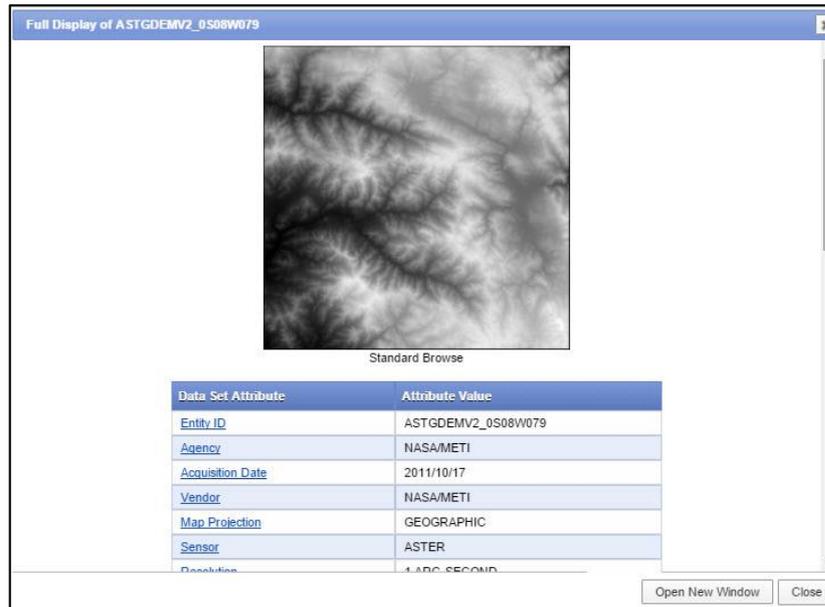


Ilustración 9. Vista de la meta data del raster ASTGDENV2_08W079

3.3.2 Recolección de información base

3.3.2.1 Cuencas del Perú

Se obtuvieron las cuencas en formato espacial del geo servidor de MINAM²² proporcionado por el ANA (Autoridad Nacional del Agua en el año 2010).

Estas cuencas sirvieron como base para tener idea de la forma y características principales de la cuenca del río Moche, así como para determinar la población de las cuencas de la vertiente del pacifico en la zona norte.

²² Ministerio del Medio Ambiente - Perú

3.3.2.2 Datos de Precipitación

3.3.2.2.1 Precipitación Máxima en 24 horas

Para la obtención de los datos de precipitación se extrajo la misma precipitación máxima en 24 horas para un periodo de retorno de 50, 100 y 200 años, que se muestra en el *Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la vertiente del pacífico - cuencas de la costa norte* Ramos (2010).

Para la obtención de las precipitaciones máximas se construyó con la información de las isoyetas de precipitación para diferentes periodos de retorno, interpolando el valor para el centroide de la sub cuenca de análisis.

3.3.2.2.2 Distribución de la Precipitación

Según el *Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la vertiente del pacífico - cuencas de la costa norte* Ramos (2010) para la distribución de la precipitación se utilizó los perfiles de tormenta de la SCS tipo I, por ausencia de perfiles de tormenta en la zona.

Normalmente la duración de las tormentas en los andes peruanos tienen una duración variable entre 8 horas y 14 horas. Si analizamos la tormenta tipo I de SCS, notaremos que la duración de las precipitaciones más intensas se encuentran entre las 8 – 5 h, (Figura 16) un lapso de 7 horas, que podría ser coincidente con las duraciones antes señaladas.

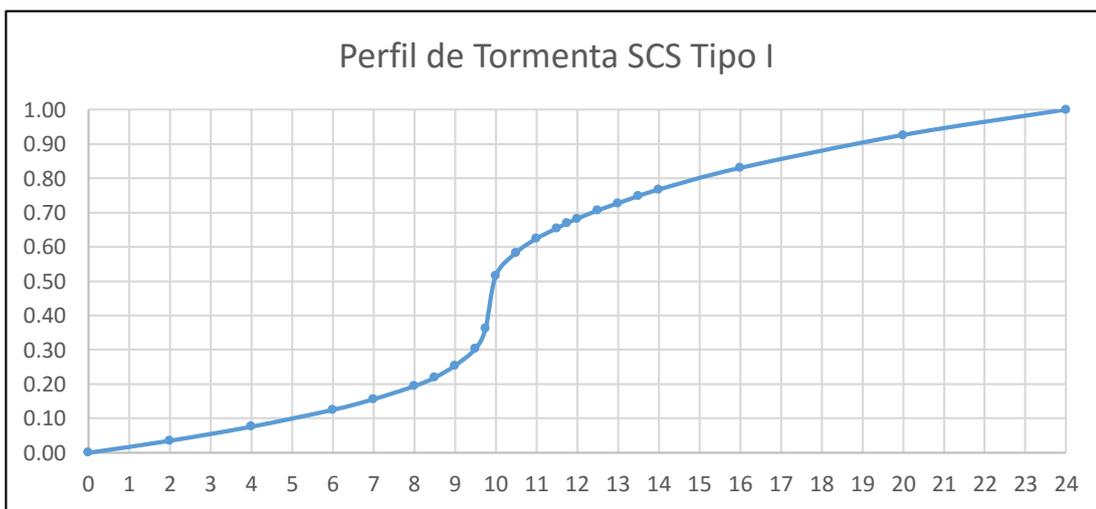


Figura 16. Perfil de Tormenta SCS Tipo I²³

²³ Gráfico de elaboración propia a partir de datos de interpolación

3.3.2.2.3 Abstracciones hidrológicas

Las abstracciones se refieren a la cantidad de lluvia infiltrada en la tierra. El método que mejor se ajusta para el presente trabajo es el SCS (Soil Conservation Service), en base a la curva numero característico, calculado a partir la cobertura de la cuenca.

Los valores de Numero de Curva de las sub cuencas fueron calculadas a partir de los planos de cobertura vegetal, mapa de uso de suelo y el mapa de pendientes el valor final resulta de la ponderación de los valores individuales distribuidos espacialmente asignados según la tabla de Ven Te Chow.²⁴

Los datos de vegetación se obtuvieron a partir de la imagen Landsat TM, los datos de uso de suelo fueron reunidos desde las publicaciones existentes y el plano de pendientes se desarrolló a partir del modelo de elevación digital (MDE).

El método para la estimación de las abstracciones hidrológicas en este caso perdidas por infiltración fueron consideradas por el método del SCS (Soil Conservation Service) de los Estados de América.

Estos datos se extraen también del *Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la vertiente del pacífico - cuencas de la costa norte* Ramos (2010).

Tabla 2. Parámetros de pérdidas en las sub cuencas del río Moche

Ríos	CN	S (pulg)	S (mm)	la
R110	78.4	2.755102041	69.98	14.00
R40	73.114	3.677271111	93.40	18.68
R300	73.472	3.610627178	91.71	18.34
R200	80.204	2.468206075	62.69	12.54
R20	71.299	4.025442152	102.25	20.45
R280	73.010	3.696716255	93.90	18.78
R160	79.923	2.512042841	63.81	12.76
R310	82.83	2.072920439	52.65	10.53
R370	83.005	2.04746702	52.01	10.40

Fuente: Autoridad Nacional del Agua

²⁴ (1994) Applied Hydrology.

3.4 Validez y confiabilidad del instrumento

Para validar nuestro método, se generó la escorrentía para periodos de retorno de 50, 100 y 200 años, para la misma cuenca utilizando el software HEC – HMS bajo los mismos parámetros de entrada que se presentaron en el estudio base como son: Modelo meteorológico, perdidas (SCS), Modelo de Control, Transito de Escorrentía (Muskingum), excepcionando el método de transformación utilizando un hidrograma unitario específico (Hidrograma Unitario Geomorfológico) así obteniendo los caudales picos y tiempo al pico, comparándolos con los expuestos en el estudio base.

Para su confiabilidad escogimos que los caudales obtenidos bajo nuestro método propuesto en estas tesis no deberían variar entre el $\pm 5\%$ de significancia.

3.5 Procesamiento de datos

3.5.1 Programas

Para el procesamiento de los datos se utilizaron los siguientes programas:

- Microsoft Word : Procesador de datos
- Microsoft Excel : Procesador de datos numéricos
- QGIS 2.12 Lyon : Software SIG
- TauDEM 5.1.2 : Software de Análisis Espacial de Cuencas
- HEC – HMS 4.0 : Software de modelamiento Hidrológico.

3.5.1.1 Algoritmos realizados por TauDEM

La delimitación se realizó para diferentes umbrales como ya se menciona en la metodología, esta delimitación con ayuda de las herramientas que nos da el Software TauDEM para ser utilizado en un programa de Sistema de información Geográfica en nuestro caso el QGIS siguiendo el procedimiento general obtenemos diferentes capas de trabajo, que se muestran a continuación:

1. Pit remove: Ejecutando este algoritmo removemos las depresiones en los pixeles que puede presentar nuestro archivo digital de elevación.
2. Flow direction: Este algoritmo permite que cada pixel asigne una dirección de flujo en 8 sentidos, cada 45°.
3. Contributing area: La ejecución de este algoritmo determina cuantos pixeles drenan a cada uno aguas abajo es decir el área de contribución que tiene cada pixel, haciendo uso de la dirección de flujo.
4. Stream definition by Threshold: Para la ejecución de este algoritmo es necesario contar con la dirección de flujo y el área de contribución, en esta se establece un umbral el cual significa a partir de cuantos pixeles drenados se va a formar una corriente.
5. Move Outlet to Stream: Este algoritmo necesita de entrada una capa vectorial tipo punto, la cual es el punto de aforo o desagüe (outlet) de la cuenca, mediante esta herramienta se corrige la ubicación del punto hacia la parte central de la corriente a partir del cual empieza a delimitarse.
6. Stream definition by Threshold: Este algoritmo se vuelve a aplicar pero ahora se coloca el outlet o salida de la red de drenaje.
7. Stream reach and watershed: La base de este algoritmo es el raster generado en el paso anterior, este transforma los raster a shapefile y genera las propiedades de la red de drenaje.

3.5.1.2 Redes de corrientes

Para el presente trabajo se delimito la cuenca empleando diferentes umbrales, haciendo esto un proceso repetitivo, para lo cual se empleó el modelador gráfico para hacer de este proceso de secuencia, sea continuo. Se dividió en dos partes a los cuales le llamamos “delimitación 1” y “delimitación 2” en el primero se ejecutan los primeros pasos, como son el pit remove, flow direction, contributing area, el stream definition by y en “delimitación 2” ya se le da el punto de drenaje a partir del cual se delimita la cuenca aguas arriba, y lo cual nos devuelve en un formato shape, las sub cuencas de drenaje y la red de corrientes.

3.5.1.3 Propiedades de la Red de Corrientes

En los resultados de las propiedades de la red de corriente se presenta la tabla de atributos en una serie de columnas, para cada tramo de corriente se le asigna las siguientes propiedades (*Fuente TauDEM algorithm provider, QGIS.org*):

1. LINKNO - Número Link. Un número único asociado a cada enlace (segmento del canal entre las salidas).
2. DSLINKNO - Link Número del enlace descendente. -1 Indica que este no existe.
3. USLINKNO1 - Link Número de primer enlace ascendente. (-1 Indica que no hay enlace ascendente, es decir, para un enlace de la fuente).
4. USLINKNO2 - Link Número de segundo enlace ascendente. (-1 Indica que no hay segundo enlace ascendente, es decir, para un enlace de la fuente o de un punto de control interno en el que el alcance se divide lógicamente, pero la red no bifurcan).
5. DSNODEID - identificador de nodo para el nodo en el extremo aguas abajo del tramo de río. Este identificador se corresponde con el atributo "id" de los Outlets Shapefile utiliza para designar los nodos.
6. Order – Orden de los arroyos según Strahler.
7. Length - Longitud del enlace. Las unidades son las unidades de mapa horizontales de la rejilla subyacente MDE.
8. Magnitud - Magnitud de Shreve del link. Este es el número total de fuentes de aguas arriba.

9. DS_Cont_Ar - Área de drenaje en el extremo de aguas abajo del link. En general, esta es una celda de la cuadrícula aguas arriba del extremo de aguas abajo debido a que el área de drenaje en la celda de la cuadrícula extremo de aguas abajo incluye el área de la corriente que se unen.
10. Drop - Caída en la elevación desde el principio hasta el final de la relación.
11. Slope - Pendiente media del enlace (calculado como gota / longitud).
12. Straight_L - distancia en línea recta desde el principio hasta el final de la relación.
13. US_Cont_Ar - Área de drenaje en el extremo aguas arriba del link.
14. WSNO - número de cuencas. Referencia cruzada a la * w.shp y los archivos de la red w * dando el número de identificación de la cuenca de drenaje directamente al link.
15. DOUT_END - Distancia a la salida eventual (es decir, el punto más aguas abajo en la corriente de la red) desde el extremo aguas abajo del link.
16. DOUT_START - Distancia a la salida eventual desde el extremo aguas arriba del link.
17. DOUT_MID - Distancia a la salida eventual desde el punto medio del link.

De toda esta tabla de propiedades solo se escogen para el análisis las que nos interesan que son la longitud, el área de drenaje aguas arriba y el orden de la cada link, así como el número de corrientes continuas que se forman.

3.6 Ratios de Horton R_a , R_b , R_l

El tipo de tendencia o regresión que se utiliza es de forma exponencial para las gráficas mostradas en el capítulo anterior, ya que se requiere linealizar la función.

La ecuación exponencial se identifica de la forma $E(x) = K \cdot a^x$ donde x en la ecuación de cada grafica se toma y se remplaza en la función $f(x) = e^{bx}$ el cual e es identificada como el número de Euler (valor aproximado 2.71828...), y b es la pendiente; para calcular los números de Horton se debe sacar el antilogaritmo de esta pendiente, finalmente se obtienen las gráficas que se muestran a continuación y los valores para R_a , R_b y R_l .

A continuación se muestra un resumen de los ratios de Horton para los diferentes umbrales de delimitación, presentando además una tabla que muestran los límites en que varían los ratios presentado en diferentes publicaciones.

Tabla 3. Límites de ratios de Horton

Límites de los Ratios de Horton	
Ratio	Limites
R_b	3.00 a 5.00
R_a	3.00 a 6.00
R_l	1.50 a 3.50

Fuente: The Geomorphologic Structure of Hydrologic Response.

Tabla 4. Resumen de ratios de Horton para diferentes umbrales

Umbral		Ratios		
km ²	Píxel	R _b	R _a	R _l
0.05	500	3.66197	4.01324	1.67699
0.07	750	3.86902	4.29865	1.73117
0.09	1000	3.62916	4.01324	1.65153
0.24	2500	3.90399	4.36056	2.24185
0.47	5000	3.25112	3.69766	1.44759
0.71	7500	4.19125	4.77264	2.27892
0.94	10000	3.95903	4.75359	1.49960
1.69	17969	3.00116	3.42020	1.14935

Fuente: Elaboración propia.

3.6.1 Delimitación de la Cuenca

Una vez obtenido los datos de base, en el caso del presente estudio los datos de Elevación a partir de Modelos Digitales de Elevación se procedieron a delimitar la cuenca del río Moche con la herramienta TauDEM en el Software QGIS a los diferentes umbrales:

Tabla 5. Umbrales de delimitación de cuenca

Umbral	
km ²	Píxel
0.05	500
0.07	750
0.09	1000
0.24	2500
0.47	5000
0.71	7500
0.94	10000
1.69	17969

Fuente: Elaboración Propia.

Estos umbrales o “Threshold” son los valores (en píxeles) del área de drenaje a partir del cual se empieza a formar la red de corriente, es decir para un umbral de 5000 píxeles se forma la red de corriente a partir de un área de drenaje acumulada de 0.47 km², por lo tanto mientras el umbral sea menor tendremos una red de corrientes más detallada.

3.6.2 Obtención de los Ratios de Horton

Esta red obtenida tiene diversos parámetros geomorfológicos como longitud de cada corriente, orden de la corriente, pendiente, área de drenaje aguas arriba, área de drenaje aguas abajo, entre otros. Para cada una de estas tablas se pasa a realizar el cálculo de los ratios de Horton mediante regresión lineal

1. Ratio de bifurcación

$$\frac{N_{i-1}}{N_i} = R_b$$

2. Ratio de longitud

$$\frac{L_{i-1}}{L_i} = \frac{1}{R_l}$$

3. Ratio de área

$$\frac{A_{i-1}}{A_i} = \frac{1}{R_a}$$

3.6.3 Cálculo de los parámetros de forma “λ” y escala “n”

Con los ratios de Horton R_a , R_b y R_l de diferentes umbrales con los que se delimitó la cuenca se procedieron a calcular los parámetros de forma “λ” y escala “n” mediante las expresiones que propone R. Rosso (1989).

Para el cálculo de parámetro de escala “n” se tomó en cuenta una velocidad igual a 1.5 m/s ya que al momento de la aplicación del hidrograma unitario geomorfológico sería por una avenida extrema y no tiene importancia en estos casos.

$$n = 3.29 \cdot \left(\frac{R_b}{R_a}\right)^{0.78} \cdot R_l^{0.07}$$

$$K = 0.70 \cdot \left(\frac{R_a}{R_b R_l}\right)^{0.48} \cdot \frac{L_\Omega}{v}$$

3.6.4 Obtención del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico

El hidrograma unitario instantáneo geomorfológico es la distribución de la escorrentía por unidad de volumen de entrada en un tiempo infinitesimal $dt=0$ con los diferentes parámetros de forma y escala obtenidos se reemplazaron en la siguiente ecuación

$$HUIG_{(t)} = \left(\frac{t}{K}\right)^{n-1} \frac{e^{-\frac{t}{K}}}{k\Gamma(n)}$$

obteniendo así diversos hidrogramas unitarios instantáneo geomorfológicos y apreciando su variación de acuerdo a los parámetros de forma y escala calculados anteriormente para diversos valores de umbral.

3.6.5 Obtención del Hidrograma Unitario Geomorfológico

Con el desarrollo del hidrograma unitario instantáneo geomorfológico se pasó a determinar el Hidrograma unitario geomorfológico el cual es el que describe la transformación de la precipitación a escorrentía en un tiempo determinado de horas "T", para nuestro modelo se tomó en cuenta el tiempo el mayor tiempo concentración de acuerdo al *Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la vertiente del pacífico - cuencas de la costa norte* Ramos (2010)

$$HUG(t) = \frac{1}{\Delta t} \int_{t-\Delta t}^t \frac{1}{k\Gamma(n)} \left(\frac{t}{K}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{K}} dt$$

3.6.6 Modelamiento en HEC – HMS

Para el modelamiento en el software HEC – HMS se utilizan los mismos parámetros presentados en el *Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la vertiente del pacífico - cuencas de la costa norte* Ramos (2010) para la cuenca del río Moche, se establece un análisis para un periodo de retorno de 100 años, y se varia el método de transformación de precipitación a escorrentía. Eligiendo un hidrograma unitario específico, en nuestro caso el Hidrograma Unitario Geomorfológico.

4 CAPITULO IV: RESULTADOS

4.1 Delimitación de la Cuenca del río Moche

4.1.1 *Remover depresiones o pit remove*

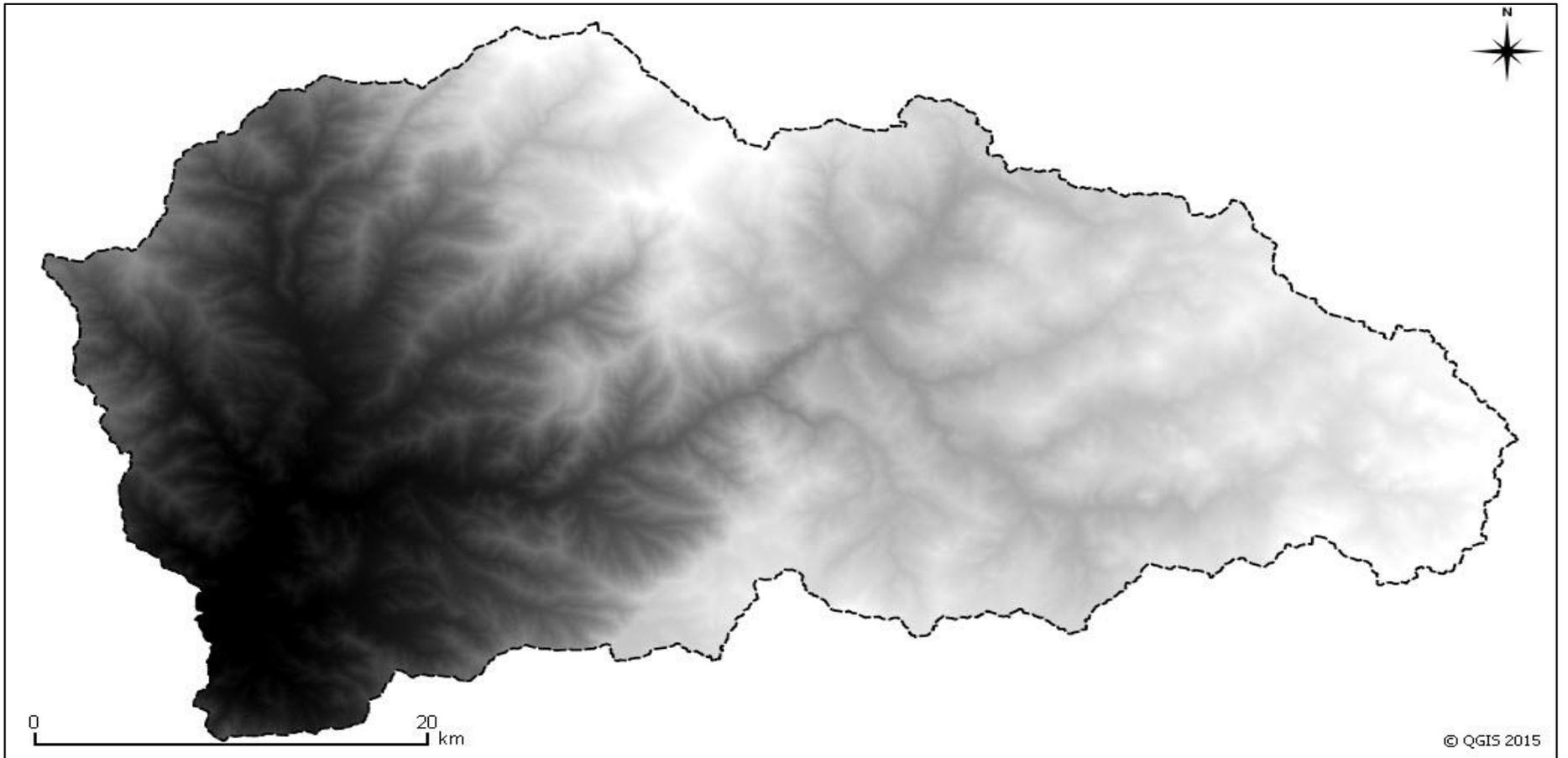


Ilustración 10. Algoritmo Pit Remove

4.1.2 Dirección de Flujo o flow direction

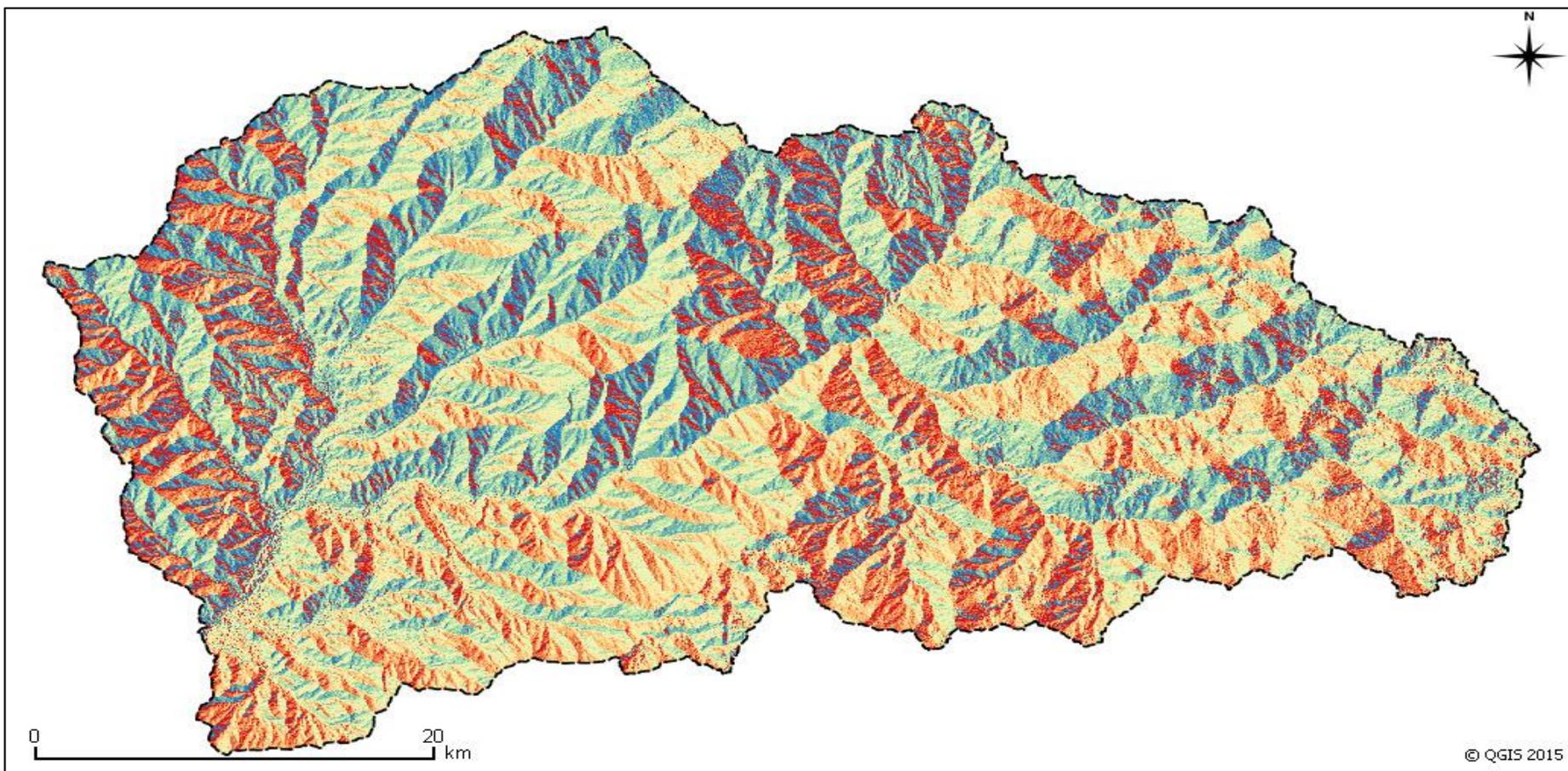


Ilustración 11. Algoritmo Flow Direction

4.1.3 Área de Contribución o contributing área

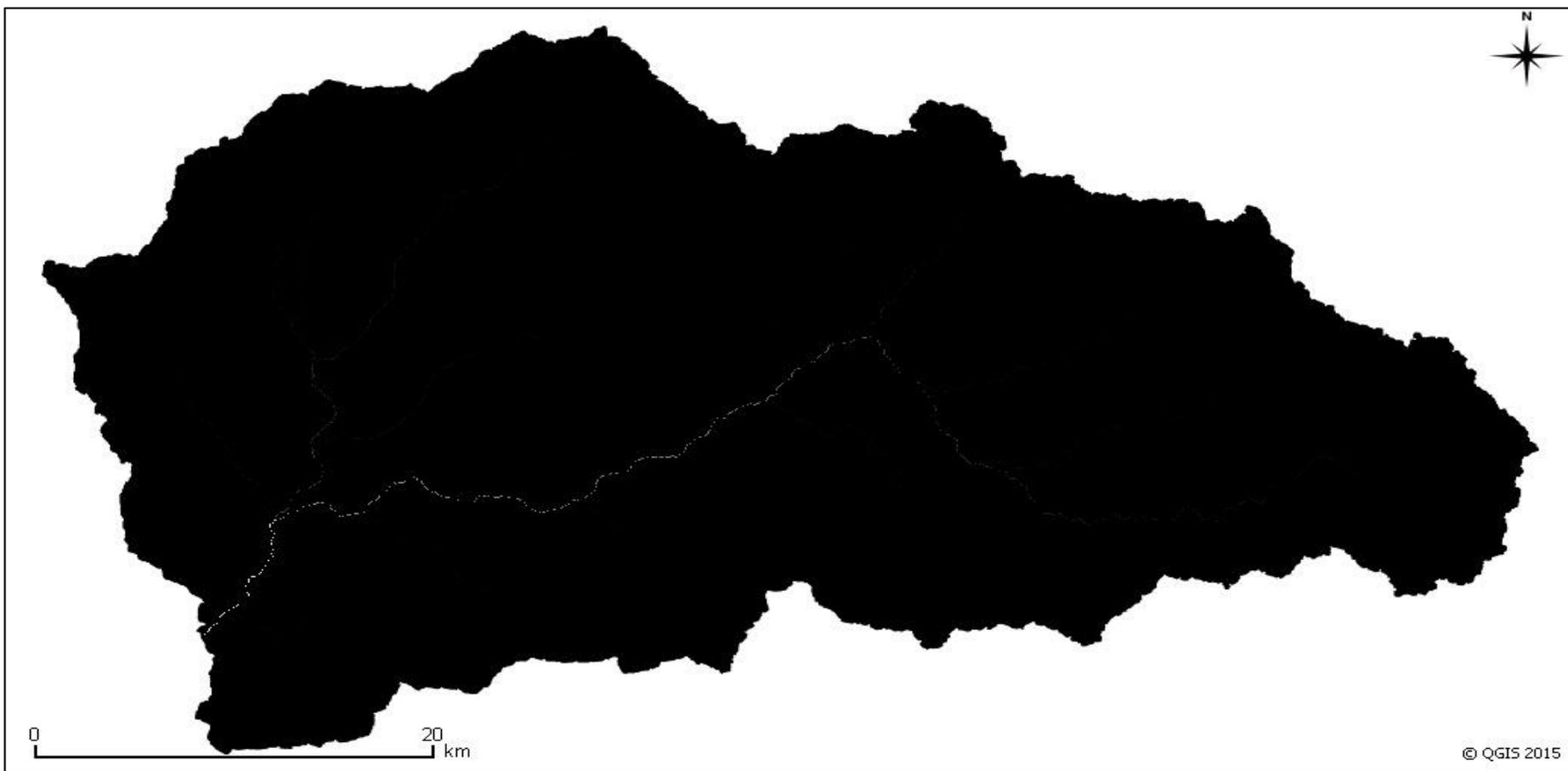


Ilustración 12. Algoritmo Contributing Area

4.1.4 Definición de Corrientes o Stream Definition

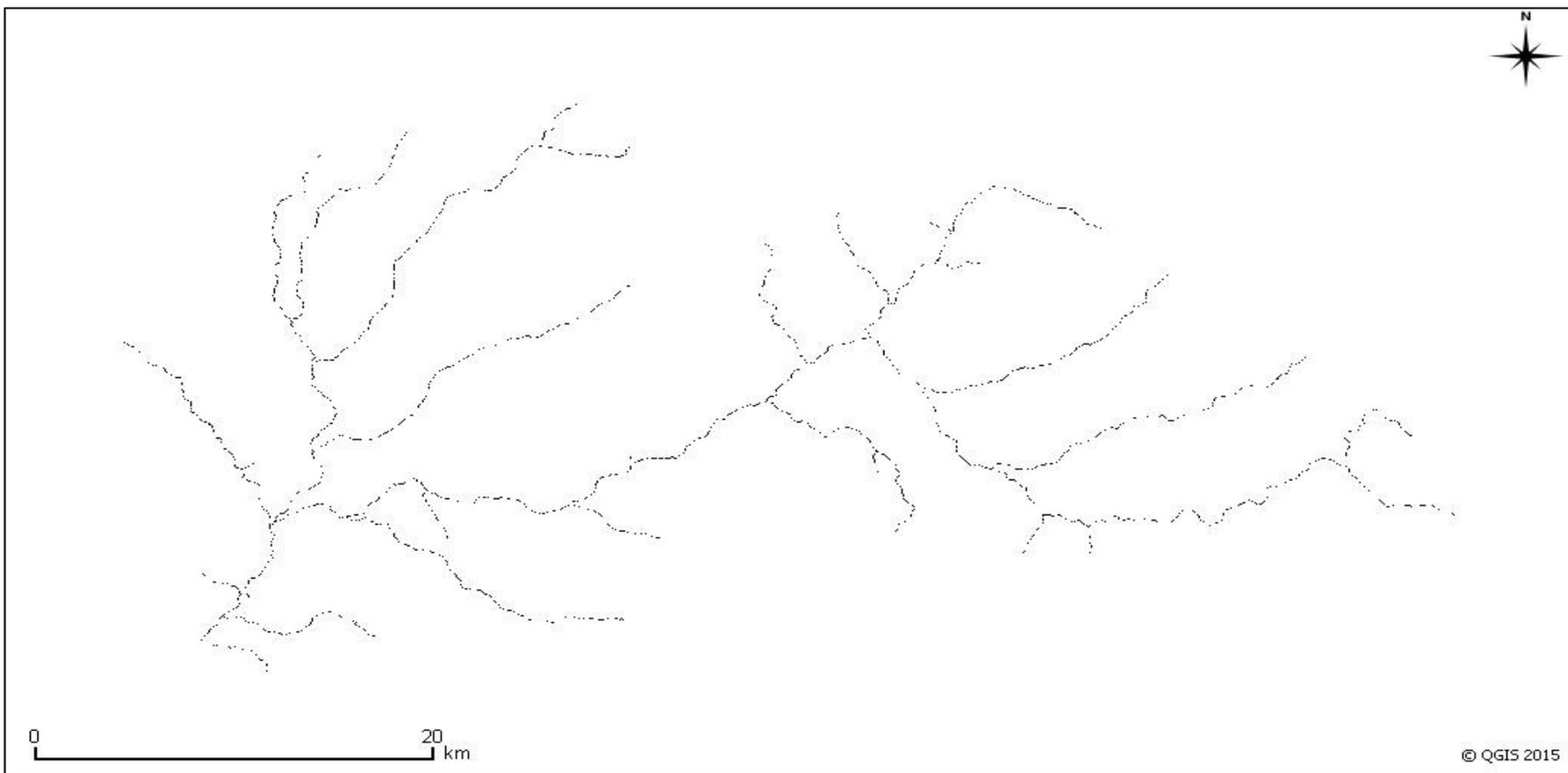


Ilustración 13. Algoritmo Stream Definition

4.1.5 Orden de Corriente o stream order

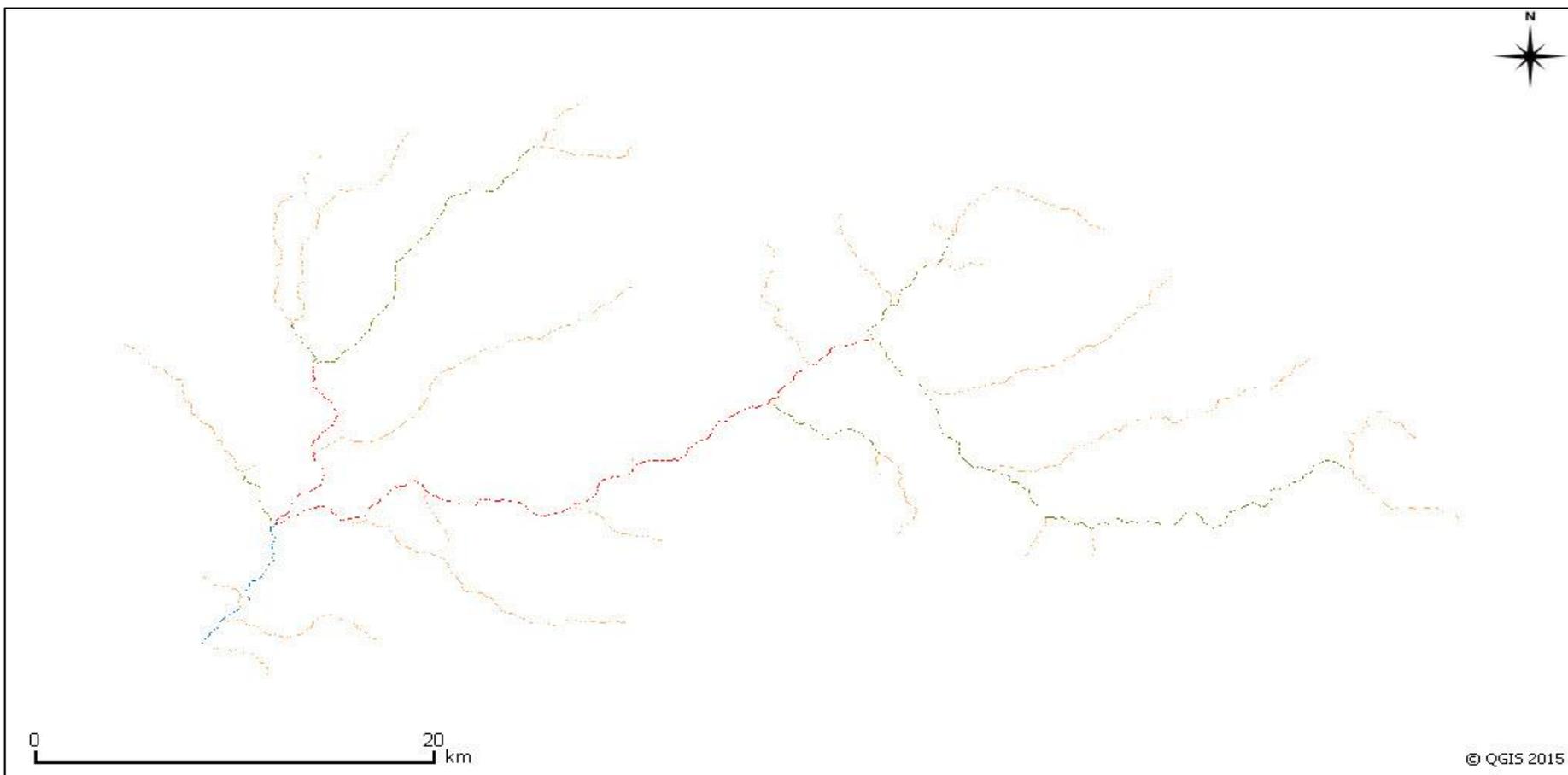


Ilustración 14. Algoritmo Stream Order

4.1.6 Red de corrientes y sub cuencas de drenaje

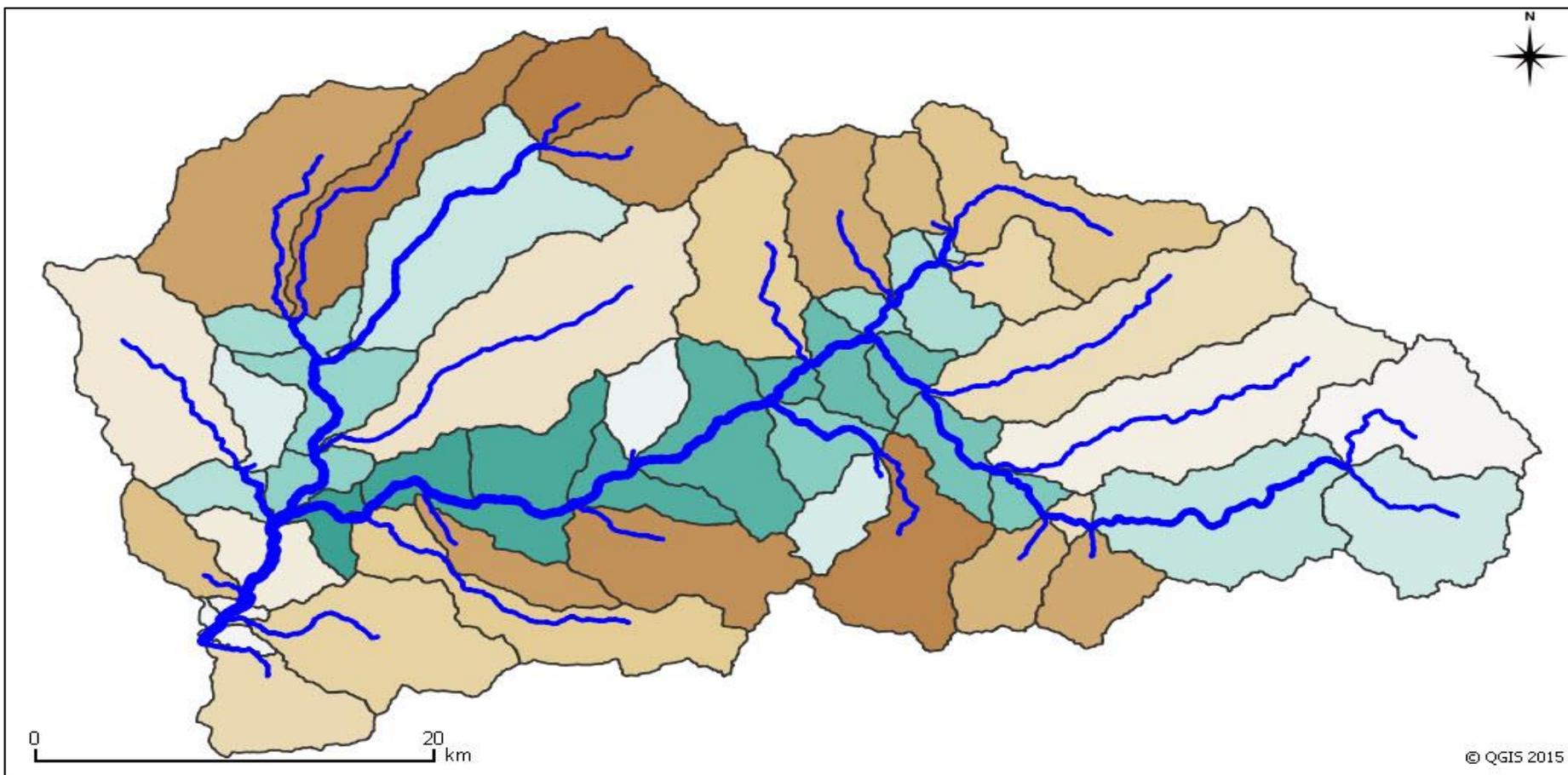


Ilustración 15. Algoritmo Stream Reach and Watershed

4.2 Propiedades de la Red de Corrientes

4.2.1 Red de corrientes para umbral de 500 pixeles

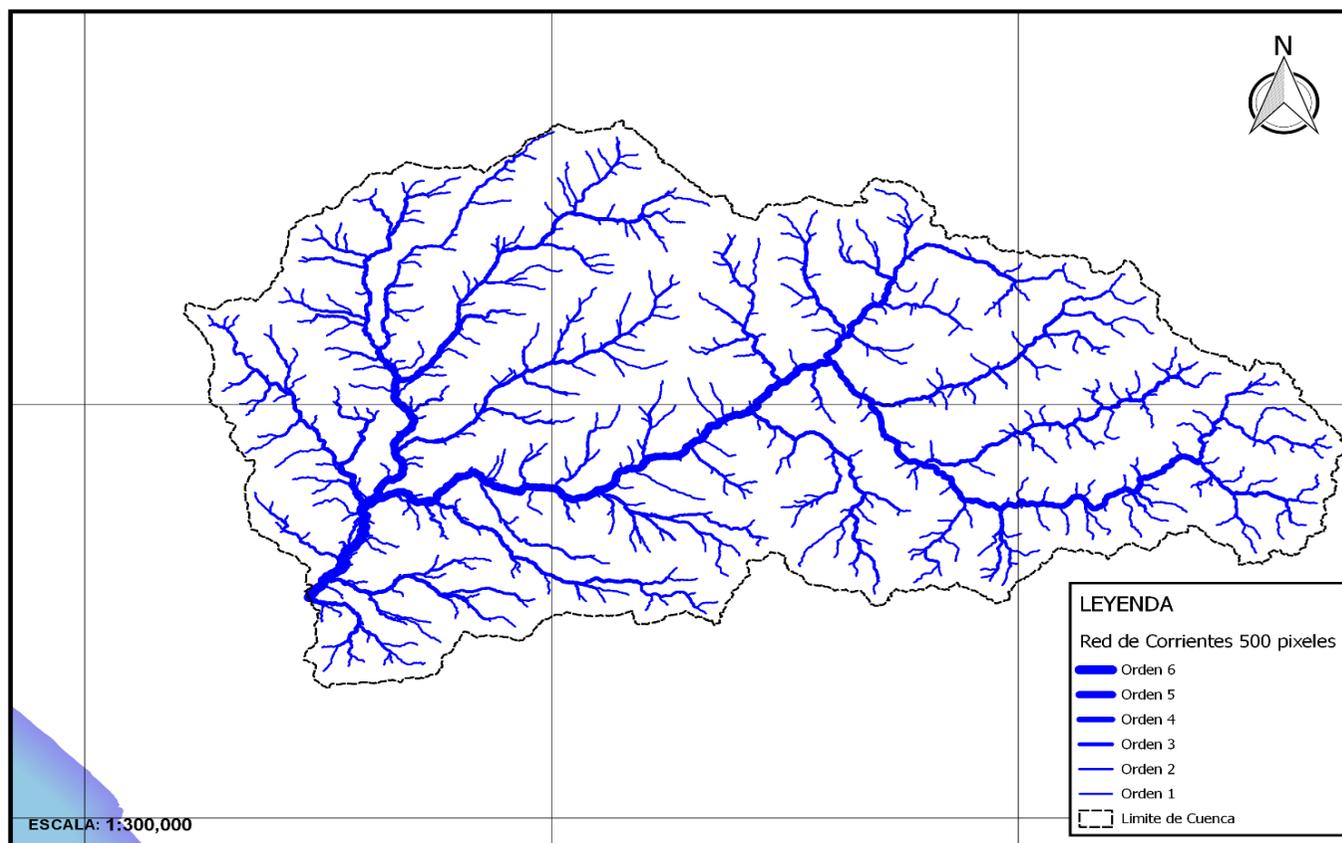
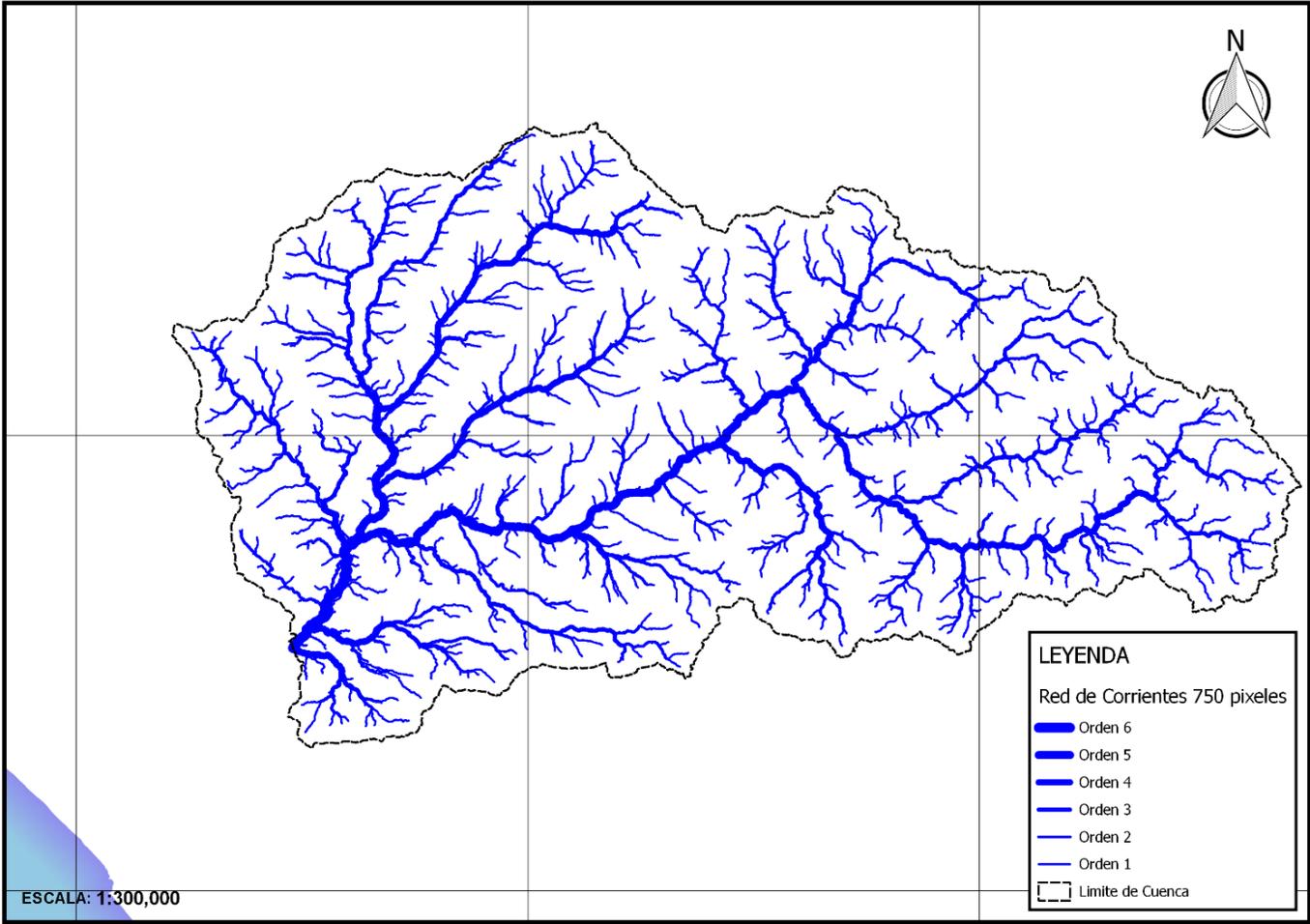


Ilustración 16. Red de corrientes para umbral de 500 pixeles o 0.05 km^2

4.2.2 Red de corrientes para umbral de 750 pixeles



1

Ilustración 17. Red de corrientes para umbral de 750 pixeles o 0.07 km²

4.2.3 Red de corrientes para umbral de 1000 pixeles

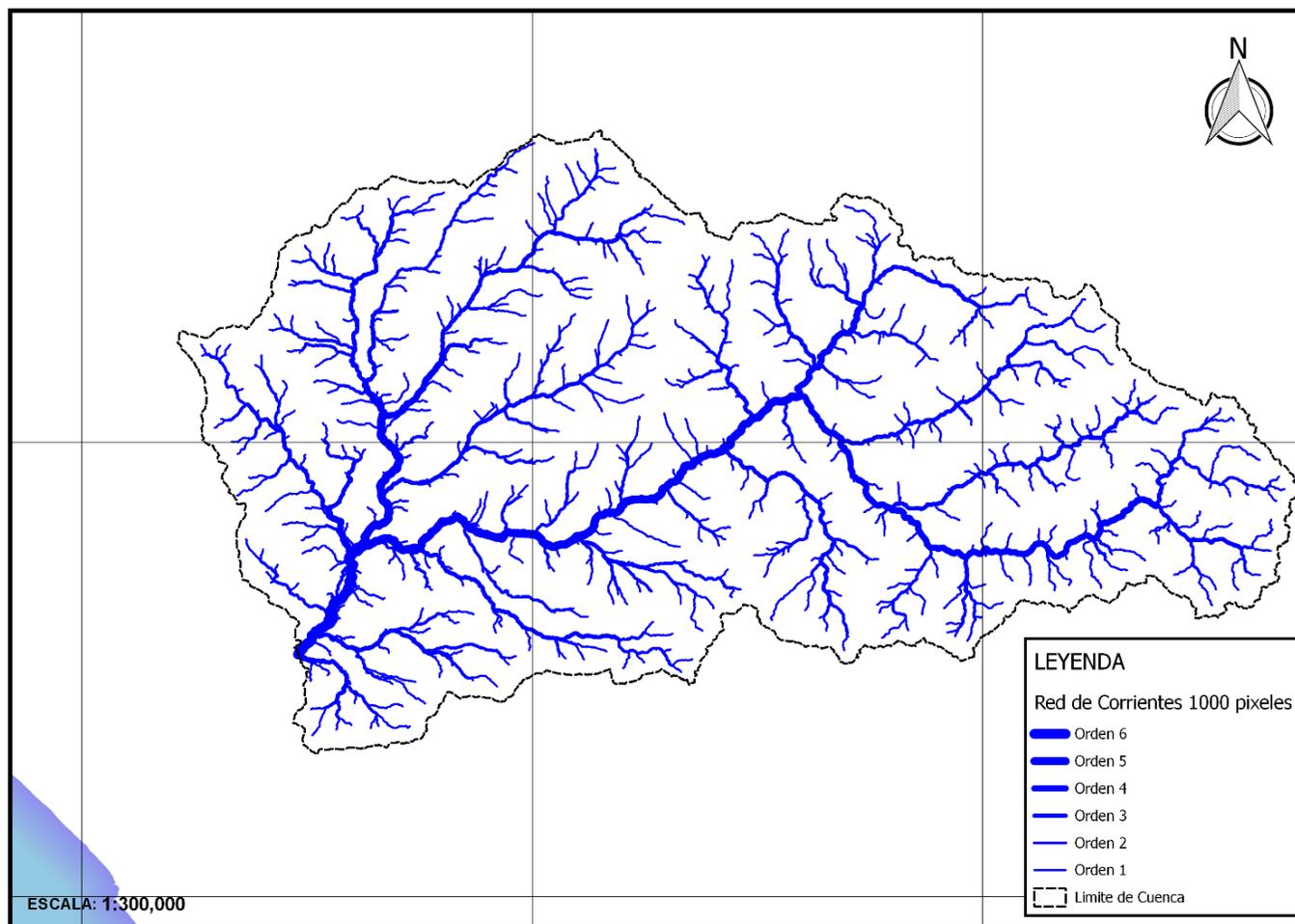


Ilustración 18. Red de corrientes para umbral de 1000 pixeles o 0.09 km²

4.2.4 Red de corrientes para umbral de 2500 pixeles

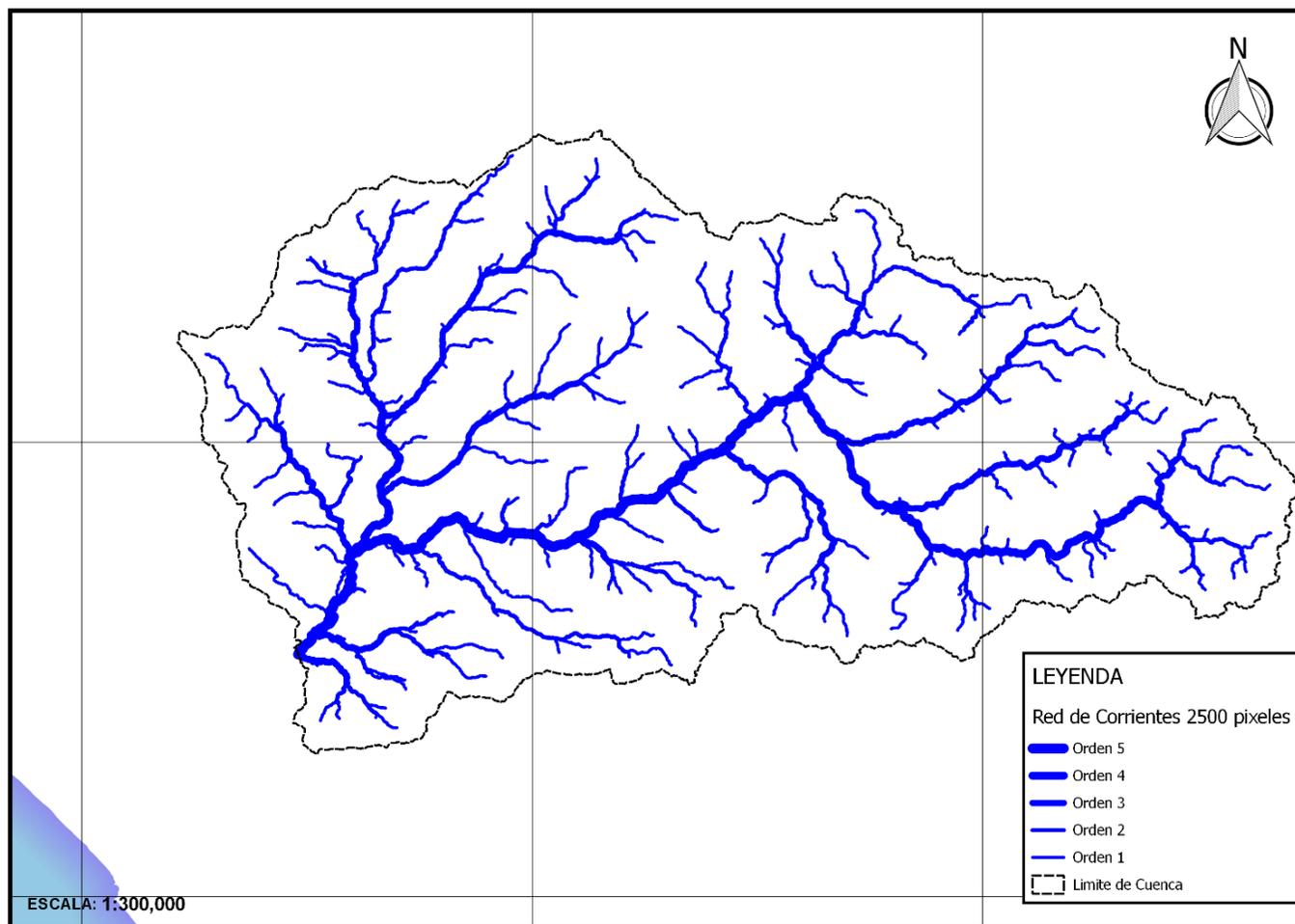


Ilustración 19. Red de corrientes para umbral de 2500 pixeles o 0.24 km²

4.2.5 Red de corrientes para umbral de 5000 pixeles

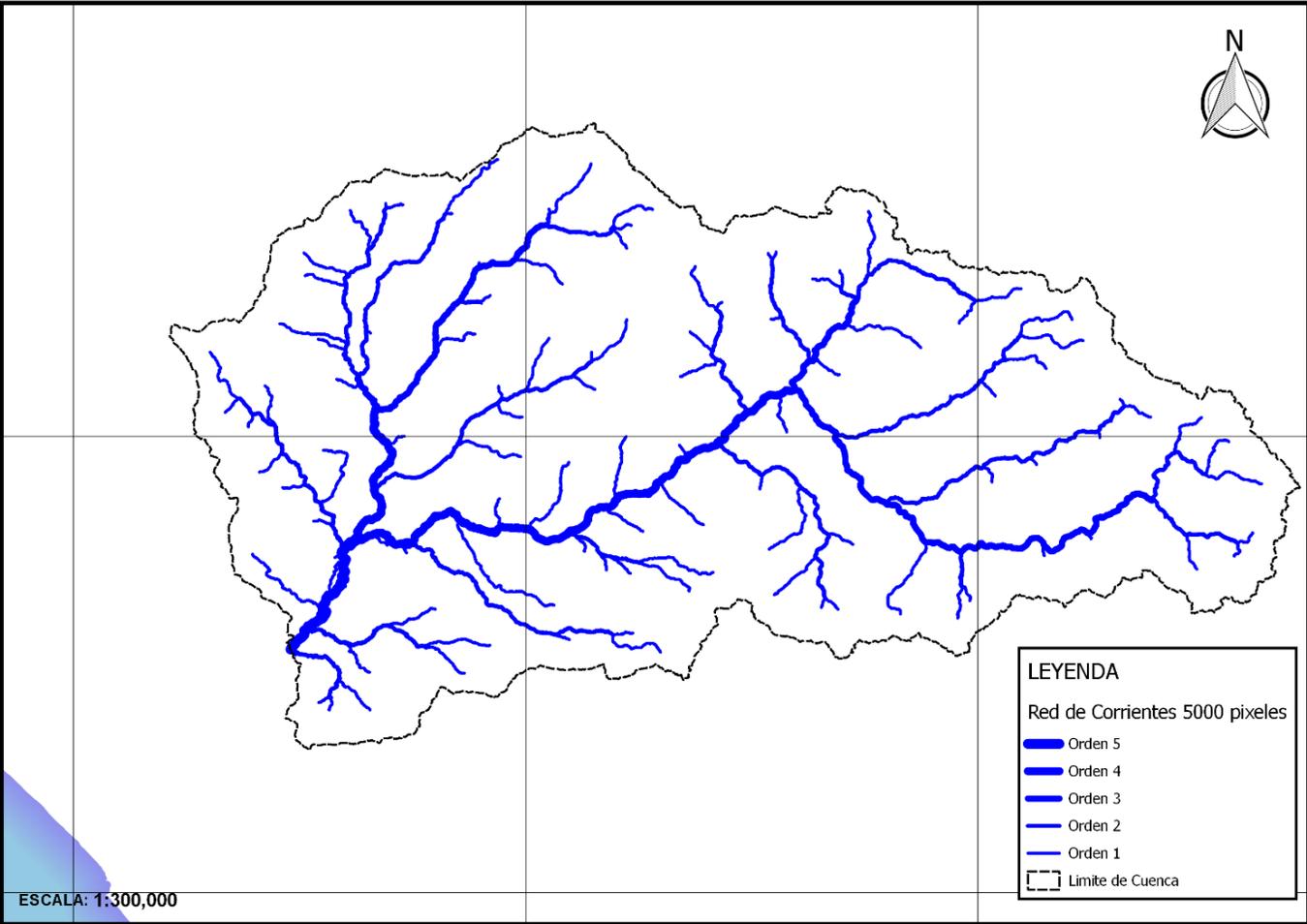


Ilustración 20. Red de corrientes para umbral de 5000 pixeles o 0.47 km²

4.2.6 Red de corrientes para umbral de 7500 pixeles

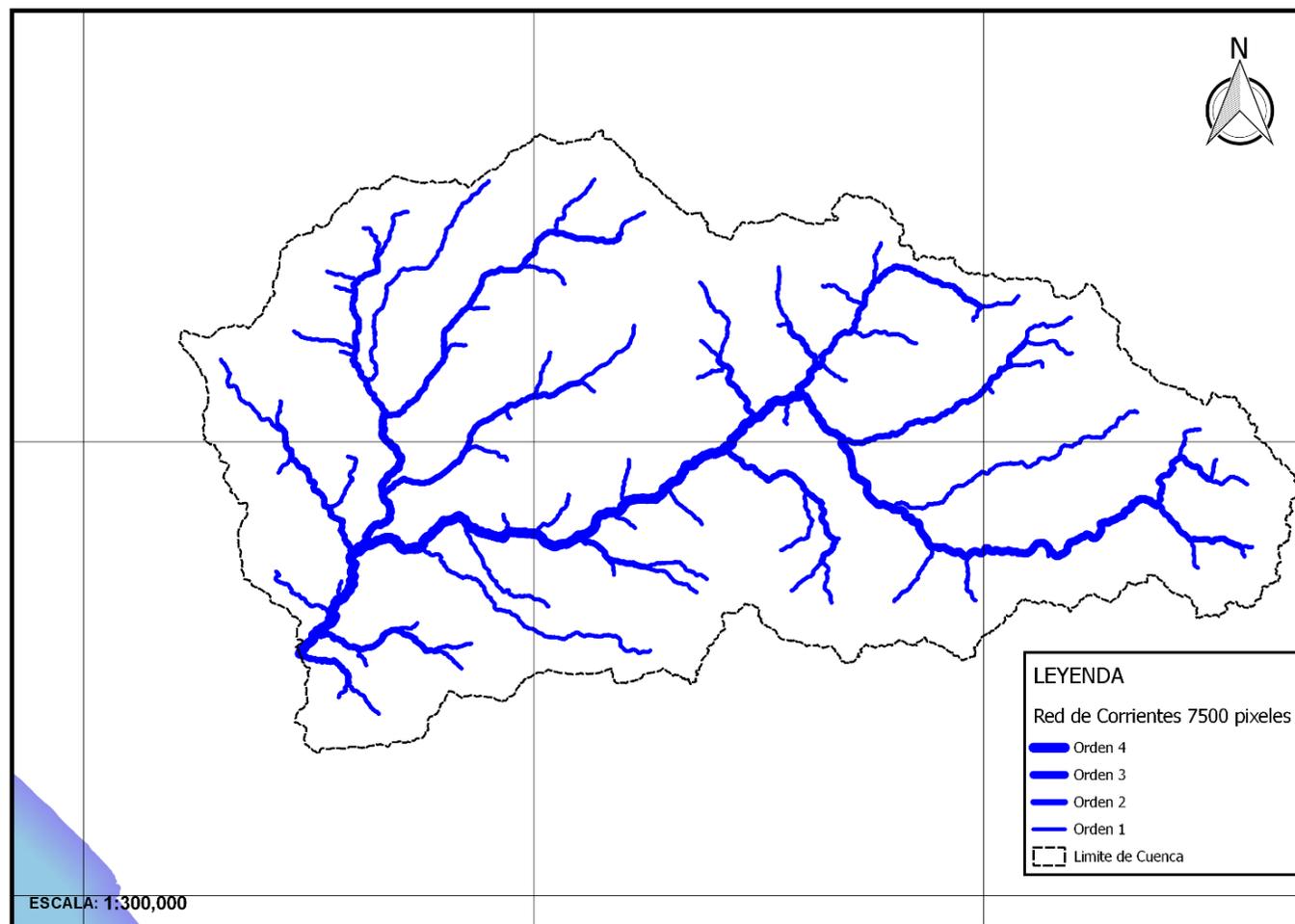


Ilustración 21. Red de corrientes para umbral de 7500 pixeles o 0.71 km²

4.2.7 Red de corrientes para umbral de 10000 pixeles

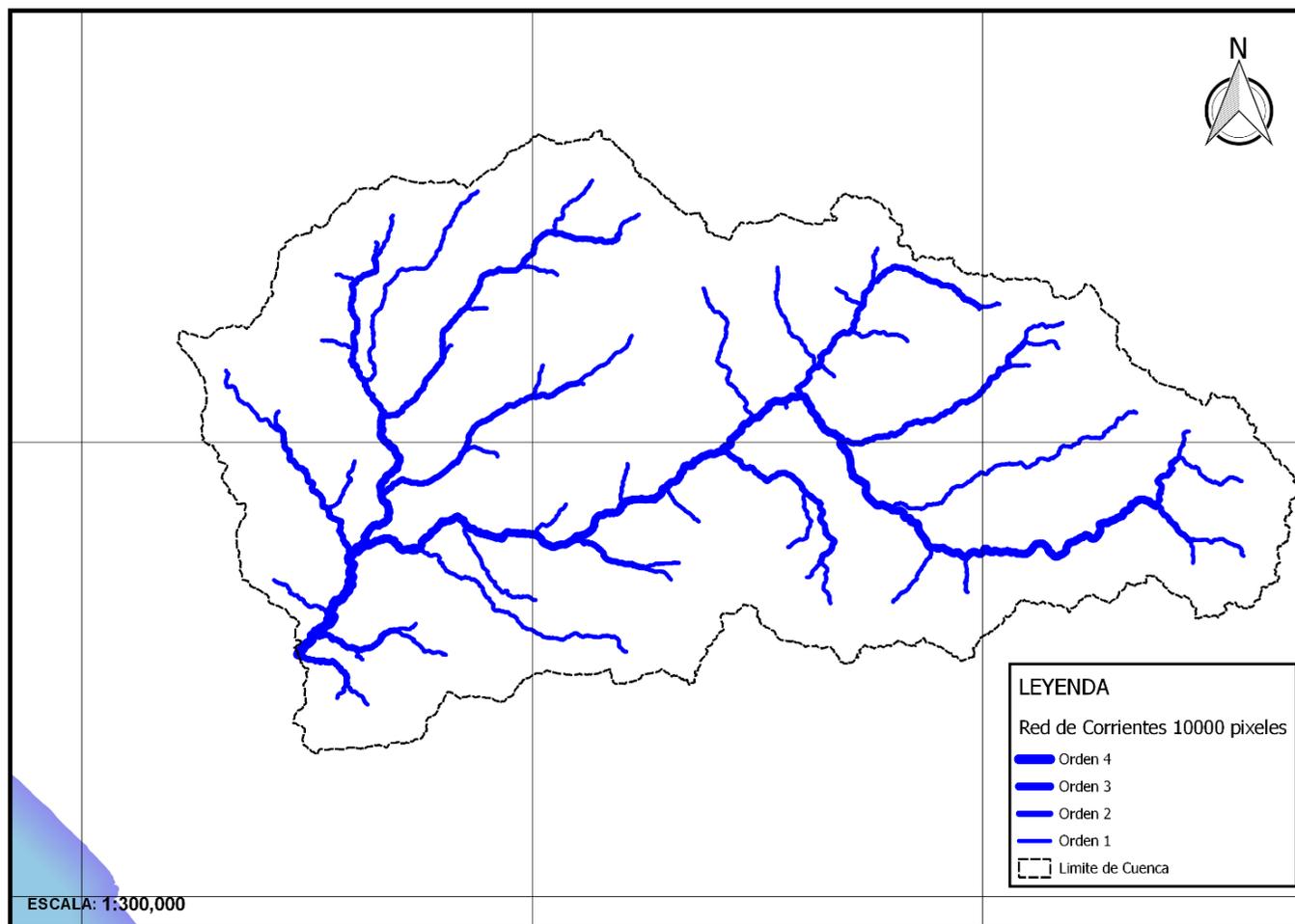


Ilustración 22. Red de corrientes para umbral de 10000 pixeles o 0.94 km²

4.2.8 Red de corrientes para umbral de 17969 pixeles

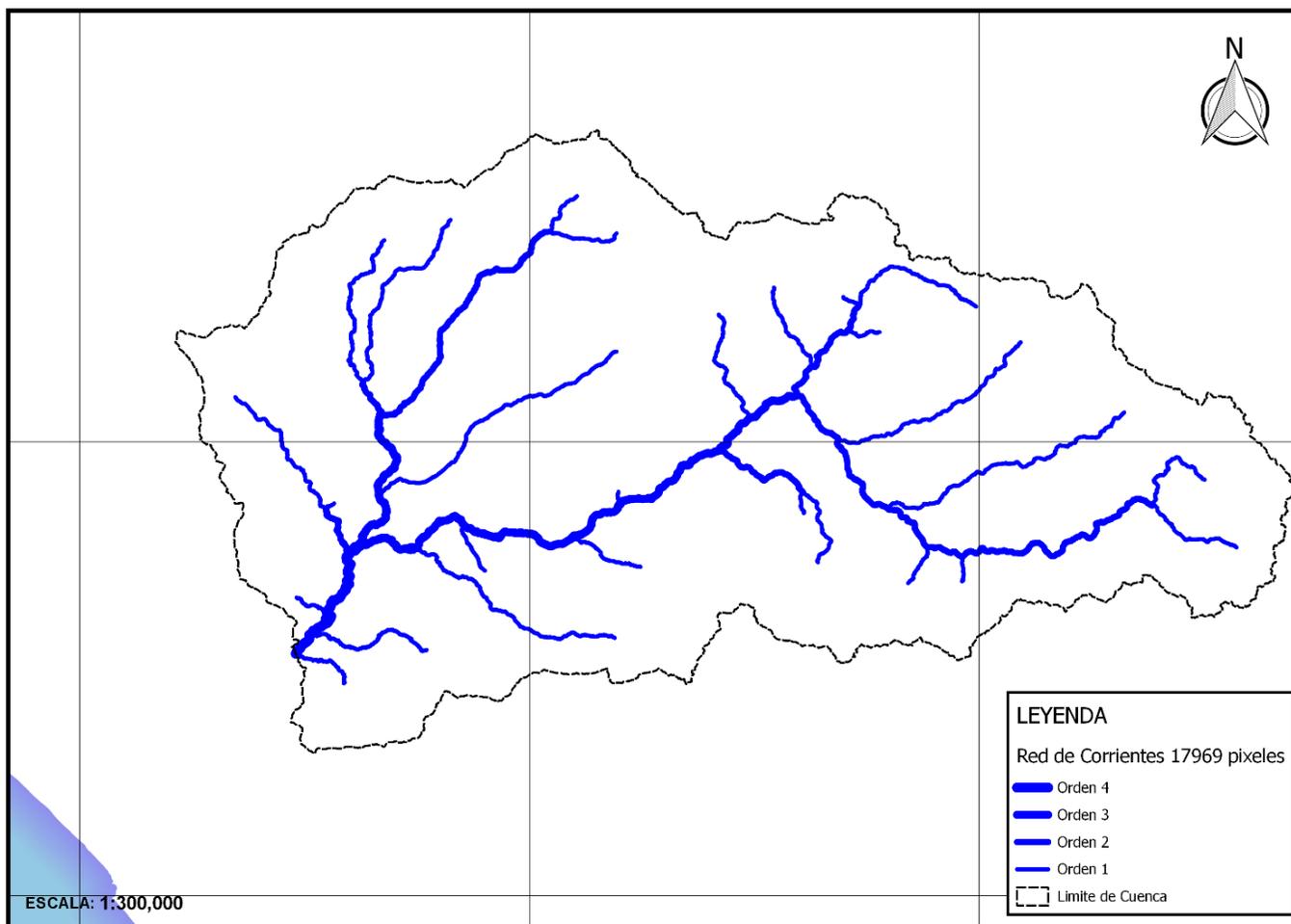


Ilustración 23. Red de corrientes para umbral de 17969 pixeles o 1.69 km²

4.2.9 Resumen de principales características geomorfológicas

4.2.9.1 Umbral de 500 pixeles

Tabla 6. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 500 pixeles

Orden	N _i	L	A	L _i	A _i
1	561	700.416	1,164.131	1.249	2.075
2	123	340.342	1,164.169	2.767	9.465
3	21	219.647	1,337.878	10.459	63.708
4	5	60.529	1,091.215	12.106	218.243
5	2	54.472	1,623.223	27.236	811.612
6	1	10.303	1,882.038	10.303	1,882.038

Fuente: Elaboración Propia.

4.2.9.2 Umbral de 750 pixeles

Tabla 7. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 750 pixeles

Orden	N _i	L	A	L _i	A _i
1	742	816.588	1,183.254	1.101	1.595
2	161	381.837	1,126.888	2.372	6.999
3	31	198.871	1,103.014	6.415	35.581
4	10	129.454	1,462.390	12.945	146.239
5	2	54.472	1,623.223	27.236	811.612
6	1	10.303	1,882.038	10.303	1,882.038

Fuente: Elaboración Propia

4.2.9.3 Umbral de 1000 pixeles

Tabla 8. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 1000 pixeles

Orden	N _i	L	A	L _i	A _i
1	561	700.416	1,164.131	1.249	2.075
2	123	340.342	1,164.169	2.767	9.465
3	21	219.647	1,337.878	10.459	63.708
4	5	60.529	1,091.215	12.106	218.243
5	2	54.472	1,623.223	27.236	811.612
6	1	10.303	1,882.038	10.303	1,882.038

4.2.9.4 Umbral de 2500 pixeles

Tabla 9. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 2500 pixeles

Orden	N _i	L	A	L _i	A _i
1	222	426.669	1,150.444	1.922	5.182
2	50	197.178	1,016.728	3.944	20.335
3	14	154.522	1,284.206	11.037	91.729
4	3	52.660	1,150.061	17.553	383.354
5	1	51.592	1,882.038	51.592	1,882.038

Fuente: Elaboración Propia

4.2.9.5 Umbral de 5000 pixeles

Tabla 10. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 5000 pixeles

Orden	N _i	L	A	L _i	A _i
1	112	291.964	1,108.929	2.607	9.901
2	21	221.100	1,289.433	10.529	61.402
3	4	69.360	985.365	17.340	246.341
4	2	54.472	1,623.223	27.236	811.612
5	1	10.303	1,882.038	10.303	1,882.038

Fuente: Elaboración Propia

4.2.9.6 Umbral de 7500 pixeles

Tabla 11. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 7500 pixeles

Orden	N _i	L	A	L _i	A _i
1	71	267.499	1,189.459	3.768	16.753
2	14	166.944	1,240.604	11.925	88.615
3	3	52.660	1,150.061	17.553	383.354
4	1	51.593	1,882.038	51.593	1,882.038

Fuente: Elaboración Propia

4.2.9.7 Umbral de 10000 pixeles

Tabla 12. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 10000 pixeles

Orden	N _i	L	A	L _i	A _i
1	54	222.041	1,134.012	4.112	21.000
2	12	149.657	1,190.216	12.471	99.185
3	2	91.219	1,623.223	45.610	811.612
4	1	10.303	1,882.038	10.303	1,882.038

Fuente: Elaboración Propia

4.2.9.8 Umbral de 17969 pixeles

Tabla 13. Tabla resumen de características morfológicas para umbral de 17969 pixeles

Orden	N _i	L	A	L _i	A _i
1	27	220.142	1,350.309	8.153	50.011
2	6	81.982	1,185.249	13.664	197.541
3	2	54.472	1,623.223	27.236	811.612
4	1	10.303	1,882.038	10.303	1,882.038

Fuente: Elaboración Propia

4.3 Cálculo de los Ratios de Horton R_a , R_b , R_l

El tipo de tendencia o regresión que se utiliza es de forma exponencial para estas gráficas, ya que se requiere linealizar la función. La ecuación exponencial se identifica de la forma $E(x) = K \cdot a^x$ donde x en la ecuación de cada grafica se toma y se reemplaza en la función $f(x) = e^{bx}$ el cual e es identificada como el número de Euler (valor aproximado 2.71828...), y b es la pendiente; para calcular los números de Horton se debe sacar el antilogaritmo de esta pendiente, finalmente se obtienen las gráficas que se muestran a continuación y los valores para R_a , R_b y R_l .

4.3.1 Umbral de 500 pixeles

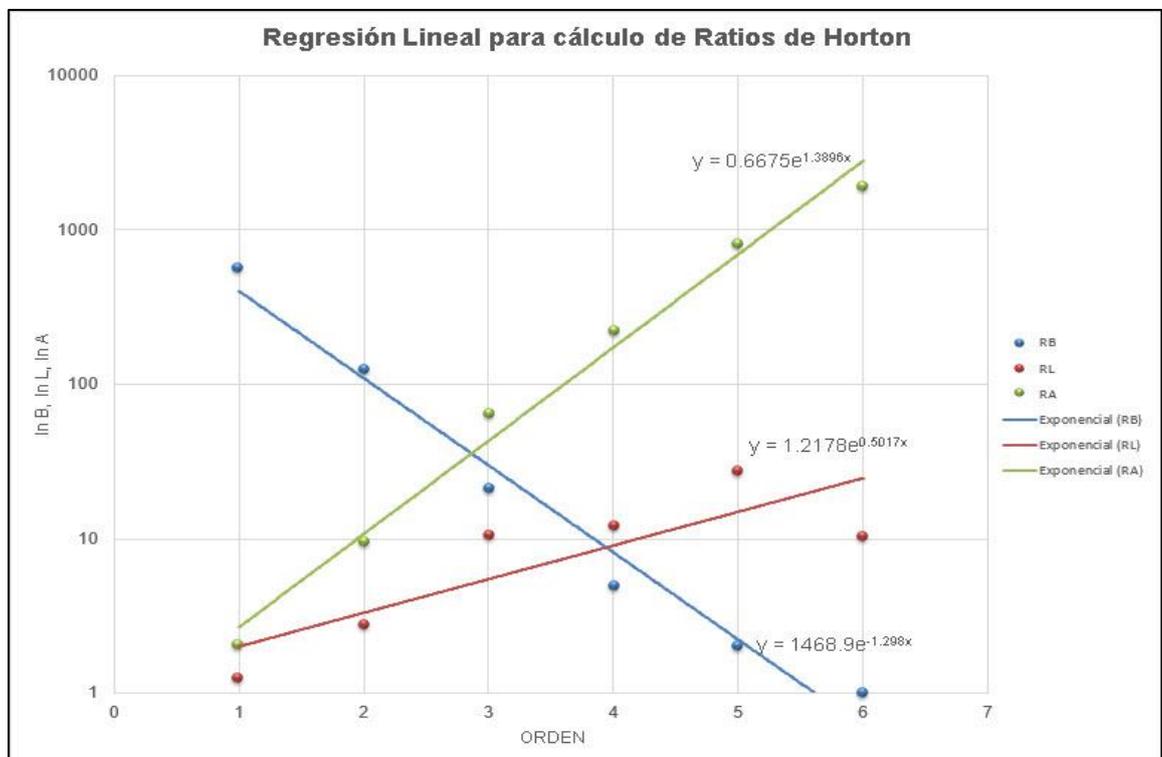


Figura 17. Regresión Lineal Ratios de Horton 500 px

Tabla 14. Ratios de Horton 500 px

Ratio	Pendiente	Ratio
R_B	1.298	3.662
R_A	1.390	4.013
R_L	0.517	1.677

Fuente: Elaboración Propia.

4.3.2 Umbral de 750 pixeles

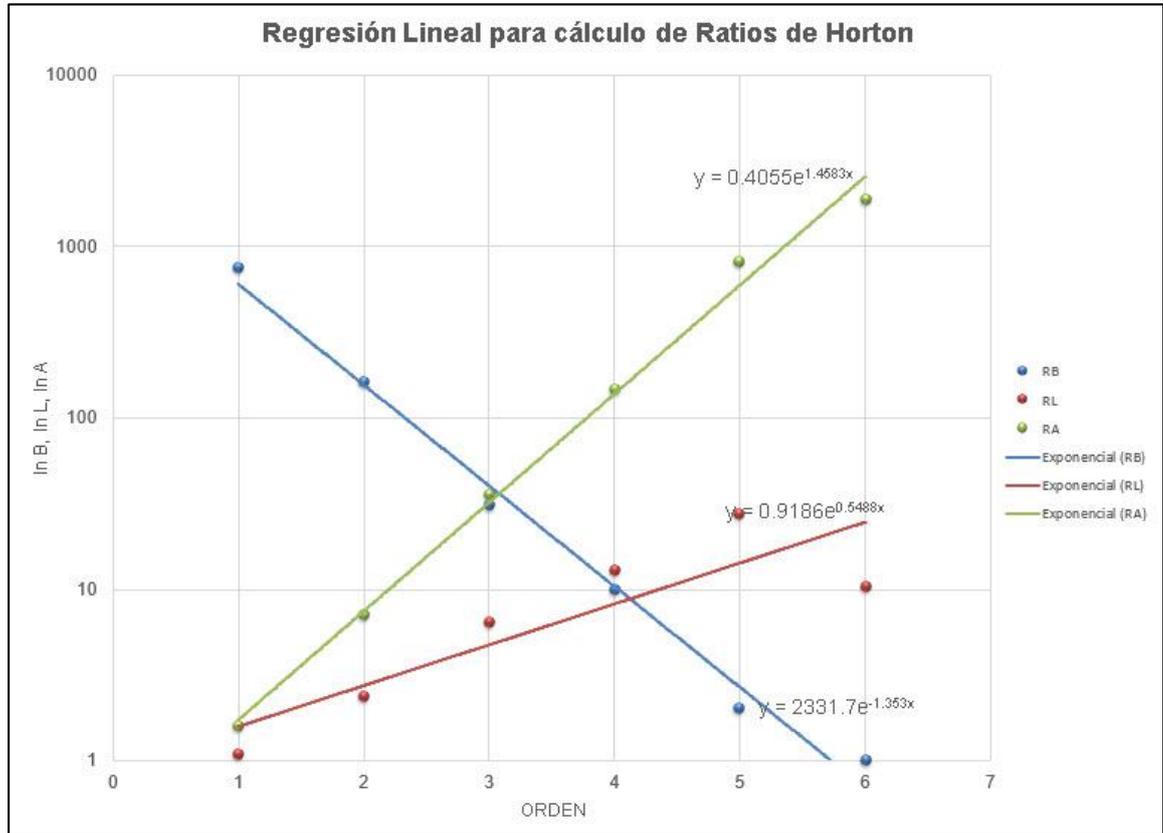


Figura 18. Regresión Lineal Ratios de Horton 7500 px

Tabla 15. Ratios de Horton 750 px

Ratio	Pendiente	Ratio
R_B	1.353	3.869
R_A	1.458	4.299
R_L	0.549	1.731

Fuente: Elaboración Propia.

4.3.3 Umbral de 1000 pixeles

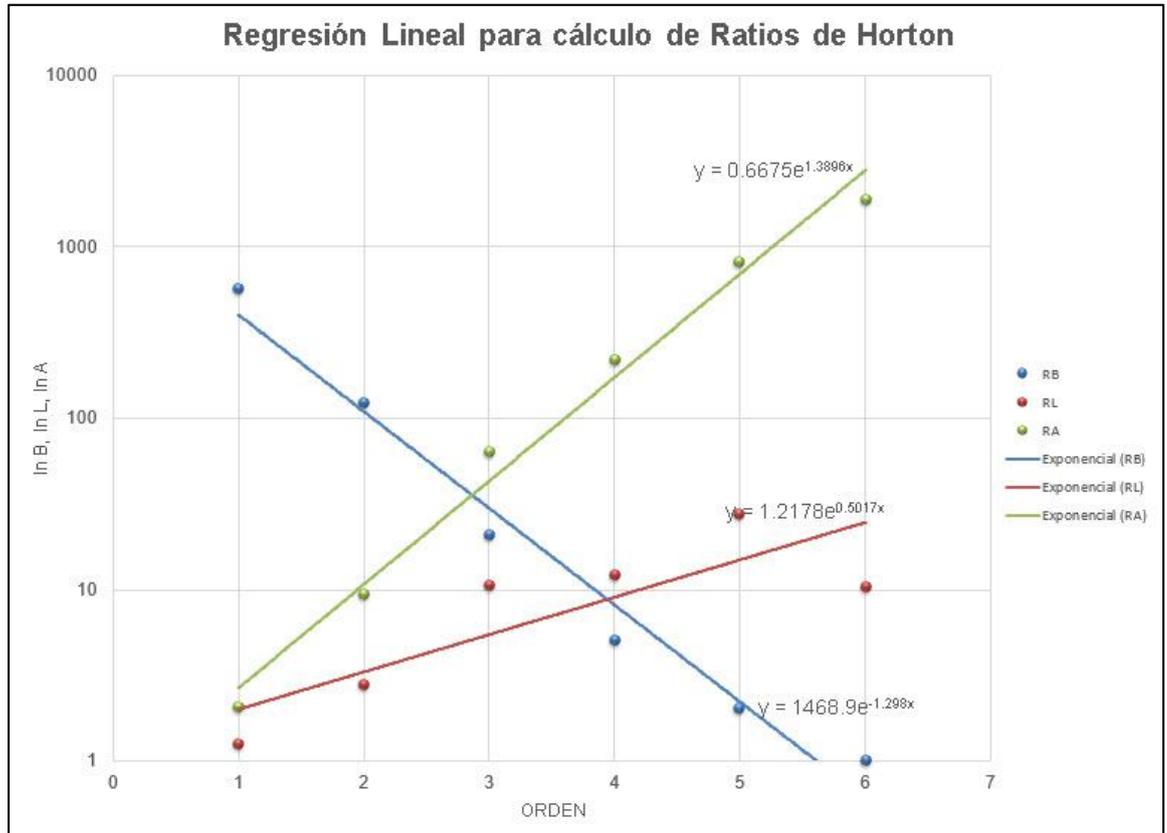


Figura 19. Regresión Lineal Ratios de Horton 1000 px

Tabla 16. Ratios de Horton 1000 px

Ratio	Pendiente	Ratio
R _B	1.289	3.629
R _A	1.390	4.013
R _L	0.502	1.652

Fuente: Elaboración Propia.

4.3.4 Umbral de 2500 pixeles

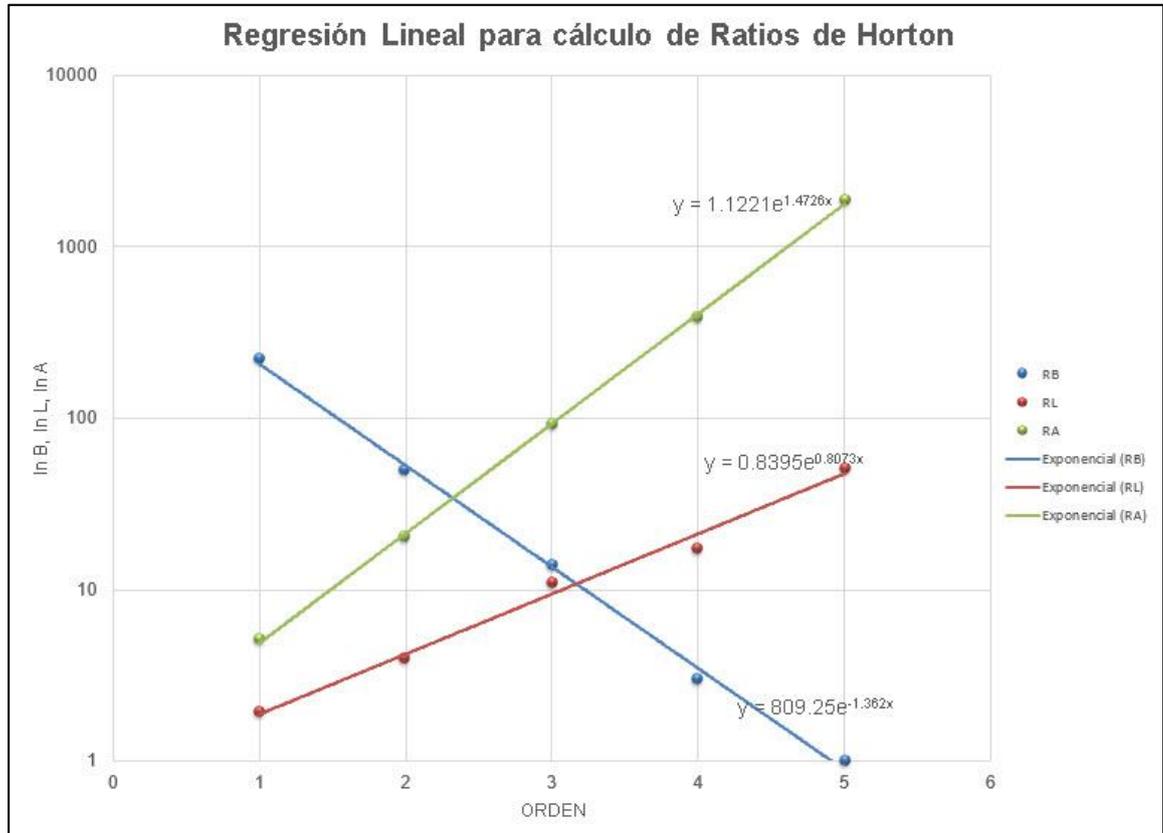


Figura 20. Regresión Lineal Ratios de Horton 2500 px

Tabla 17. Ratios de Horton 2500 px

Ratio	Pendiente	Ratio
R_B	1.362	3.904
R_A	1.473	4.361
R_L	0.807	2.242

Fuente: Elaboración Propia.

4.3.5 Umbral de 5000 pixeles

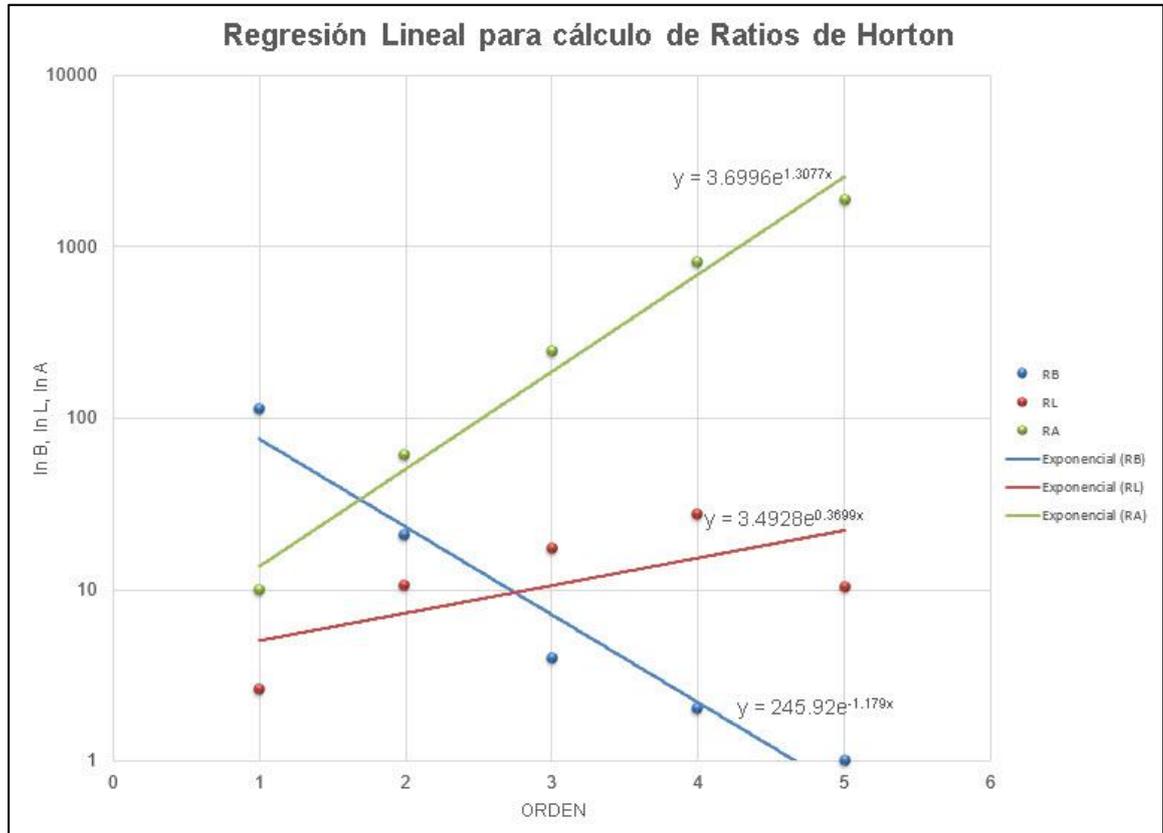


Figura 21. Regresión Lineal Ratios de Horton 5000 px

Tabla 18. Ratios de Horton 5000 px

Ratio	Pendiente	Ratio
R_B	1.179	3.251
R_A	1.308	3.698
R_L	0.370	1.448

Fuente: Elaboración Propia.

4.3.6 Umbral de 7500 pixeles

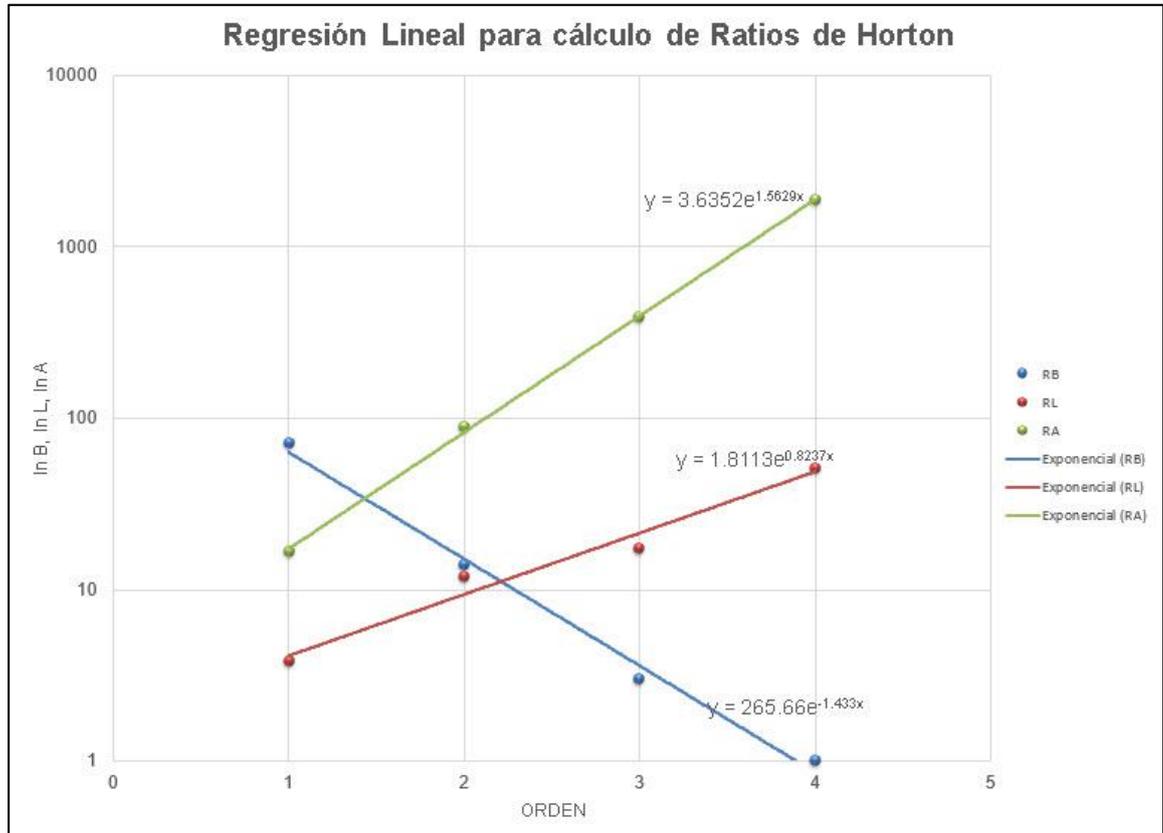


Figura 22. Regresión Lineal Ratios de Horton 7500 px

Tabla 19. Ratios de Horton 7500 px

Ratio	Pendiente	Ratio
R_B	1.433	4.191
R_A	1.563	4.773
R_L	0.824	2.279

Fuente: Elaboración Propia.

4.3.7 Umbral de 10000 pixeles

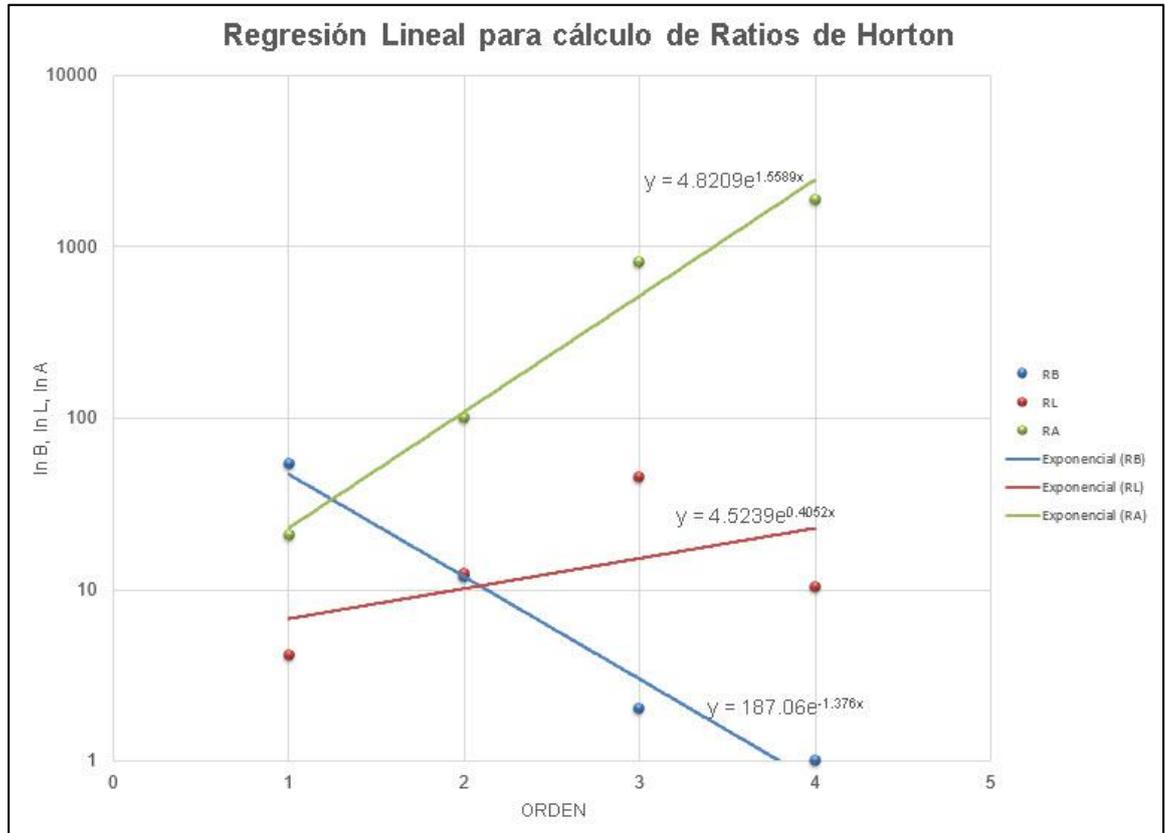


Figura 23. Regresión Lineal Ratios de Horton 10000 px

Tabla 20. Ratios de Horton 10000 px

Ratio	Pendiente	Ratio
R_B	1.376	3.959
R_A	1.559	4.754
R_L	0.405	1.500

Fuente: Elaboración Propia.

4.3.8 Umbral de 17969 pixeles

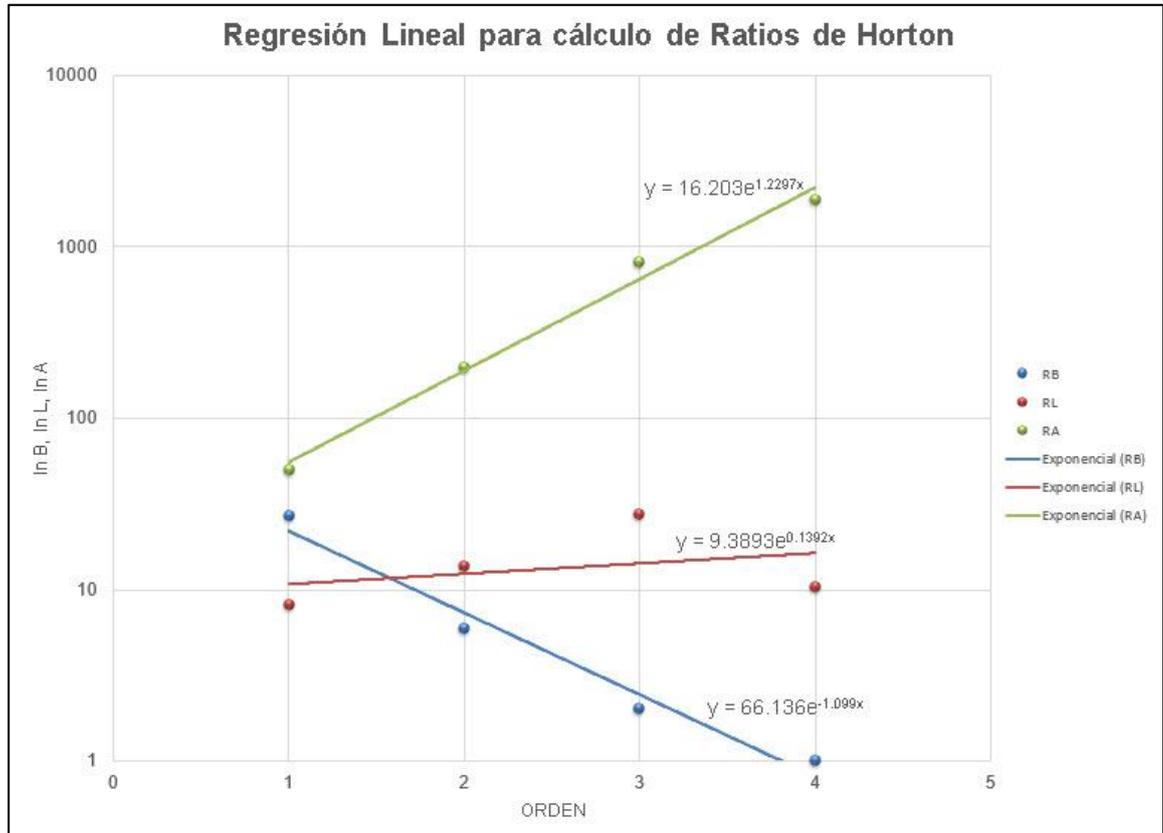


Figura 24. Regresión Lineal Ratios de Horton 17969 px

Tabla 21. Ratios de Horton 17969 px

Ratio	Pendiente	Ratio
R_B	1.099	3.001
R_A	1.230	3.420
R_L	0.139	1.149

Fuente: Elaboración Propia.

4.4 Cálculo de los parámetros de forma “K” y escala “n”

Tabla 22. Parámetros de forma y escala para diferentes pixeles

Umbral		Ratios			L ₀ (km)	n	k
km ²	Píxel	R _B	R _A	R _L			
0.05	500	3.662	4.013	1.677	10.303	3.176	3.920
0.07	750	3.869	4.299	1.731	10.303	3.149	3.886
0.09	1000	3.629	4.013	1.652	10.303	3.150	3.966
0.24	2500	3.904	4.361	2.242	51.592	3.194	17.233
0.47	5000	3.251	3.698	1.448	10.303	3.054	4.283
0.71	7500	4.191	4.773	2.279	51.593	3.149	17.257
0.94	10000	3.959	4.754	1.500	10.303	2.935	4.322
1.69	17969	3.001	3.420	1.149	10.303	3.000	4.789

Fuente: Elaboración Propia.

4.5 Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico

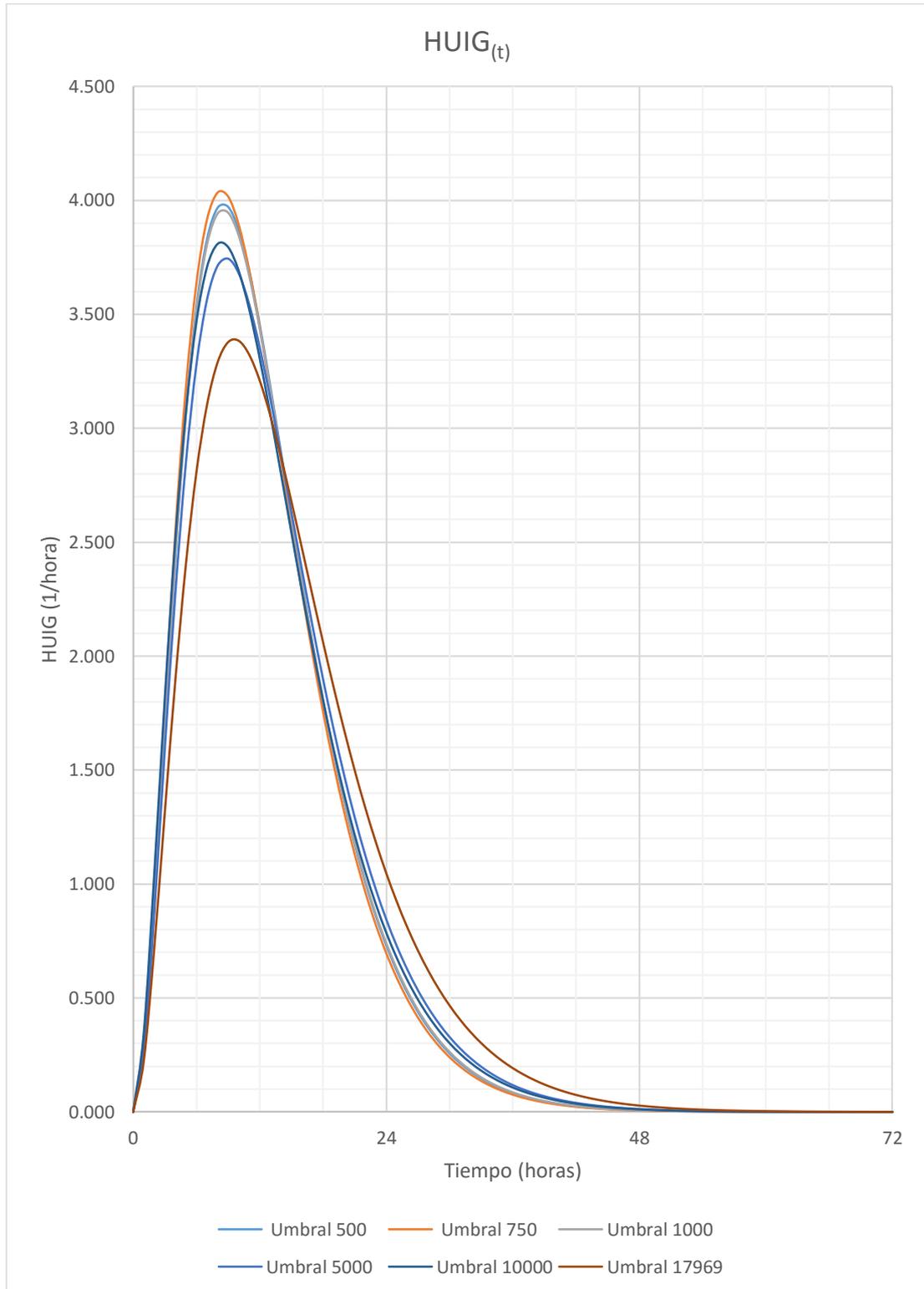


Figura 25. Hidrogramas Unitarios Instantáneos Geomorfológicos

4.6 Hidrograma Unitario Geomorfológico

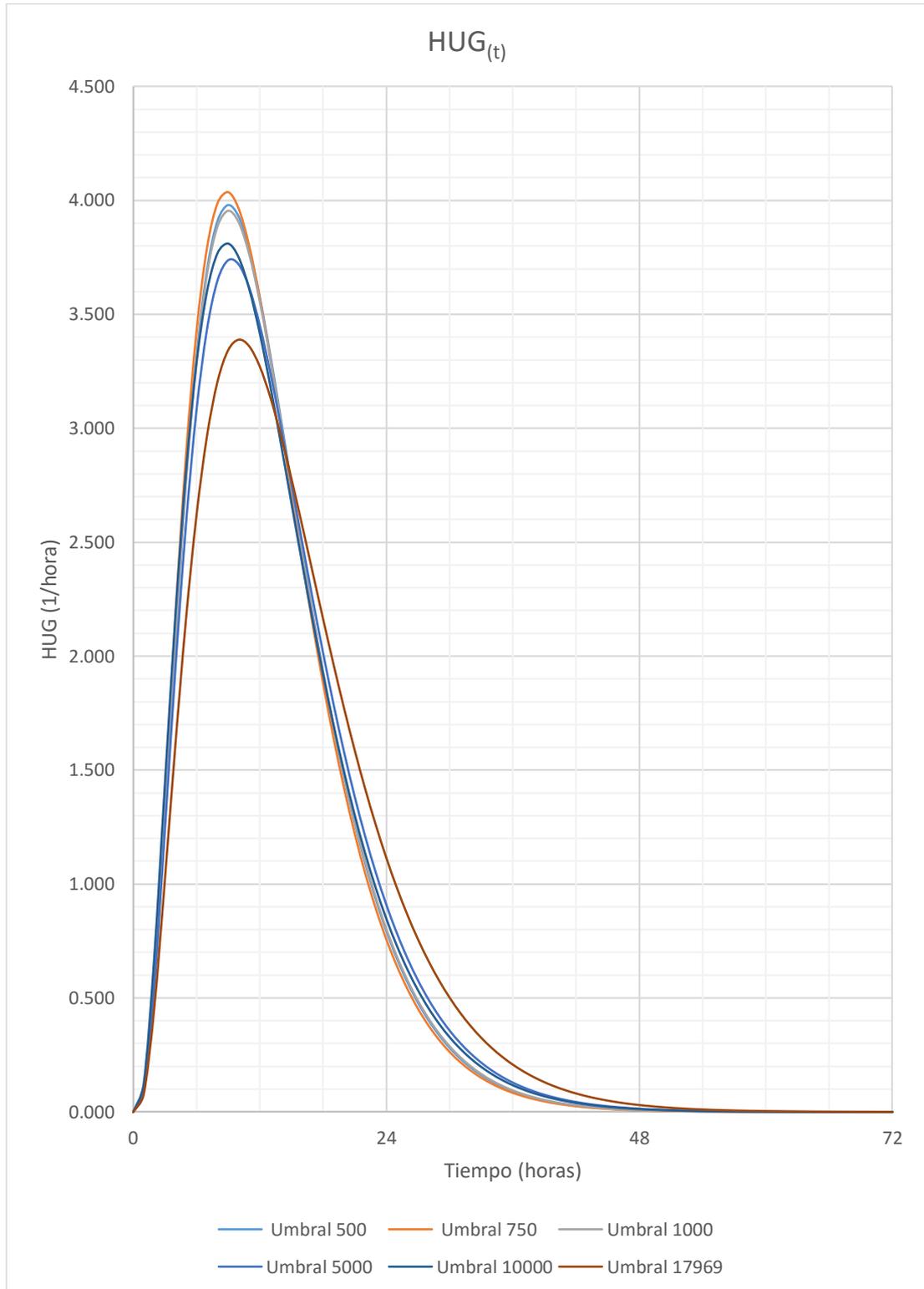


Figura 26. Hidrogramas Unitarios Geomorfológicos

4.7 Modelamiento en HEC-HMS

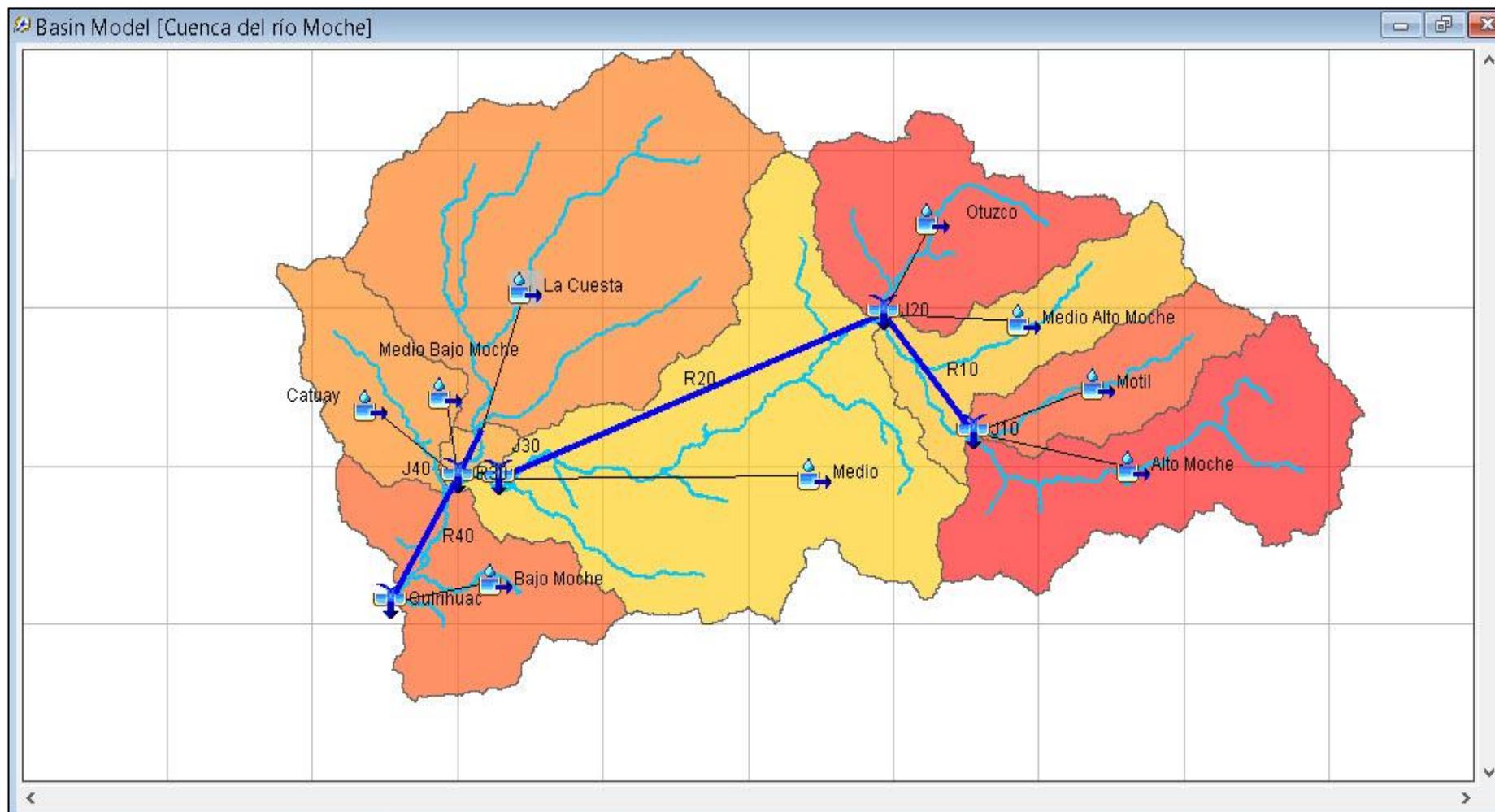


Ilustración 24. Esquema de Modelamiento HEC - HMS de la Cuenca de Moche

4.7.1 Resultados del Modelo de precipitación – Escorrentía

4.7.1.1 Hidrograma de Avenida para TR 50 Años

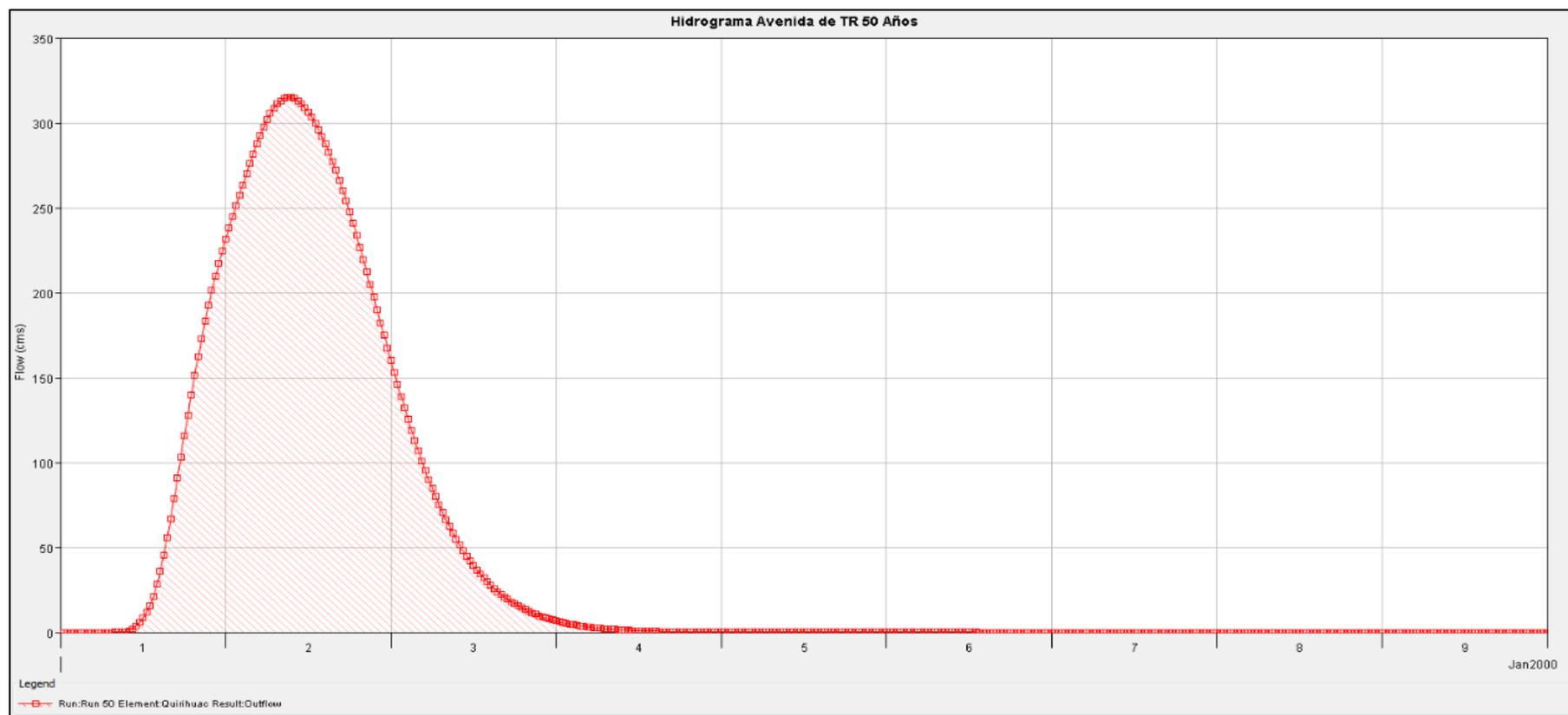


Figura 27. Hidrograma de Avenida para TR 50 años

El Caudal pico obtenido en el punto de aforo para este periodo de retorno fue de 321.67 m³/s y el tiempo al pico fue de 2 días con 9 horas.

4.7.1.2 Hidrograma de Avenida para TR 100 Años

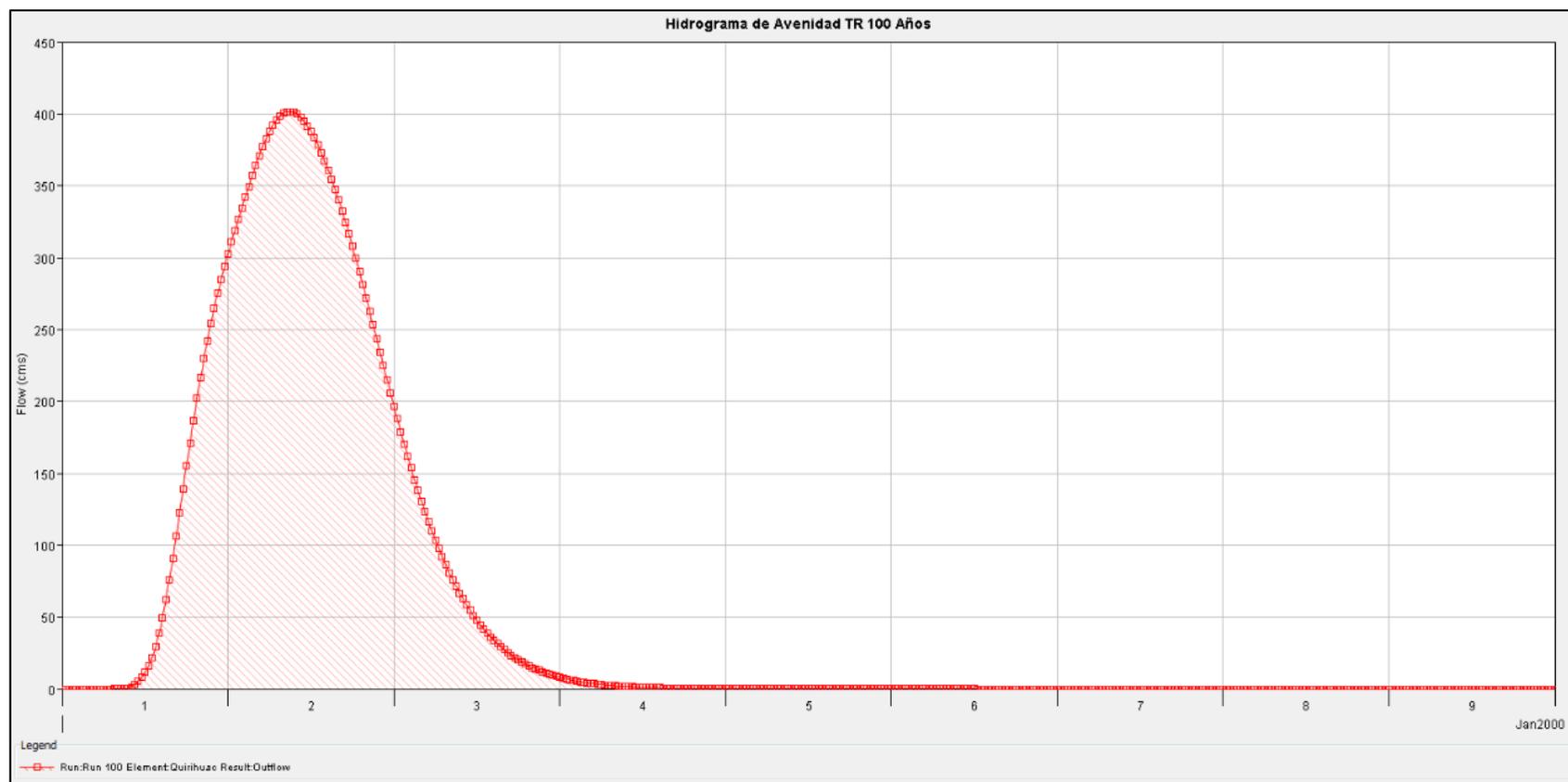


Figura 28. Hidrograma de Avenida para TR 100 años

El Caudal pico obtenido en el punto de aforo para este periodo de retorno fue de 410.02 m³/s y el tiempo al pico fue de 2 días con 8 horas y 30 minutos.

4.7.1.3 Hidrograma de Avenida para TR 200 Años

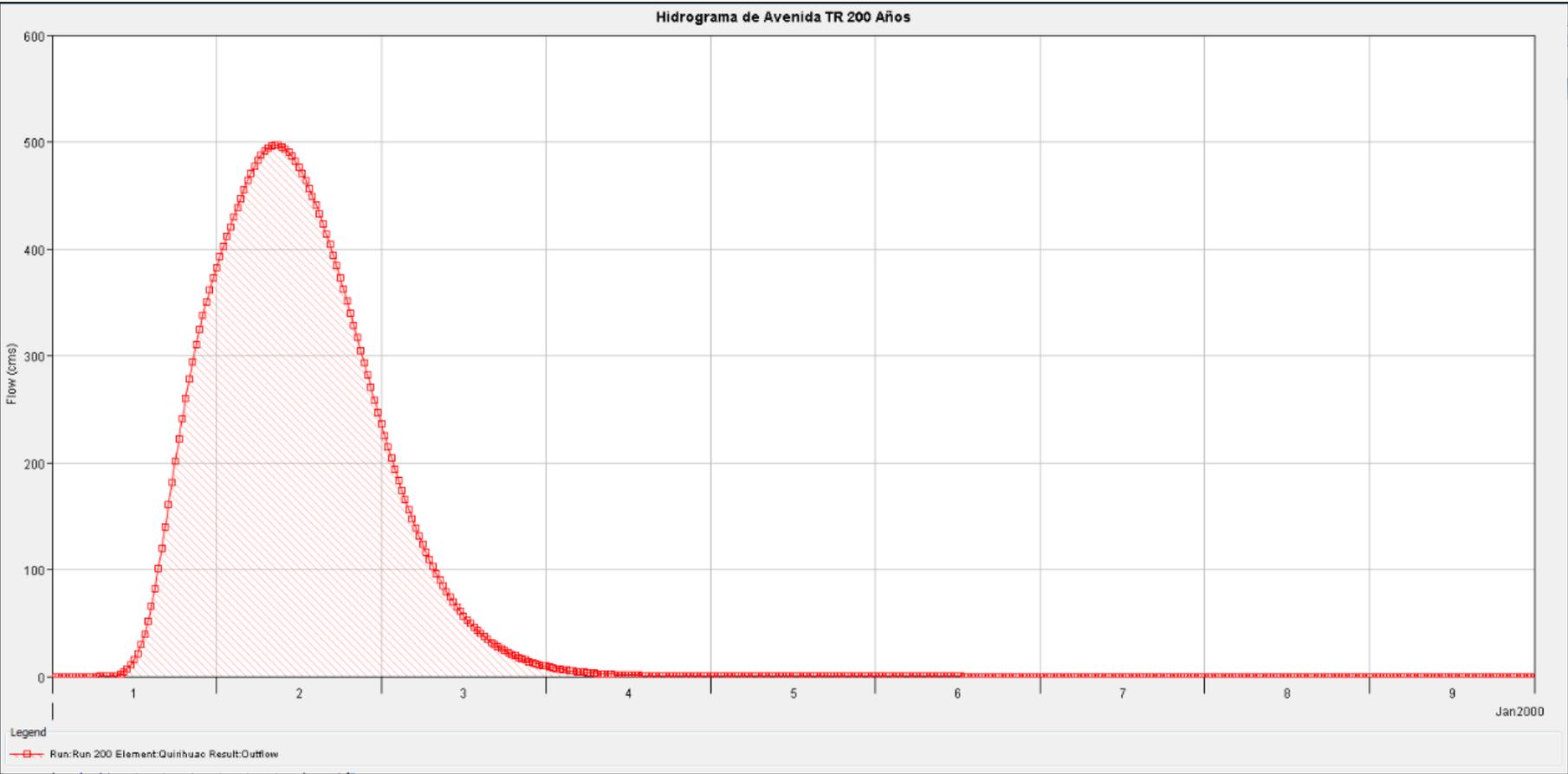


Figura 29. Hidrograma de Avenida para TR 200 años

El Caudal pico obtenido en el punto de aforo para este periodo de retorno fue de 507.32 m³/s y el tiempo al pico fue de 2 días con 8 horas y 15 minutos.

5 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.1 Ratios de Horton

A continuación, se presenta un histograma de la variación que sufren los ratios de Horton, al establecer la red de drenaje a los diferentes pixeles ya mencionados.

Como principal observación se observa que, para delimitaciones de 500, 1000, 5000 y 17969 pixeles, siguen una línea de tendencia que a mayor es el valor de los pixeles los ratios van disminuyendo y se encuentran en los rangos establecidos.

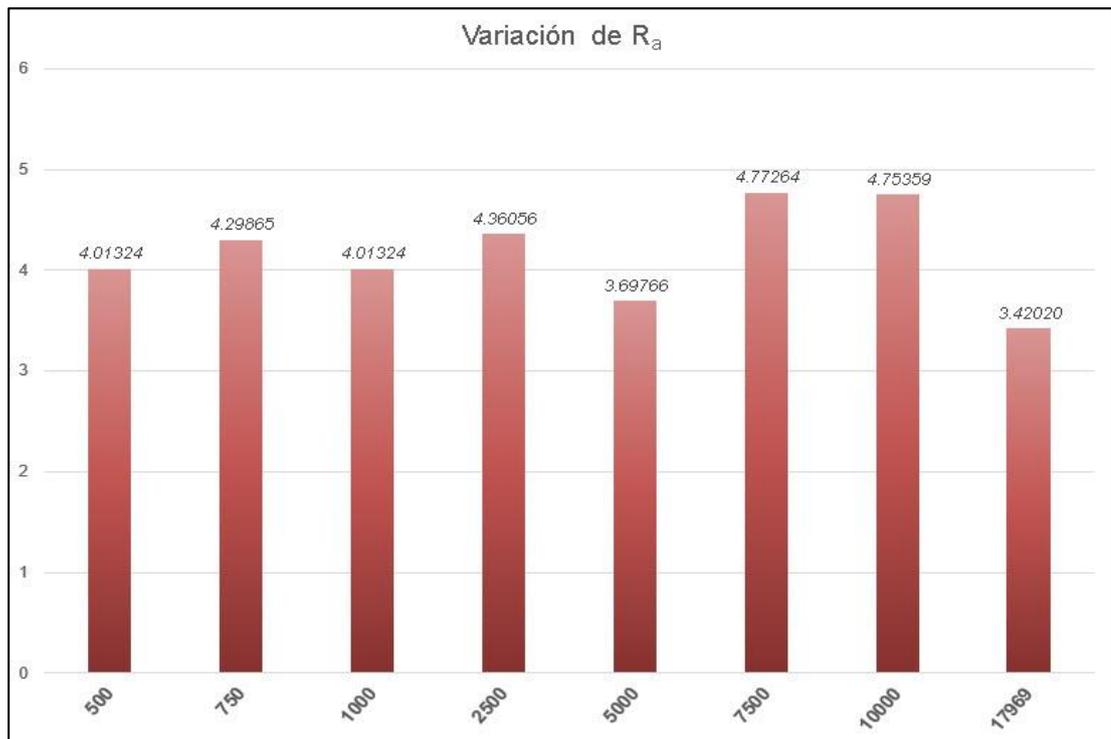


Figura 30. Histograma de Variación R_a

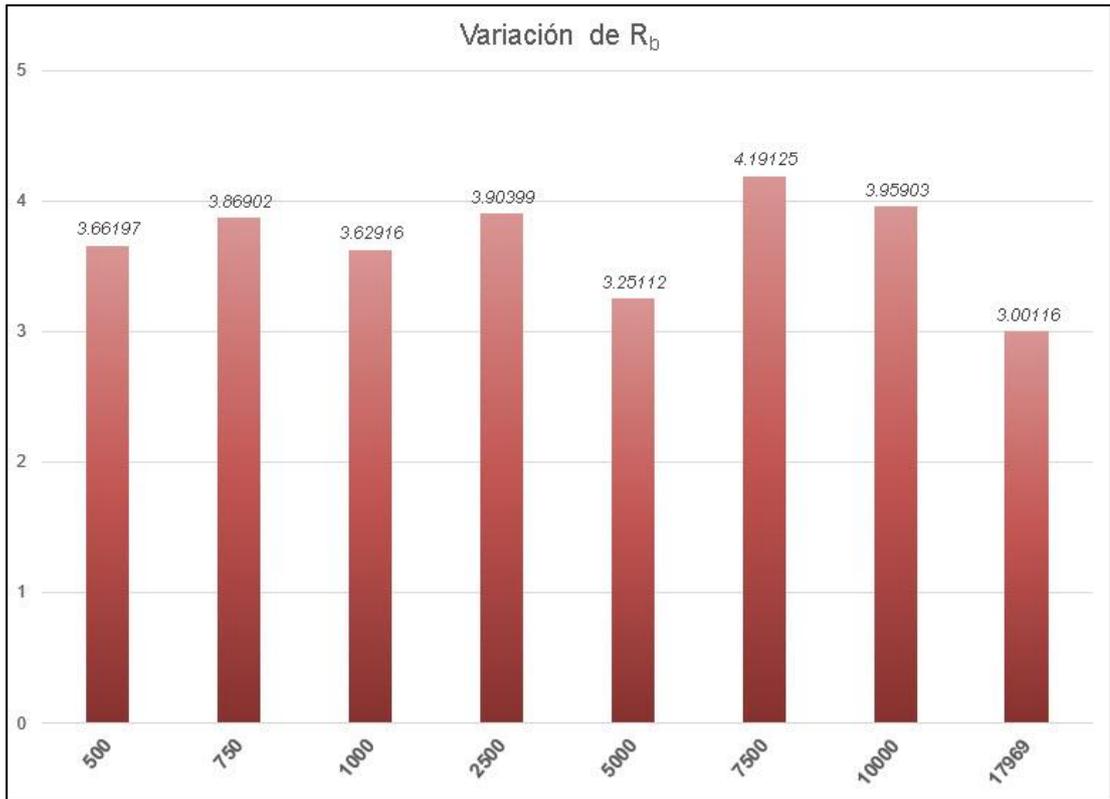


Figura 31. Histograma de Variación R_b

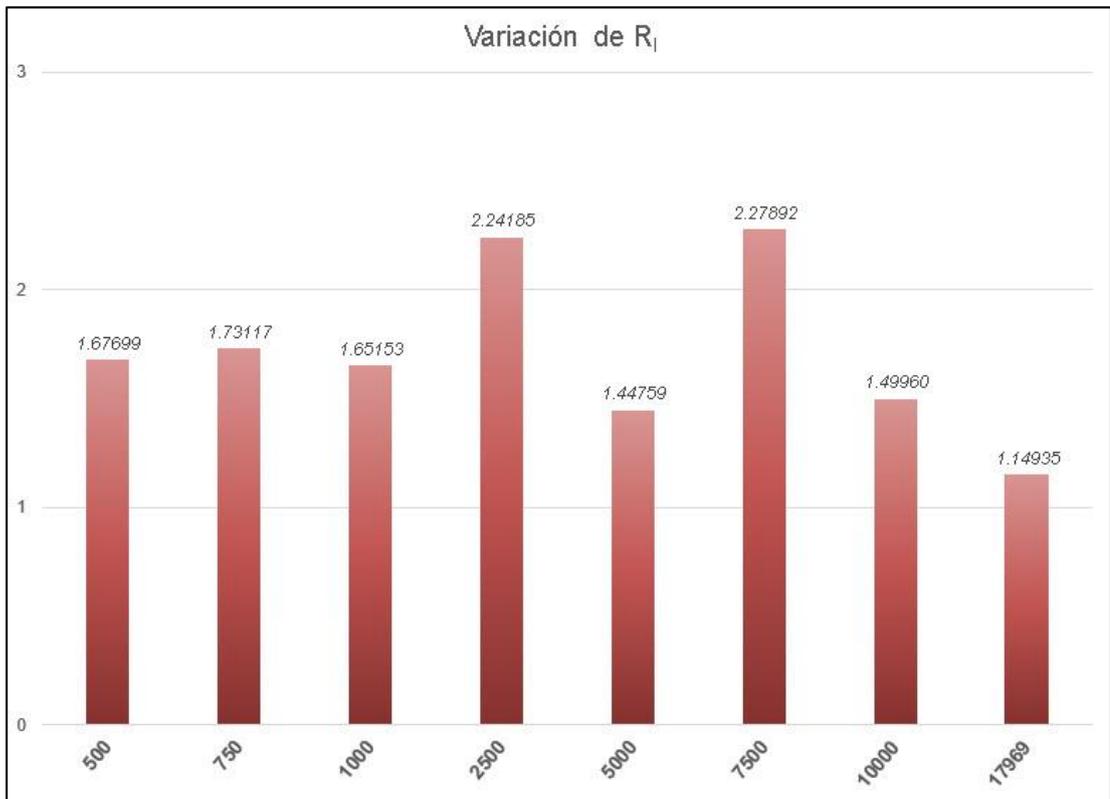


Figura 32. Histograma de Variación R_l

5.2 Parámetros de forma “K” y escala “n”

La velocidad media como parámetro dinámico considerada es de 1.5 m/s, y la longitud de la corriente mayor es la encontrada en cada delimitación mostrados en las tablas 5 a 12. A pesar de que las características geomorfológicas son similares, los parámetros de forma y escala varían arbitrariamente.

5.3 Hidrograma unitario Geomorfológico

El hidrograma unitario geomorfológico representado por la distribución gamma de dos parámetros, es análogo en forma al comportamiento del hidrograma de escorrentía directa el que se encuentra en el estudio del ANA.

5.4 Modelamiento en HEC–HMS

Se modelo con los mismos parámetros a fin de comparar los modelos de transformación “Hidrograma unitario específico” sustituyendo el método del hidrograma unitario de Snyder utilizado en el estudio.

Para realizar el Modelado se utilizó el de mayor Umbral es decir 17969 pixeles el cual es asemejando su red de drenaje real.

5.4.1 Modelo Meteorológico

Los tiempos de retorno elegidos para el modelamiento fueron de 50, 100 y 200 años, y la lluvia fue distribuida para cada sub cuenca con el modelo del SCS eligiendo la distribución tormenta TIPO I.

Tabla 23. Tabla de Precipitaciones estimadas - Fuente ANA

SUBCUENCAS	PP_50	PP_100	PP_200
Medio Alto Moche	53.46	59.54	65.8
Otuzco	55.81	62.48	69.03
Catuay	58.66	66.63	74.17
Motil	54.11	59.56	65.24
La Cuesta	83.75	94.57	105.3
Medio	60.35	68.63	77.69
Alto Moche	54.72	59.85	65.18
Medio Bajo Moche	61.34	69.58	78.02
Bajo Moche	54.04	60.91	69.04

Fuente: Autoridad Nacional del Agua

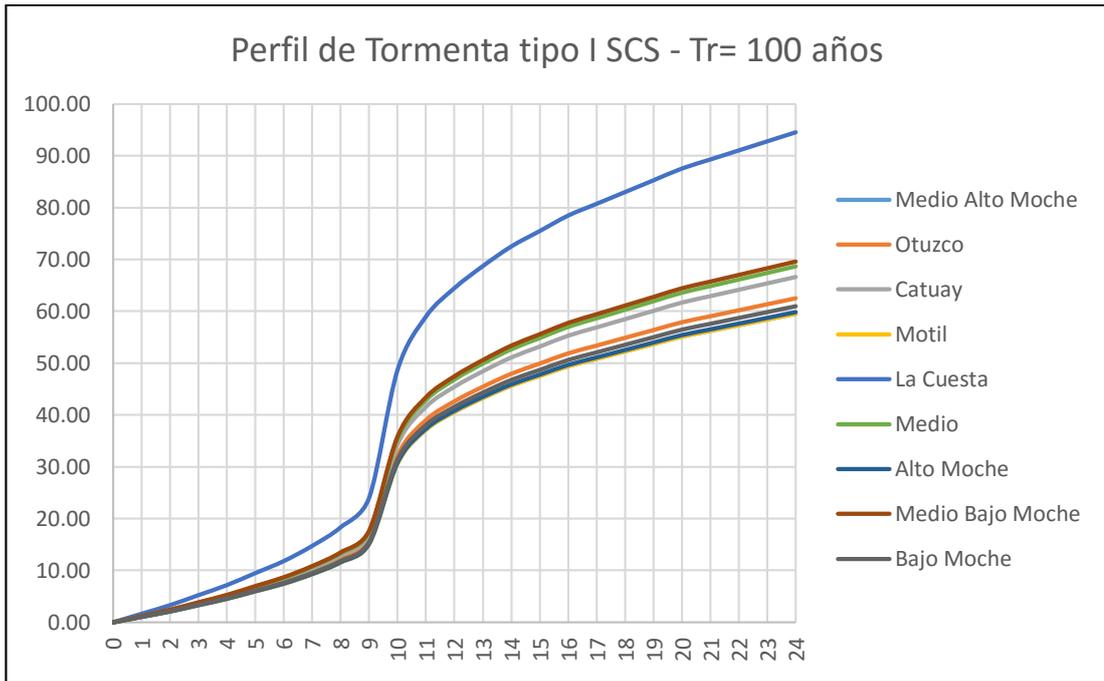


Figura 33. Perfil de Tormenta SCS Tipo I - TR 100 Años²⁵

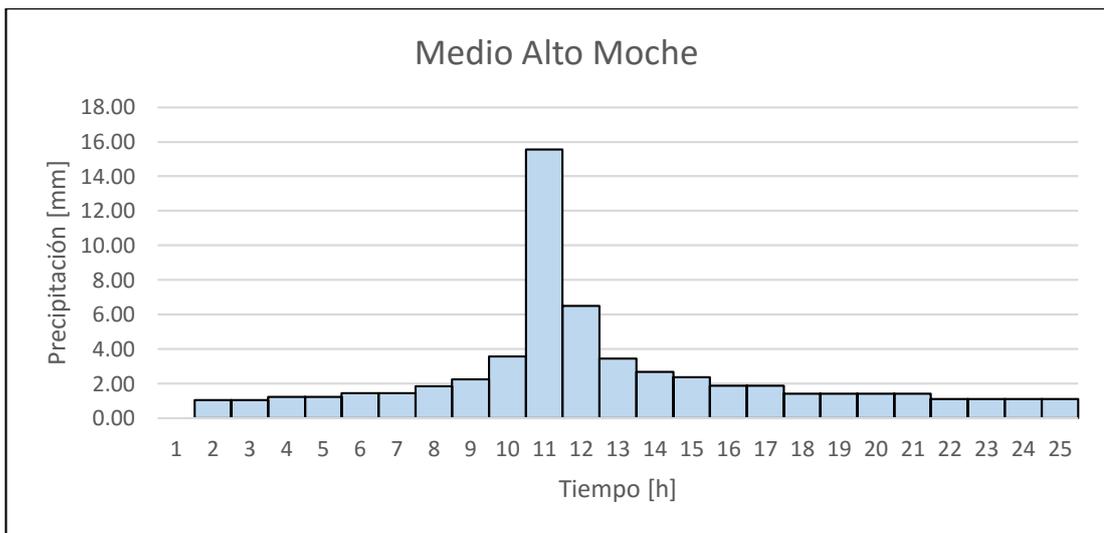


Figura 34. Hietograma para sub cuenca de Medio Alto Moche, utilizando perfil SCS Tipo I

5.4.2 Modelo de Control

El modelo de control elegido fue de 9 días, realizando un cálculo cada 15 minutos.

²⁵ Perfil de tormenta tipo I – Soil Conservation Service – Elaboración propia con datos extraídos del SCS

5.5 Hidrograma de esorrentía directa

Los hidrogramas obtenidos bajo nuestro modelo, empleando el hidrograma unitario geomorfológico tienen un gran grado de semejanza a los propuestos en el estudio del ANA. Los caudales picos y tiempos picos tienen un grado de confiabilidad mayor al 95% lo cual demuestra que el modelo es de gran robustez y puede extrapolarse a cuencas aledañas en la vertiente del pacífico.

6 CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

1. El hidrograma unitario geomorfológico se encuentra ligado a los ratios de Horton R_a , R_b y R_l , los cuales varían de acuerdo al umbral de delimitación establecido en el presente estudio se establece que es 17969 pixeles con los siguientes valores los cuales ajustan más el hidrograma unitario geomorfológico.

Ratio	Ratio
R_B	3.001
R_A	3.420
R_L	1.149

2. La función que describe el Hidrograma Unitario Geomorfológico para la cuenca del río Moche está dada por la siguiente función:

$$HUG(t) = \frac{1}{\Delta t} \int_{t-\Delta t}^t \frac{1}{k\Gamma(3.00022)} \left(\frac{t}{4.78863}\right)^{2.00022} e^{-\frac{t}{4.78863}} dt$$

3. El hidrograma unitario geomorfológico representa la respuesta unitaria a un pulso de lluvia equivalente a 1 [mm], teniendo como valores característicos al tiempo pico y caudal pico, siendo en este caso de 10 [h]⁻¹ y 3.388 [m³/s]⁻¹ respectivamente.
4. El hidrograma unitario geomorfológico representa un modelo robusto de transformación de precipitación en escorrentía, la comparación se realizó con el modelo propuesto en el estudio de la ANA, llegando a superar un 95% de aproximación.

5. Las características morfométricas obtenidas con software SIG tienen mayor grado de precisión que las obtenidas por otros procedimientos.

Parámetro	Valor
Área (km ²)	1882.038
Perímetro (km)	317.362
Factor de forma (-)	0.224
Ic (-)	2.048
Densidad de drenaje (km/km ²)	0.670
Pendiente media (%)	0.670

6. Se obtuvo que la hipótesis planteada fue aprobada llegando a obtener una proximidad mayor al 95%.

Periodo de Retorno	Caudales Picos (m ³ /s)	Q _{ANA}	Q _{mín}	Q _{máx}
50 Años	321.67	316.80	300.96	332.64
100 Años	410.02	416.80	395.96	437.64
200 Años	507.32	528.40	501.98	554.82

7 RECOMENDACIONES

RECOMENDACIONES

1. Se recomienda delimitar cada sub cuenca del río moche a partir de su punto de aforo aguas arriba para así obtener diversos hidrogramas unitarios geomorfológicos y comparar la generación de escorrentía.
2. Además se recomienda probar el modelo con una precipitación real y comparar con el hidrograma resultante de esta lluvia medido en la estación Hidrometeorológica de Quirihuac a fin de ver si también funciona para épocas de estiaje.
3. Calibrar el modelo y verificar la variación del hidrograma unitario geomorfológico que sirvió para transformar la precipitación en escorrentía.
4. Establecer más estaciones meteorológicas dentro y fuera de la cuenca, o al menos habilitar las existentes para poder empezar a contar con registro de datos pluviométricos.
5. Establecer estaciones hidrometeorológicas en puntos estratégico para medir caudales y así poder generar hidrogramas unitarios a partir de datos reales y no sintéticos.
6. Se recomienda realizar este método para diversas cuencas no solo en la vertiente del pacifico, sino en la zona central, así como la zona oriental, a fin de observar la variación de los parámetros del hidrograma unitario geomorfológico.

8 BIBLIOGRAFÍA

- 1) Ayuso, J., Peña, A., & Montesinos, M. P. (1994). Estimación del hidrograma unitario - Estudio comparativo de cuatro métodos lineales. En E. I. Córdova, *Ingeniería del Agua* (págs. 21-32). Córdova.
- 2) Ayuzo Muñoz, J. L. (1985). Circulación de Flujos. En *Métodos de cálculo usuales en el diseño de canales y embalses en cuencas pequeñas*. Córdoba: E.T.S.I. Agrónomos.
- 3) Curay Timana, J. Y. (1995). *Balance Hidrico Superficial de la cuenca del río Moche*. Piura: Universidad de Piura.
- 4) Dirección General de Asuntos Ambientales - Ministerio de Energía y Minas. (1997). *Estudio de evaluación ambiental territorial y de planteamientos para la reducción o eliminación de la contaminación de origen minero en la cuenca del río Moche*. Lima.
- 5) García Bartual, R. (1990). Estimation of the hydrological response in drainage basins on the basis of the geomorphological unit hydrograph. *Cuaternario y Geomorfología*, 1-7.
- 6) Mousa, R. (2009). Definition of new equivalent indices of Horton-Strahler ratios for the derivation of the Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph. *WATER RESOURCES RESEARCH*.
- 7) Ramos Taípe, C. L. (2010). *Estudio de máximas avenidas en las cuencas de la Vertiente del Pacífico - Cuencas de la Costa Norte*. Lima.
- 8) Ricon Rodríguez, G. J., & Rey Londoño, A. (2013). *Implementación de la metodología del hidrograma unitario instantáneo geomorfológico en la cuenca del Río Negro - Trabajo de Grado*. Bogotá.
- 9) Rodríguez Iturbe, I., & Valdes, J. (1979). *The Geomorphologic Structure of Hydrologic Response*. Caracas: Universidad Simón Bolívar.
- 10) Ven Te Chow, Maidment, D., & Mays, L. (1993). *Hidrología Aplicada*. Santafé de Bogotá: McGraw-Hill.

9 ANEXOS

Ejemplo de tabla de propiedades la red de corriente para 17969 pixeles.

LINKNO	DSLINKNO	USLINKNO1	USLINKNO2	DSNODEID	Order	Length	Magnitude	DS_Cont_Ar	Drop	Slope	Straight_L	US_Cont_Ar	WSNO	DOUT_END	DOUT_START	DOUT_MID
72	74	70	5	-1	3	5966.8	16	1060389888	180	0.03016708	4284.2	1044242432	72	15080.6	21047.3	18063.9
70	72	68	3	-1	3	8950.4	15	1022503488	489	0.0546343	7207.1	978299904	70	21047.3	29997.5	25522.4
68	70	66	28	-1	3	4712.8	14	924982400	358	0.0759626	3812.9	905294592	68	29997.5	34710.4	32354
66	68	64	54	-1	3	9237.2	13	886789120	684	0.07404862	7646.7	838692160	66	34710.4	43947.9	39329.1
64	66	62	14	-1	3	3591.3	11	744647360	227	0.06320781	3038.5	737109184	64	43947.9	47539.3	45743.6
62	64	48	60	-1	3	4053.6	10	679139648	179	0.04415818	3458.5	661086016	62	47539.3	51593	49566.1
60	62	58	18	-1	2	4579.7	6	480267136	101	0.02205402	3970.7	468105248	60	51593	56172.8	53882.9
58	60	56	24	-1	2	7068.4	5	369813152	219	0.030983	5653.2	349088960	58	56172.8	63241.3	59707.1
56	58	19	9	-1	2	4570	4	247538960	38	0.00831505	3688.4	237949696	56	63241.3	67811.5	65526.4
19	56	38	7	-1	2	2738.3	3	212272272	28	0.01022527	2389.4	207753920	19	67811.5	70550	69180.8
13	74	-1	-1	-1	1	19114.6	1	63208008	2085	0.10907901	15235.7	19087222	13	15080.6	34194.9	24637.8
54	66	1	32	-1	2	8032.3	2	94033536	725	0.09026009	6284.1	73131440	54	43947.9	51980.4	47964.1
3	70	-1	-1	-1	1	5778.2	1	53310928	657	0.1137035	4984.8	25651072	3	29997.5	35775.8	32886.7
9	56	-1	-1	-1	1	3149.2	1	25676488	268	0.08510208	2703.7	18217438	9	67811.5	70960.9	69386.2
5	72	-1	-1	-1	1	3949.1	1	21734224	217	0.05494957	3321.7	17095380	5	21047.3	24996.3	23021.8
1	54	-1	-1	-1	1	6608.2	1	53747704	188	0.02844966	4706.1	30733280	1	51980.4	58588.7	55284.6
50	52	46	36	-1	3	6960.6	4	351417792	176	0.02528521	5032.2	324287904	50	16525.3	23485.8	20005.6
48	62	44	8	-1	2	2730.1	4	180813232	82	0.03003536	2168.1	173257232	48	51593	54323.2	52958.1
46	50	6	2	-1	2	3172.4	2	163892944	65	0.0204894	2484	146449264	46	23485.8	26658.1	25072
44	48	40	16	-1	2	4456.9	3	132636280	85	0.01907138	3449.5	109594560	44	54323.2	58780.2	56551.7
40	44	10	12	-1	2	1956.6	2	88486312	24	0.01226639	1648	86284560	40	58780.2	60736.8	59758.5
36	50	0	4	-1	2	20296.3	2	160392160	2331	0.11484833	16612	71240320	36	23485.8	43782.3	33634.1
34	38	-1	-1	-1	1	7563.4	1	54897060	253	0.03345074	6229.1	18280508	34	88341.8	95905.5	92123.6
32	54	-1	-1	-1	1	1670.8	1	19379974	80	0.04788061	1350.4	17004072	32	51980.4	53651.3	52815.9
30	42	-1	-1	-1	1	784.1	1	17470028	36	0.04591348	663.7	16951358	30	14528.5	15312.6	14920.5
28	68	-1	-1	-1	1	1108.9	1	18503600	110	0.09919461	951.7	18044234	28	34710.4	35819.4	35264.9
26	38	-1	-1	-1	1	7612.2	1	54967660	183	0.0240403	3814.6	16919354	26	88341.8	95954.4	92148.1
24	58	-1	-1	-1	1	21128	1	101547184	689	0.03261076	17016.8	18053648	24	63241.3	84370.2	73805.8
22	42	-1	-1	-1	1	11990.8	1	75749264	617	0.05145623	9550.3	17185748	22	14528.5	26519.1	20523.8
20	52	-1	-1	-1	1	21544.4	1	124013752	1940	0.09004655	18363	17125502	20	16525.3	38069.6	27297.5
18	60	-1	-1	-1	1	16777.3	1	98229016	809	0.04821996	13736	26152798	18	56172.8	72950.8	64561.8
16	44	-1	-1	-1	1	2644.1	1	21080004	154	0.05824262	2094.2	17028546	16	58780.2	61424.4	60102.3
14	64	-1	-1	-1	1	9191.1	1	57945068	931	0.10129337	7124.1	20912448	14	47539.3	56730.6	52134.9
12	40	-1	-1	-1	1	11499.6	1	68392816	464	0.04034923	7853.6	23793840	12	60736.8	72236.8	66486.8
10	40	-1	-1	-1	1	1430.5	1	17869148	101	0.07060229	1200	16916530	10	60736.8	62167.4	61452.1
8	48	-1	-1	-1	1	6808.1	1	40619060	366	0.0537592	5763.5	18288038	8	54323.2	61131.4	57727.3
6	46	-1	-1	-1	1	13306.3	1	91365824	570	0.04283696	9555.4	18411352	6	26658.1	39964.5	33311.3
4	36	-1	-1	-1	1	5506	1	40755552	427	0.07755183	4602.7	26483202	4	43782.3	49288.5	46535.4
2	46	-1	-1	-1	1	15780	1	55080616	1774	0.11242055	12273.2	19875110	2	26658.1	42438.3	34548.2
0	36	-1	-1	-1	1	3816.6	1	30474416	353	0.09248954	3072	18212732	0	43782.3	47599	45690.6
29	-1	27	17	-1	4	0	27	1882037504	0	0	0	1882037504	29	0	0	0
27	29	25	15	-1	4	2074	26	1845778688	22	0.01060763	1663.1	1840821632	27	0	2074	1037
25	27	23	11	-1	4	1295.1	25	1777252224	14	0.01080982	1123.5	1775415680	25	2074	3369.1	2721.5
23	25	21	42	-1	4	6569.1	24	1754747008	88	0.01339599	4754.4	1729134592	23	3369.1	9938.2	6653.7

21	23	52	74	-1	4	365.1	22	1623282688	7	0.01917315	303.7	1623228032	21	9938.2	10303.3	10120.8
74	21	72	13	-1	3	4777.2	17	1134242432	95	0.01988606	3597.7	1123599744	74	10303.3	15080.6	12692
38	19	26	34	-1	2	17791.1	2	183494128	650	0.03653522	13246.4	109873192	38	70550	88341.8	79445.9
52	21	50	20	-1	3	6222	5	488980960	196	0.03150125	4390.9	475434400	52	10303.3	16525.3	13414.3
42	23	22	30	-1	2	4590.3	2	105849976	138	0.03006371	3405.2	93229648	42	9938.2	14528.5	12233.4
17	29	-1	-1	-1	1	5164.7	1	36253200	152	0.02943051	3772.6	28102280	17	0	5164.7	2582.4
15	27	-1	-1	-1	1	10789.5	1	63562888	409	0.0379072	7805.2	20538742	15	2074	12863.5	7468.7
11	25	-1	-1	-1	1	3565.9	1	20219634	111	0.03112818	2561.4	16957948	11	3369.1	6935	5152
7	19	-1	-1	-1	1	1860.2	1	24256030	65	0.03494233	1626.5	19987128	7	70550	72410.3	71480.1