



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE CHIAPAS

FACULTAD DE INGENIERÍA



CAMPUS I

COORDINACIÓN DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

**“METODOLOGIA HIDROLOGICA E HIDRAULICA PARA LA
EXTRACCIÓN EN GREÑA DE MATERIAL PETREO EN RÍOS DE
ALTA MONTAÑA.”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERÍA CON FORMACION EN HIDRAULICA

PRESENTA

ING. OMAR IVAN TRUJILLO ALFARO C111111

DIRECTOR DE TESIS

DR. MIGUEL ANGEL AGUILAR SUAREZ

TUXTLA GUTIÉRREZ, CHIAPAS; NOVIEMBRE DEL 2022.



Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.
04 de noviembre del 2022
Oficio No. F.I.01.1850/2022

C. OMAR IVÁN TRUJILLO ALFARO
ALUMNO DE LA MAESTRÍA EN INGENIERÍA
CON FORMACIÓN EN HIDRÁULICA
PRESENTE.

Con base en el Reglamento de Evaluación Profesional para los egresados de la Universidad Autónoma de Chiapas, y habiéndose cumplido con las disposiciones en cuanto a la aprobación por parte de los integrantes del jurado en el contenido de su Tesis Titulada:

“METODOLOGÍA HIDROLÓGICA E HIDRÁULICA PARA LA EXTRACCIÓN EN GREÑA DE MATERIAL PÉTREO EN RÍOS DE ALTA MONTAÑA”.

CERTIFICO el **VOTO APROBATORIO** emitido por este jurado, y autorizo la impresión de dicho trabajo para que sea sustentado en su Examen Profesional para obtener el grado de Maestro en Ingeniería con formación en Hidráulica.

Sin otro particular, reciba un cordial saludo.

ATENTAMENTE
“POR LA CONCIENCIA DE LA NECESIDAD DE SERVIR”

DR. JOSÉ ALONSO FIGUEROA GALLEGOS
ENCARGADO DE DIRECCIÓN



Ccp. Dra. Daisy Escobar Castillejos. Coordinadora de Investigación y Posgrado. Facultad de Ingeniería. UNACH.
Archivo/minutario
JAFG/DEC/tcpg*



Código: FO-113-09-05

Revisión: 0

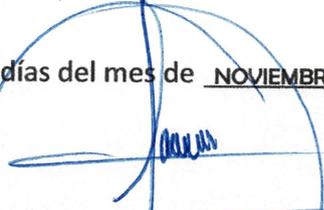
CARTA DE AUTORIZACIÓN PARA LA PUBLICACIÓN ELECTRÓNICA DE LA TESIS DE TÍTULO Y/O GRADO.

El (la) suscrito (a) Omar Ivan Trujillo Alfaro
Autor (a) de la tesis bajo el título de "METODOLOGIA HIDROLOGICA E HIDRAULICA PARA LA EXTRACCION EN GREÑA DE MATERIAL PETREO EN RIOS DE ALTA MONTAÑA"

presentada y aprobada en el año 20 22 como requisito para obtener el título o grado de MAESTRO EN INGENIERIA CON FORMACION EN HIDRAULICA, autorizo a la Dirección del Sistema de Bibliotecas Universidad Autónoma de Chiapas (SIBI-UNACH), a que realice la difusión de la creación intelectual mencionada, con fines académicos para que contribuya a la divulgación del conocimiento científico, tecnológico y de innovación que se produce en la Universidad, mediante la visibilidad de su contenido de la siguiente manera:

- Consulta del trabajo de título o de grado a través de la Biblioteca Digital de Tesis (BIDITE) del Sistema de Bibliotecas de la Universidad Autónoma de Chiapas (SIBI-UNACH) que incluye tesis de pregrado de todos los programas educativos de la Universidad, así como de los posgrados no registrados ni reconocidos en el Programa Nacional de Posgrados de Calidad del CONACYT.
- En el caso de tratarse de tesis de maestría y/o doctorado de programas educativos que sí se encuentren registrados y reconocidos en el Programa Nacional de Posgrados de Calidad (PNPC) del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), podrán consultarse en el Repositorio Institucional de la Universidad Autónoma de Chiapas (RIUNACH).

Tuxtla Gutiérrez, Chiapas; a los 10 días del mes de NOVIEMBRE del año 20 22.


OMAR IVAN TRUJILLO ALFARO

Nombre y firma del Tesista o Tesistas

Agradecimientos

A mi director de tesis

Dr. Miguel Ángel Aguilar Suarez

Por la confianza y apoyo para formar parte
de este proyecto y poder
desarrollarlo bajo su dirección,
no cabe duda que su aportación en mi formación
ha enriquecido el trabajo realizado.
Por su valiosa amistad.

A mi familia

Por su apoyo incondicional, por ser mi motivación, por
Cada palabra de aliento y muestra de amor, que
fueron el pilar fundamental para poder
culminar este proyecto.

A la coordinación de Posgrado

Dra. Daysi Escobar Hernández
Por su disponibilidad, atención y apoyo
Durante el desarrollo del Posgrado.

Dedicatoria

A DIOS

Por ser el autor del proyecto más importante que es la vida
Y por permitirme ser parte de esta etapa.

A MIS PADRES

Por ser mi fortaleza diaria
Por la educación y valores que me inculcaron
y la determinación que demuestran día a día.
Por su infinito Amor y comprensión.

A mi hija

Por su amor y existencia,
Por ser la razón de mejorar día con día
Por representar lo mejor de mi vida

Contenido

INTRODUCCION	10
1. CARACTERÍSTICAS DE LA SUBCUENCA DONDE SE LOCALIZA LA ZONA EN ESTUDIO.....	12
1.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO	12
1.2. CLIMATOLOGÍA.....	12
1.3. EDAFOLOGÍA 2006 SERIE II DE INEGI.....	13
1.4. USO DE SUELO Y VEGETACIÓN SERIE VI DE INEGI.....	14
1.5. CARACTERÍSTICAS FISIGRÁFICAS DE LA CUENCA DONDE SE REHABILITA LA CORTINA DE CAPTACIÓN DE AGUA PARA ABASTECIMIENTO DE BERRIOZÁBAL	14
1.6. MODELO DIGITAL DE ELEVACIONES DE LA SUBCUENCA EL CHAPAPOTE	15
2. INFORMACIÓN CLIMATOLÓGICA	16
2.1. ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS CERCANAS A LA ZONA DE ESTUDIO	16
3. CÁLCULO DE PARÁMETROS DE LA MICROCUENCA	16
3.1. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICA DE LA MICROCUENCA DEL RÍO DE LA SIERRA	16
3.2. DETERMINACIÓN DE LOS NÚMEROS DE ESCURRIMIENTOS N.....	17
4. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE PRECIPITACIONES	22
4.1. PROCESO DE SELECCIÓN DE ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS	22
4.2. ANÁLISIS DE HOMOGENEIDAD E INDEPENDENCIA DE LOS DATOS DE CAMPO.....	22
4.2.1. <i>Pruebas de homogeneidad.....</i>	<i>22</i>
4.2.1.1. Prueba de homogeneidad de Helmert	22
4.2.1.2. Prueba de homogeneidad de las Secuencias	23
4.2.1.3. Prueba de homogeneidad de Cramer	23
4.2.1.4. Prueba de Independencia de Anderson	24
4.2.2. <i>Resultados homogeneidad e independencia.....</i>	<i>25</i>
5.3.- ANÁLISIS DE ESTACIONARIEDAD DE LOS DATOS DE CAMPO	25
5.3.1.- <i>Test de Spearman</i>	<i>26</i>
5.3.2.- <i>Test de Mann-Kendall.....</i>	<i>26</i>
5.3.3.- <i>Resultados del análisis de estacionariedad de los datos de campo</i>	<i>27</i>
5. REGIONALIZACIÓN DE PRECIPITACIONES.....	28
5.1. MÉTODOS DE HOMOGENEIDAD REGIONAL.....	28
5.1.1. <i>Métodos estadísticos.....</i>	<i>28</i>
5.1.1.1. Método de Momentos-L	28
5.1.1.2. Método de Langbein (modificado).....	29
5.1.1.3. Método de Fisher	31
5.2. MÉTODO DE REGIONALIZACIÓN.....	32
5.2.1. <i>Método de las estaciones-año</i>	<i>32</i>
6. RESULTADOS DE HOMOGENEIDAD REGIONAL Y REGIONALIZACIÓN DE PRECIPITACIONES.	34
6.1. RESULTADOS DE LOS MÉTODOS DE HOMOGENEIDAD REGIONAL	34
6.1.1. <i>Método de momentos-L.....</i>	<i>34</i>
6.1.2. <i>Método de Langbein (modificado).....</i>	<i>35</i>
6.1.3. <i>Método de Fisher.....</i>	<i>36</i>
6.2. RESULTADOS Y CONCLUSIONES DE LA REGIONALIZACIÓN.....	37
6.2.1. <i>Datos modulados</i>	<i>37</i>

6.2.2.	<i>Datos modulados ajustados a una función de distribución de probabilidades con el programa Ax+b</i>	37
6.3.	ESTACIONES REGIONALIZADAS	40
6.4.	FACTORES DE CORRECCIÓN POR CONVECTIVIDAD	41
6.5.	FACTORES DE REDUCCIÓN POR ÁREA (FRA) DE LA CUENCA GRIJALVA-USUMACINTA.....	42
7.	HIDROLOGÍA DE LA ZONA EN ESTUDIO	45
7.1.	TRANSFORMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN GASTO	45
7.1.1.	<i>Método de Chow</i>	45
7.1.2.	<i>Método del SCS</i>	46
7.1.3.	<i>Método del hidrograma unitario triangular (HUT)</i>	47
8.2.-	RESULTADOS DE LA HIDROLOGÍA: GASTOS DE DISEÑO ASOCIADOS A PERIODOS DE RETORNO.....	48
7.2.	SIMULACIÓN EN CONDICIONES NATURALES CON LOS GASTOS ASOCIADOS A LOS Tr DE 5, 50, 00, 500 Y 1000 AÑOS.....	49
7.2.1.	<i>Modelo digital de elevaciones obtenido con el levantamiento del tramo en estudio, usos de suelo y vegetación, mallado del tramo, condiciones iniciales y condiciones de frontera.</i>	49
7.2.2.	<i>Resultados de las simulaciones en condiciones naturales con los gastos asociados a los Tr de 5, 50, 100, 500 y 1000 años (tirantes y velocidades).</i>	52
7.3.	SIMULACIÓN EN CONDICIONES CON EXTRACCIÓN DE MATERIAL PÉTREO CON LOS GASTOS ASOCIADOS A LOS Tr DE 5, 50, 100, 500 Y 1000 AÑOS.	57
7.3.1.	<i>Resultados de las simulaciones en condiciones con extracción de materiales pétreos con los gastos asociados a los Tr de 5, 50, 100, 500 y 1000 años.</i>	57
8.	TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA ZONA DE EXTRACCIÓN DE MATERIALES	63
8.1.	NÚMERO DE MUESTRAS TOMADAS	63
8.2.	ESTUDIO GRANULOMÉTRICO DE LA SECCIÓN DE ESTUDIO	64
8.3.	TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	64
8.3.1.	<i>Fórmula de Schoklitsch</i>	64
8.3.2.	<i>Fórmula de Shields</i>	66
8.3.3.	<i>Fórmulas de Meyer-Peter y Müller</i>	67
8.3.4.	<i>Fórmula de Kalinske</i>	69
8.3.5.	<i>Fórmula de Levi</i>	70
8.3.6.	<i>Fórmulas de Einstein y Einstein-Brown</i>	70
8.3.7.	<i>Método de Sato, Kikkawa y Ashida</i>	72
8.3.8.	<i>Fórmula de Rottner</i>	73
8.3.9.	<i>Método de Garde y Albertson</i>	74
8.3.10.	<i>Ecuación de Frijlink</i>	75
8.3.11.	<i>Método de Yalin</i>	76
8.3.12.	<i>Método de Pernecker y Vollmers</i>	77
8.3.13.	<i>Método de Inglis</i>	77
8.3.14.	<i>Método de Bogardi</i>	78
8.3.15.	<i>Método de Garg, Agrawal y Singh</i>	79
8.3.16.	<i>Método de DuBoys, fórmula de Straub</i>	81
8.3.17.	<i>Resultados de los métodos aplicados</i>	83
10.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	85
	REFERENCIAS	86
	ANEXO A.- RESULTADOS DE CÁLCULOS HIDROLÓGICOS.....	88

Índice de Figuras

Figura 1-1 Localización de la subcuenca Río de La Sierra en el estado de Chiapas	12
Figura 1-2 Subcuenca del Río de La Sierra y su climatología	13
Figura 1-3 Microcuenca del río de La Sierra con la edafología serie II INEGI hasta el punto de la Trituradora	13
Figura 1-4 USV de la serie VI de INEGI en la microcuenca de La Sierra hasta el punto de la Trituradora	14
Figura 1-5 Fotografía Satelital.- Microcuenca del arroyo de orden 5 del río de La Sierra hasta el punto de la Trituradora.....	15
Figura 1-6 MDE escala 1:50,000 de la microcuenca del río de La Sierra hasta el punto de la Trituradora	15
Figura 3-1 Microcuenca con cauce principal Innominado	16
Figura 6-1 Estaciones homogéneas y discordantes al grupo	34
Figura 6-2 Regiones homogéneas con las 6 estaciones utilizadas para la regionalización.....	35
Figura 6-3 Ajuste con la función Gumbel con Momentos L de los datos modulados con el programa AX+b	38
Figura 6-4 Ajuste con la función Doble Gumbel de los datos modulados con el programa AX.....	38
Figura 6-5 Comparación de los datos modulados con 4 estaciones de la zona de estudio y las estaciones de la región numero 30 llamadas Teapa.....	39
Figura 6-6 Factores de convectividad R de la República Mexicana (Baeza, 2007).....	41
Figura 6-7 Valores de los FRA de acuerdo a las áreas de la Región Hidrológica Número 30.....	43
Figura 8-1 Modelo Digital de Elevaciones en el programa IBER	49
Figura 8-2 Usos de suelo y vegetación del tramo a simular.....	50
Figura 8-3 Mallado del tramo a simular	50
Figura 8-4 Condiciones iniciales sin tirante o nulas	51
Figura 8-5 Tirantes asociados al periodo de retorno de 5 años.....	52
Figura 8-6 Tirantes asociados al periodo de retorno de 50 años.....	53
Figura 8-7 Tirantes asociados al periodo de retorno de 100 años.....	53
Figura 8-8 Tirantes asociados al periodo de retorno de 500 años.....	54
Figura 8-9 Tirantes asociados al periodo de retorno de 1000 años.....	54
Figura 8-10 velocidades asociadas al periodo de retorno de 5 años.....	55
Figura 8-11 velocidades asociadas al periodo de retorno de 50 años.....	55
Figura 8-12 velocidades asociadas al periodo de retorno de 100 años.....	56
Figura 8-13 velocidades asociadas al periodo de retorno de 500 años.....	56
Figura 8-14 velocidades asociadas al periodo de retorno de 1000 años.....	57
Figura 8-15 Tirantes asociados al periodo de retorno de 5 años.....	58
Figura 8-16 Tirantes asociados al periodo de retorno de 50 años.....	58
Figura 8-17 Tirantes asociados al periodo de retorno de 100 años.....	59
Figura 8-18 Tirantes asociados al periodo de retorno de 500 años.....	59
Figura 8-19 Tirantes asociados al periodo de retorno de 1000 años.....	60
Figura 8-20 Velocidades asociados al periodo de retorno de 5 años	60
Figura 8-21 Velocidades asociados al periodo de retorno de 50 años	61
Figura 8-22 Velocidades asociados al periodo de retorno de 100 años	61
Figura 8-23 Velocidades asociados al periodo de retorno de 500 años	62
Figura 8-24 Velocidades asociados al periodo de retorno de 1000 años	62

Figura 9-1 Sección para un Tr de 100 años de periodo de retorno	64
---	----

Índice de tablas

Tabla 2-1 Estaciones climatológicas operando más cercanas a la zona de estudio	16
Tabla 3-1 Pendiente calculada con el método de Taylor-Schwarz y longitud del cauce secundario.....	17
Tabla 3-2 Características geomorfológicas de la microcuenca Innominada.....	17
Tabla 3-3 Valores de N de acuerdo al tipo de suelo y uso de suelo y vegetación (Instituto de Ingeniería UNAM).....	18
Tabla 3-4 Valor de N ponderado de la microcuenca.....	19
Tabla 4-1 Rango del número de secuencias (u) para un registro homogéneo	23
Tabla 4-2 Resultados de las pruebas de homogeneidad e independencia.....	25
Tabla 4-3 Resultados de las pruebas de estacionariedad	27
Tabla 5-1 Valores de la función de distribución de Fisher para una probabilidad de excedencia del 10% $P(F \nu_1, \nu_2) = 0.1$ (CFE, 2018)	31
Tabla 6-1 Coeficientes de variación, asimetría y curtosis obtenidas con las ecuaciones insesgadas.....	34
Tabla 6-2 Grupo de estaciones que forman regiones homogéneas	35
Tabla 6-3 Resultado de aplicar el método de Langbein modificado	35
Tabla 6-4 Coeficientes de variación y cocientes $(CV_{mayor}/CV_{menor})^2$	36
Tabla 6-5 Valores límites de los cocientes $(CV_{mayor}/CV_{menor})^2$	36
Tabla 6-6 Resultados de las pruebas de Fisher	37
Tabla 6-7 Resumen de errores calculados por el menor error cuadrático con programa AX+b	37
Tabla 6-8 Datos modulados asociados a periodos de retorno.....	39
Tabla 6-9 Estaciones climatológicas regionalizadas con las precipitaciones de las 4 estaciones de este estudio, en mm	40
Tabla 6-10 Estaciones climatológicas regionalizadas con los datos del Instituto de Ingeniería, en mm.	40
Tabla 6-11 Ajuste Doble Gumbel ajustada con el software AX de la estación climatológica (7167) Tapilula	40
Tabla 6-12 Factores de reducción por área de acuerdo al periodo de retorno para la Región Hidrológica 30.....	42
Tabla 6-13 se presentan las precipitaciones afectadas por los Factores de Reducción por Área y por Convectividad.....	44
Tabla 6-14 Precipitación de diseño ajustada con el factor de convectividad y FRA	44
Tabla 7-1 Datos para obtener el hidrograma unitario curvilíneo	47
Tabla 7-2 Resultados de los gastos o caudales en m ³ /s de la microcuenca	48
Tabla 8-1 Resultados de los métodos de arrastre de fondo aplicados	84
Tabla 0-1 Datos de precipitaciones máximas en 24 horas de las estaciones climatológicas utilizadas en el estudio.....	88
Tabla 0-2 Datos de precipitaciones moduladas de las estaciones climatológicas utilizadas en el estudio	90

INTRODUCCION

EL transporte de sedimentos se da naturalmente en los cauces a través de dos mecanismos , el primero es por el arrastres de la capa de fondo y el segundo es el transporte en suspensión, este fenómeno modifica las condiciones de conducción de los ríos, además de generar azolvamientos o depósito de materiales en los cauces.

La imperante necesidad de la extracción de materiales pétreos utilizados en la construcción, aunado al estudio de los ríos y sus características, generan las condiciones para poder considerar como alternativa la extracción de materiales pétreos de los ríos.

En ese sentido es necesario conocer las características hidrológicas e hidráulicas que existen en la zona de estudio, con la finalidad de que la extracción de materiales no altere las condiciones de conducción en forma negativa.

En este trabajo se abordará un caso práctico, donde se desarrollarán los cálculos hidráulicos e hidrológicos, además de la modelación a través del programa IBER.

El **objetivo** de este trabajo, es presentar la metodología hidrológica e hidráulica para la extracción en greña de material pétreo en ríos de alta montaña, mismo que servirá como apoyo para persona interesadas en este tema.

Resulta importante mencionar que independientemente a la metodología hidráulica e hidrológica, se debe tener en cuenta la regulación por parte de la SEMARNAT y de la CONAGUA, para determinar la viabilidad de cualquier proyecto, además de los tramites como son la Manifestación de impacto ambiental, la concesión para extracción de materiales, permiso para realizar obras de infraestructura hidráulica, concesión para ocupar zonas federales, entre otras.

Este trabajo se encuentra conformado por 10 capítulos, mismos que a continuación se describen.

En **el capítulo uno**, se definen las características de la zona de estudio, considerando la microcuenca Río de La Sierra, en la Región Económica número VIII Norte y VII de Los Bosques, en los municipio de Rayón, Rincón Chamula San Pedro, Tapilula,

Ixhuatán, Solosuchipa, Chapultenango, Tapalapa, Pantepec, Amatan y Pueblo Nuevo Solistahuacán, Chiapas, correspondiente a la Región Hidrológica No. 30, Grijalva-Usumacinta, en la cuenca Grijalva-Villahermosa, y la subcuenca del Río La Sierra del Bajo-Usumacinta .

En el **capítulo dos**, se presentan los datos de las estaciones climatológicas ubicadas en la zona de estudio, para la obtención de los datos hidrológicos, mismos que serán utilizados en los cálculos.

En el **capítulo tres**, se presentan los cálculos de los parámetros de la cuenca.

En el **capítulo cuatro, cinco, seis y siete** se realizan los cálculos hidrológicos, seleccionando las estaciones climatológicas, se realiza la regionalización de las precipitaciones y el procesamiento de datos para poder obtener los gastos y realizar las simulaciones en el programa IBER para obtener las condiciones con y sin extracción de material pétreo con los gastos asociados a los Tr de 5, 50, 100, 500 y 1000 años.

En el **capítulo ocho**, se realizan los cálculos de transporte de sedimentos, el análisis granulométrico y se incluyen los datos recabados en campo, para poder dar aplicabilidad a los métodos de cálculo.

Por último, en las referencias se muestra la bibliografía consultada para el desarrollo de esta tesis.

1. CARACTERÍSTICAS DE LA SUBCUENCA DONDE SE LOCALIZA LA ZONA EN ESTUDIO

1.1. Localización geográfica de la zona de estudio

Las instalaciones de la Trituradora se localizan en la microcuenca Río de La Sierra, en la Región Económica número VIII Norte y VII de Los Bosques, en los municipios de Rayón, Rincón Chamula San Pedro, Tapilula, Ixhutatán, Solosuchipa, Chapultenango, Tapalapa, Pantepec, Amatan y Pueblo Nuevo Solistahuacán, Chiapas, correspondiente a la Región Hidrológica No. 30, Grijalva-Usumacinta, en la cuenca Grijalva-Villahermosa, y la subcuenca del Río La Sierra del Bajo-Usumacinta, según clasificación del Instituto Nacional de Geografía, Estadística e Informática (INEGI) y la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). En la Figura 1-1 se observa la localización de la subcuenca del Río La Sierra, con respecto al estado de Chiapas.

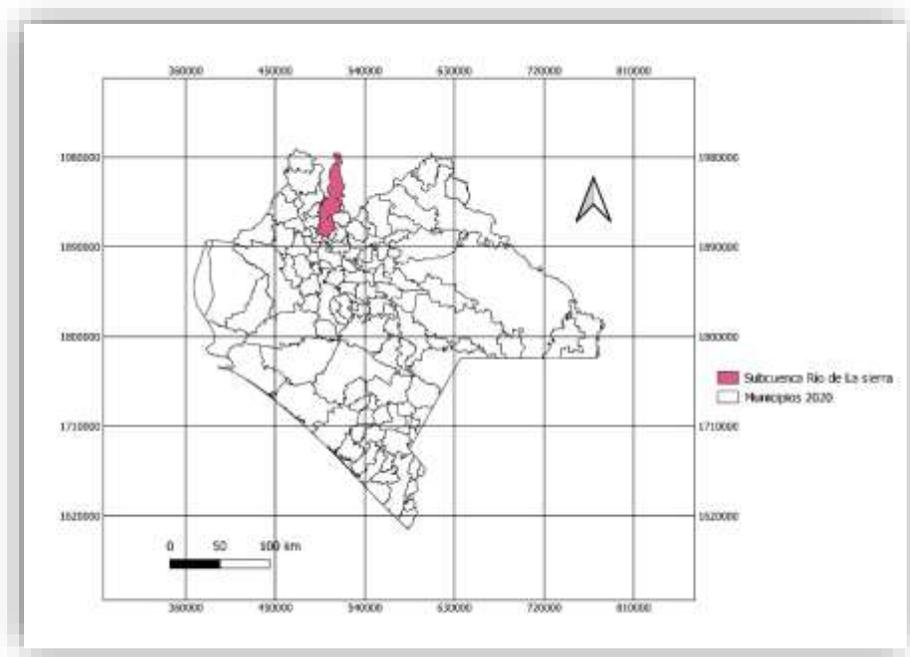


Figura 1-1 Localización de la subcuenca Río de La Sierra en el estado de Chiapas

1.2. Climatología

El clima de la región es cálido húmedo con lluvias todo el año, en la Figura 1-2 se puede observar la cuenca del río de la subcuenca Río de la Sierra, con los ríos y arroyos que la componen. La climatología fue obtenida de las cartas 1:25000 de INEGI, se observa en la Figura 1-2 que el acumulado anual puede llegar a más de 500 mm de precipitación y los mínimos alrededor de los 40 mm en época de estiaje.

1.4. Uso de suelo y Vegetación serie VI de INEGI

La Figura 1-4 muestra los USV de la serie VI de INEGI en la subcuenca de la microcuenca que tiene influencia en el área de la planta de Trituración.

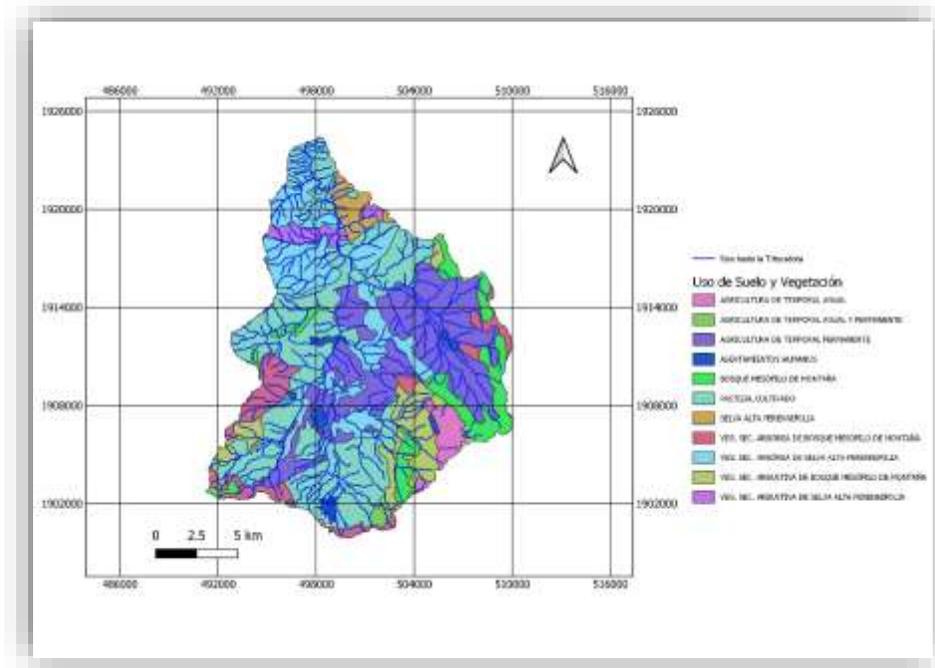


Figura 1-4 USV de la serie VI de INEGI en la microcuenca de La Sierra hasta el punto de la Trituradora

1.5. Características fisiográficas de la cuenca donde se rehabilita la cortina de captación de agua para abastecimiento de Berriozábal

La microcuenca donde se localiza las instalaciones de la trituradora en el Municipio de Solosuchiapa, En la Figura 1-5 se observa la localización del perímetro de la microcuenca y los arroyos con rel número de orden de cada arroyo, en el punto de salida el número de orden es de 5, se obtuvieron con los planos INEGI, 1:50000 el arroyo principal se le llamará el Río de La Sierra.

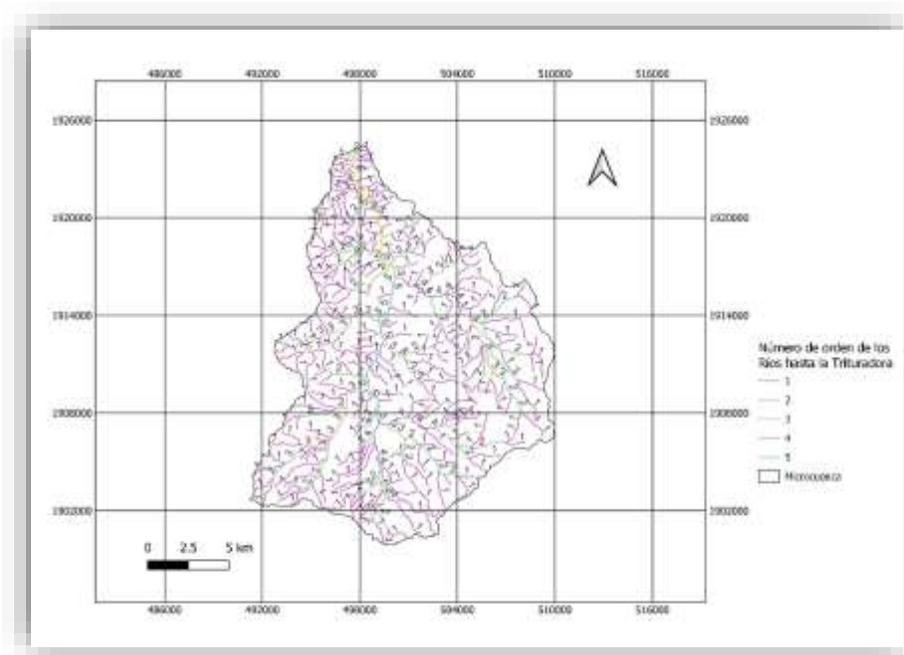


Figura 1-5 Fotografía Satelital.- Microcuenca del arroyo de orden 5 del río de La Sierra hasta el punto de la Trituradora

1.6. Modelo Digital de Elevaciones de la subcuenca El Chapapote

El Modelo Digital de Elevaciones de la microcuenca del Río de La Sierra en la Figura 1-6 en se muestra en el MDE en escala 1:50,000, se puede observar que la altitud más elevada es de 2400 y la baja de 200 msnm, en la Figura 1-6 se muestra el MDE con los arroyos.

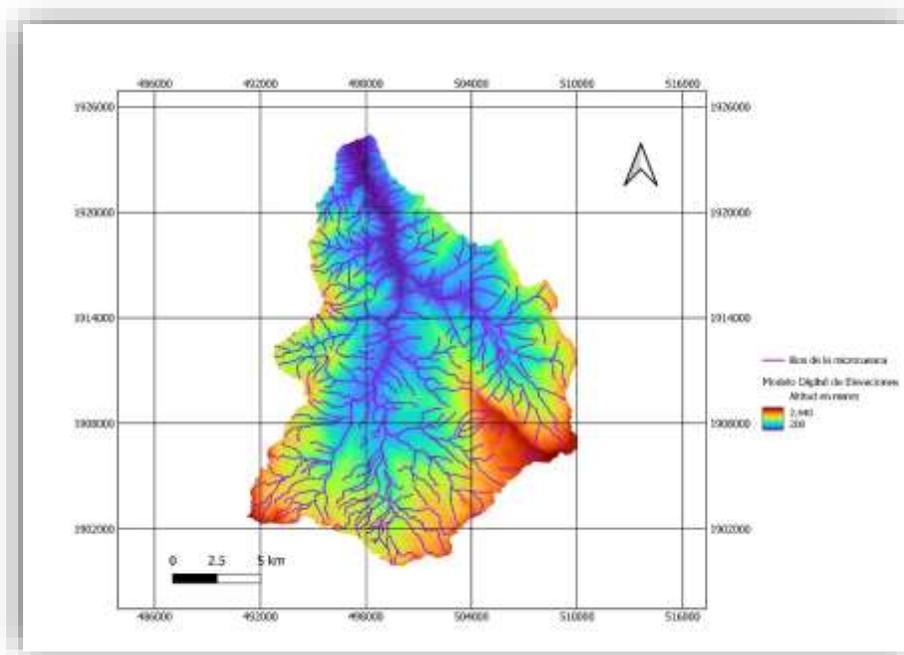


Figura 1-6 MDE escala 1:50,000 de la microcuenca del río de La Sierra hasta el punto de la Trituradora

2. INFORMACIÓN CLIMATOLÓGICA

2.1. Estaciones climatológicas cercanas a la zona de estudio

Las estaciones climatológicas más cercanas a la microcuenca de la Trituradora se muestran en la Tabla 2-1, en la sexta columna de la tabla se observa la distancia en kilómetros del lugar del estudio a las estaciones. Los datos fueron obtenidos de la base de datos CLICOM de la CONAGUA, en el Anexo A se presentan los datos de las precipitaciones y sus características estadísticas.

Tabla 2-1 Estaciones climatológicas operando más cercanas a la zona de estudio

NÚMERO	CLAVE	ESTACIÓN	X	Y	DISTANCIA (km)	DATOS (años)	msnm
1	7032	CHAPULTENANGO	489583.15	1916576.7	18.80	26	402
2	7082	IXTACOMITAN	490012.76	1927066.41	19.99	15	181
3	7167	TAPILULA	498608.78	1907096.31	4.28	42	760
4	7186	FINCA EL ESCALON	518204.14	1918047.17	18.35	28	360
5	7217	SOLOSUCHIAPA	496964.00	1926878.19	16.30	33	165
6	7365	OCOTEPEC	481469.44	1904232.73	22.39	33	1393

Se observa en la Tabla 2-1 que la estación climatológica que está dentro de la cuenca, es (7167) Tapilula, localizada en el municipio de Tapilula, la cual está cercana al centroide de la cuenca a 4.28 km.

3. CÁLCULO DE PARÁMETROS DE LA MICROCUENCA

3.1. Características geomorfológica de la microcuenca del río de La Sierra

Las características geomorfológicas corresponden; al área de la cuenca, la longitud del cauce principal, la pendiente media del cauce principal y el tiempo de concentración, en la Tabla 3-2 se presentan estas características, en la en la Figura 3-1, se muestra la cuenca hasta la salida en la Trituradora.

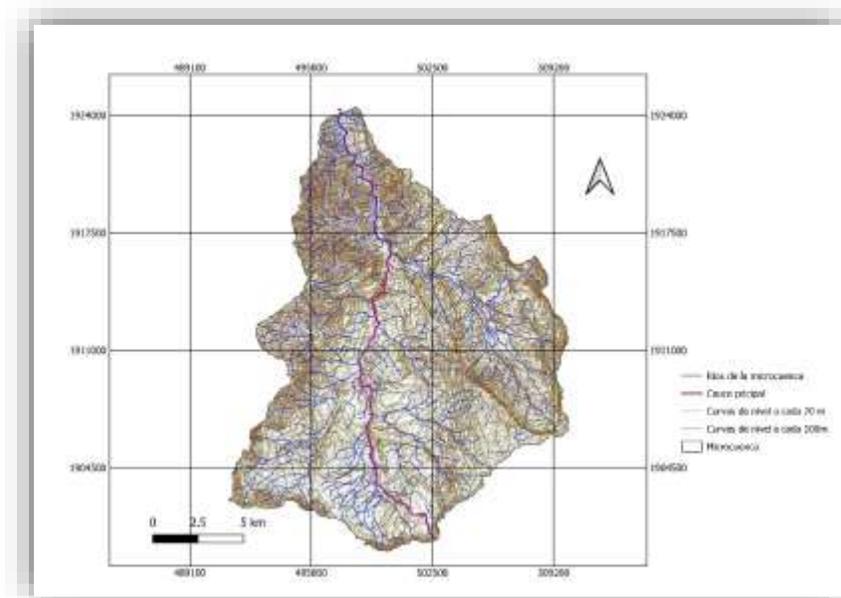


Figura 3-1 Microcuenca con cauce principal Innominado

La pendiente media del cauce principal y la longitud se presentan en la Tabla 3-1. La pendiente se calculó con el método de Taylor-Schwarz (Aparicio, 1998) con curvas de nivel a cada 100 m..

Tabla 3-1 Pendiente calculada con el método de Taylor-Schwarz y longitud del cauce secundario

Cota	Longitud (m)	Pendiente (m/m)	$l(s)^{0.5}$
2000			
1900	124.93	0.800448251	139.6368715
1800	432.98	0.23095755	900.9522084
1700	1202.09	0.083188447	4167.786624
1600	1266.77	0.078940929	4508.651367
1500	386.1	0.259000259	758.6643947
1400	436.7	0.228990153	912.5880717
1300	432.28	0.231331544	898.7682337
1200	535.19	0.18684953	1238.117851
1100	605.21	0.165231903	1488.878104
1000	1690.53	0.059153047	6950.79249
900	688	0.145348837	1804.607082
800	365.39	0.273680177	698.4494603
700	1098.21	0.091057266	3639.385756
600	2614.84	0.038243258	13371.11672
500	1023.55	0.097699184	3274.640237
400	3881.5	0.025763236	24182.39918
300	3346.65	0.029880627	19360.44979
200	7528.57	0.013282735	65323.39369
198	2165.33	0.000923647	71247.74798
Σ Longitud=	224867.0261	Σ =	224867.0261
		Pendiente =	0.0176

Finalmente, en la Tabla 3-2 se presentan las características geomorfológicas de la cuenca.

Tabla 3-2 Características geomorfológicas de la microcuenca Innominada

Núm.	Cuenca	Área (km ²)	Longitud del cauce principal (m)	Pendiente	Tc (h)
1	microcuenca	271.76	29824.82	0.0176	4.29

3.2. Determinación de los números de escurrimientos N

Para determinar la cantidad de precipitación que puede generar escurrimiento en los edificios nuevos, se determina por medio de la ecuación de los números de escurrimientos (Ecuación 1), tiene las siguientes características, la altura de lluvia total P se relaciona con la altura de lluvia efectiva Pe mediante la ecuación:

$$Pe = \frac{\left[P - \frac{508}{N} + 5.08 \right]^2}{P + \frac{2032}{N} - 20.32} \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde N , es el número de escurrimiento que depende del tipo y textura de suelo, así como la cobertura vegetal o urbana que presente en la cuenca, y tanto P como Pe se expresan en cm.

En la Tabla 3-3 se presentan los valores de *N* de acuerdo al tipo de suelo y uso de suelo y vegetación.

Tabla 3-3 Valores de *N* de acuerdo al tipo de suelo y uso de suelo y vegetación (Instituto de Ingeniería UNAM)

USO DE SUELO Y VEGETACIÓN (INEGI)	GRUPO HIDROLOGICO			
	A	B	C	D
AGRICULTURA (De Humedad, De Riego De Temporal)				
Condición hidrológica mala	72	81	88	91
Condición hidrológica regular	67	76	83	86
Condición hidrológica buena	62	71	78	81
ÁREA SIN VEGETACIÓN APARENTE	77	86	91	94
ASENTAMIENTO URBANO	82	88	91	93
Áreas abiertas, césped, parques, campos de golf, cementerios, etc.				
Condición hidrológica regular	49	69	79	84
Condición hidrológica buena	39	61	74	80
Residencial 50% o más área impermeable	77	85	90	92
Residencial 50% o menos área impermeable	61	75	83	87
Áreas comerciales de negocios (85% impermeables)	89	92	94	95
Distritos industriales (72% impermeables)	81	88	91	93
Parqueaderos pavimentados, techos, accesos, etc.	98	98	98	98
Calles y carreteras (Pavimentados con cunetas y alcantarillas)	98	98	98	98
Calles y carreteras de Grava	76	85	89	91
Calles y carreteras de Tierra	72	82	87	89
BOSQUE (Cultivado, De Encino, De Encino-Pino, De Oyamel, De Pino, De Tascate, Mesófilo de Montaña)				
Condición hidrológica mala	45	66	77	83
Condición hidrológica regular	36	60	73	79
Condición hidrológica buena	25	55	70	77
CARDONAL	54	71	80	89
CHAPARRAL (ARBUSTOS)	20	48	65	73
CUERPO DE AGUA	100	100	100	100
EROSIÓN	68	79	86	89
MANGLAR	100	100	100	100
MATORRAL (con Izotes, con Rosetofilos Acaules, Crasicaule, Desértico Microfilo, Desértico Rosetofilo, Espinoso, Inerme, Subinerme, Subtropical)				
Condición hidrológica mala	48	67	77	83
Condición hidrológica regular	34	58	71	78
Condición hidrológica buena	20	48	65	73
MEZQUITAL	68	79	86	92
NOPALERA	39	61	74	84
PALMAR	45	66	77	83
PASTIZAL (Cultivado, Halofilo, Inducido, Natural, Naturao-Huizachal)				
Condición hidrológica mala	68	79	86	89
Condición hidrológica regular	49	69	79	84
Condición hidrológica buena	39	61	74	80
PLANTACIÓN FORESTAL				

	Condición hidrológica mala	55	73	82	86
	Condición hidrológica regular	44	65	76	82
	Condición hidrológica buena	32	58	72	79
PRADERA DE ALTA MONTAÑA		30	58	71	78
SABANA		45	66	77	83
SELVA (Baja Caducifolia, Baja Caducifolia y Subcaducifolia, Baja Espinosa, Mediana, Subcaducifolia)		45	66	77	83
TULAR		68	79	86	92
VEGETACIÓN HALÓFILA		68	79	100	100
VEGETACIÓN SECUNDARIA		68	79	86	89

Para el caso de la microcuenca el valor de *N* ponderada en las condiciones actuales, se obtuvo de los usos de suelo y la edafología de la zona con las cartas de INEGI 1.250,000, para UVS serie VI y Edafología serie II, el área como se observa en la Tabla 3-4.

Tabla 3-4 Valor de *N* ponderado de la microcuenca

Usos de suelo	Edafología	Área (m ²)		N	N*A
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	1221	B	66	80586
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	805448	B	66	53159568
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LEPTOSOL	297931	B	76	22642756
VEGETACIÓN SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LEPTOSOL	88984	B	60	5339040
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LEPTOSOL	515090	B	85	43782650
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LEPTOSOL	247275	B	85	21018375
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	11087	B	66	731742
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	144226	B	66	9518916
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	3687017	B	66	243343122
PASTIZAL CULTIVADO	LEPTOSOL	20297873	B	69	1400553237
PASTIZAL CULTIVADO	LEPTOSOL	5318821	B	69	366998649
AGRICULTURA DE TEMPORAL ANUAL	LEPTOSOL	123728	B	67	8227912
AGRICULTURA DE TEMPORAL ANUAL	LEPTOSOL	594206	B	67	39514699
AGRICULTURA DE TEMPORAL ANUAL Y PERMANENTE	LEPTOSOL	1379747	B	67	91753175.5
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LEPTOSOL	28527	B	67	1897045.5
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LEPTOSOL	112784	B	67	7500136
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LEPTOSOL	1500699	B	67	99796483.5
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	3148946	B	60	188936760
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	205266	B	66	13547556
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	5436316	B	66	358796856
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	1060731	B	66	70008246
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	493481	B	66	32569746
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	1692635	B	66	111713910
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LEPTOSOL	11791	B	66	778206
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LEPTOSOL	81212	B	60	4872720
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LEPTOSOL	935293	B	61	57052873
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LEPTOSOL	186664	B	61	11386504
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LEPTOSOL	658323	B	61	40157703
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	10035	B	60	602100
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	106164	B	66	7006824
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	254585	B	60	15275100
PASTIZAL CULTIVADO	LEPTOSOL	4334552	B	69	299084088
PASTIZAL CULTIVADO	LEPTOSOL	24217957	B	69	1671039033
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LEPTOSOL	183684	B	81	14878404
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LEPTOSOL	2724719	B	81	220702239
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LEPTOSOL	534719	B	81	43312239

VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	3423437	B	66	225946842
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	19825	B	66	1308450
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	6127182	B	66	404394012
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LEPTOSOL	11078	B	66	731148
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LEPTOSOL	175292	B	66	11569272
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LEPTOSOL	64845	B	66	4279770
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LEPTOSOL	160	B	66	10560
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	735288	D	83	61028904
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	729309	D	83	60532647
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	1099757	D	83	91279831
PASTIZAL CULTIVADO	LUVISOL	3494660	D	80	279572800
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	18695178	D	91	1701261198
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	959862	D	83	79668546
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	95871	D	83	7957293
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	854733	D	83	70942839
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	722423	D	83	59961109
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	1728	D	83	143424
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	24112	D	83	2001296
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	1113632	D	83	92431456
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	1225108	D	81	99233748
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	888	D	83	73704
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	1226979	D	83	101839257
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LUVISOL	397414	D	89	35369846
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	10197313	D	83	846376979
AGRICULTURA DE TEMPORAL ANUAL	LUVISOL	946510	D	91	86132410
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	10627385	D	91	967092035
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	114704	D	83	9520432
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	73389	D	83	6091287
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	5265	D	83	436995
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	19241	D	83	1597003
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	18376	D	83	1525208
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	813137	D	83	67490371
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	251928	D	83	20910024
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	179107	D	83	14865881
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LUVISOL	141588	D	98	13875624
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LUVISOL	81422	D	98	7979356
PASTIZAL CULTIVADO	LUVISOL	2095309	D	89	186482501
PASTIZAL CULTIVADO	LUVISOL	3296423	D	89	293381647
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	192131	D	89	17099659
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	137566	D	89	12243374
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	8765581	D	89	780136709
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	3887835	D	89	346017315
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	3577912	D	89	318434168
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	220880	D	83	18333040
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	395542	D	83	32829986
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	76823	D	83	6376309
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	3495241	D	83	290105003
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	1421438	D	83	117979354
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	465149	D	83	38607367
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	8099501	D	83	672258583
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	147345	D	83	12229635
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LUVISOL	12357	D	98	1210986
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	93972	D	83	7799676
PASTIZAL CULTIVADO	LUVISOL	4607	D	89	410023
PASTIZAL CULTIVADO	LUVISOL	1267922	D	89	112845058
PASTIZAL CULTIVADO	LUVISOL	5336030	D	89	474906670

AGRICULTURA DE TEMPORAL ANUAL	LUVISOL	27011	D	89	2403979
AGRICULTURA DE TEMPORAL ANUAL	LUVISOL	255387	D	89	22729443
AGRICULTURA DE TEMPORAL ANUAL Y PERMANENTE	LUVISOL	44271	D	89	3940119
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	8373799	D	89	745268111
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	114376	D	89	10179464
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	72891	D	83	6049953
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	23751	D	83	1971333
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	48511	D	83	4026413
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	679203	D	83	56373849
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	1003242	D	83	83269086
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	387208	D	83	32138264
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	2215584	D	83	183893472
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	29839	D	83	2476637
VEGETACION SECUNDARIA ARBOREA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	1057885	D	83	87804455
ASENTAMIENTOS HUMANOS	LUVISOL	158671	D	98	15649758
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	31046	D	83	2576818
AGRICULTURA DE TEMPORAL ANUAL	LUVISOL	4251166	D	89	378353774
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	132195	D	83	10972185
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	LUVISOL	3241082	D	83	269009806
PASTIZAL CULTIVADO	LUVISOL	4615448	D	89	410774872
SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	1411	D	83	117113
SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	61575	D	83	5110725
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	6913	D	83	573779
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	23467	D	83	1947761
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	33560	D	83	2785480
PASTIZAL CULTIVADO	LUVISOL	10112419	D	89	900005291
SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	1587	D	89	141243
SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	6006360	D	83	498527880
AGRICULTURA DE TEMPORAL PERMANENTE	LUVISOL	309009	D	83	25647747
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	4416395	D	83	366560785
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	1042295	D	83	86510485
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	10868379	D	83	902075457
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	2512574	D	83	208543642
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	LUVISOL	7632638	D	83	633508954
ASENTAMIENTOS HUMANOS	No aplica	411831	B	89	36652959
PASTIZAL CULTIVADO	No aplica	49	B	89	4361
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	PHAEZEM	706303	C	83	58623149
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	PHAEZEM	1316138	C	83	109239454
BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	PHAEZEM	422673	C	83	35081859
PASTIZAL CULTIVADO	PHAEZEM	4504178	C	83	373846774
SELVA ALTA PERENNIFOLIA	PHAEZEM	39894	C	83	3311202
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	PHAEZEM	96879	C	83	8040957
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE BOSQUE MESOFILO DE MONTAÑA	PHAEZEM	2818812	C	83	233961396
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	PHAEZEM	93881	C	83	7792123
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	PHAEZEM	127278	C	83	10564074
VEGETACION SECUNDARIA ARBUSTIVA DE SELVA ALTA PERENNIFOLIA	PHAEZEM	76163	C	83	6321529
ASENTAMIENTOS HUMANOS	PHAEZEM	20853	C	98	2043594
		271759846			21790307399
				N=	80

Debido a que se espera que la microfrecuencia es rural el valor de *N* recomendado fue de 80.

4. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE PRECIPITACIONES

4.1. Proceso de selección de estaciones climatológicas

Las estaciones climatológicas se seleccionaron de acuerdo a un criterio; las que se localizan en las inmediaciones del Aeropuerto y estén a una distancia menor a los 30 km de la zona de estudio. De tal manera que se localizaron 5 estaciones climatológicas que se observan en la Tabla 2-1. Para tal efecto se aplicaron pruebas de homogeneidad e independencia que se explican a continuación:

4.2. Análisis de homogeneidad e independencia de los datos de campo

Una serie de datos es llamada homogénea si es de una única población. La homogeneidad de una serie de datos de lluvias se puede perder por un sin número de causas, que pueden ser de dos tipos: primero, las debidas a cambios físicos en la propia estación pluviométrica y segundo, las originadas por las modificaciones o cambios en el medio ambiente. Algunas de las causas principales de pérdida de homogeneidad de una serie de lluvias pueden ser:

- 1.- Cambio en la localización del pluviómetro.
- 2.- Cambio en la forma de exposición, o reposición del aparato.
- 3.- Cambio en el procedimiento de observación, o remplazo del operador.
- 4.- Construcción de embalses en las cercanías.
- 5.- Deforestación y reforestación en la zona.
- 6.- Desecación de pantanos.
- 7.- Aperturas de nuevas áreas de cultivo en los alrededores
- 8.- Industrialización en áreas circundantes, etc.

Para probar la homogeneidad de una muestra de datos de lluvia se tienen diferentes tipos de pruebas estadísticas como la de Helmer, de Secuencias y la de Cramer (Campos, 1998).

Para llevar a cabo un análisis de frecuencias se requiere que la muestra de datos de una serie está compuesta de variables aleatorias. Para probarlo se aplica la prueba de independencia de Anderson, la cual hace uso del coeficiente de correlación serial para diferentes tipos de retraso (Escalante, 2002).

4.2.1. Pruebas de homogeneidad

4.2.1.1. Prueba de homogeneidad de Helmer

Con fines prácticos se puede decir que una serie de lluvias anuales y en general una serie climatológica, presenta como alternativas a la homogeneidad, los cambios bruscos (saltos) de su valor medio, la tendencia o alguna forma de oscilación.

La prueba de Helmer es bastante sencilla y consiste en analizar el signo de las desviaciones de cada evento de la serie con respecto a su valor medio. Si una desviación es de un cierto signo es seguida por otra del mismo signo, una secuencia (S) es creada. En contraste, si una desviación es seguida por otra de

signo contrario, un cambio (C) será registrado. Cada año, excepto el primero, definirán una secuencia o un cambio.

Si la serie es homogénea, la diferencia entre el número de secuencias (S) y el número de cambios (C) en el registro deberá ser cero, dentro de los límites de un error probable, el cual de hecho depende de la longitud del registro (n), esto es (Campos, 1998):

$$S - C = 0 \pm \sqrt{n-1} \text{ o bien: } S - C = \pm \sqrt{n-1}$$

Los análisis realizados con la prueba de Helmer a los datos de lluvias de las 8 estaciones climatológicas realizadas con el programa AFA V.1.1, como se puede observar en los cálculos realizados, ver el anexo A.

4.2.1.2. Prueba de homogeneidad de las Secuencias

Esta prueba es bastante común y muy sensitiva; se realiza el número de secuencias o rachas (u) arriba o abajo la mediana de la serie. El valor de la mediana se obtiene ordenando los datos respecto a su magnitud y seleccionando el valor central, si n es impar, o la media aritmética de los dos valores centrales, si n es par. Usando el valor de la mediana, se marca con A si es mayor y con B si es menor, cada dato o evento de la serie; las secuencias o sucesión de valores A o B son contabilizadas y para concluir que la serie es homogénea el número de secuencias (u) debe estar comprendido entre el rango de la Tabla 4-1, para el número de años de registro (n), (Campos, 1998).

Tabla 4-1 Rango del número de secuencias (u) para un registro homogéneo

Número de datos n	Rango de u	Número de datos n	Rango de u
12	5 - 8	32	13 - 20
14	5 - 10	34	14 - 21
16	6 - 11	36	15 - 22
18	7 - 12	38	16 - 23
20	8 - 13	40	16 - 25
22	9 - 14	50	22 - 30
24	9 - 16	60	26 - 36
26	10 - 17	70	31 - 41
28	11 - 18	80	35 - 47
30	12 - 19	100	45 - 57

Los análisis realizados con la prueba de las secuencias a los datos de lluvias de las 8 estaciones climatológicas realizadas con el programa AFA V.1.1, como se puede observar en los cálculos realizados, ver el anexo A.

4.2.1.3. Prueba de homogeneidad de Cramer

La prueba de Cramer es bastante útil, para investigar la homogeneidad de una muestra. En la prueba de Cramer, se utiliza la media (\bar{x}) y la desviación típica (S) del registro total de n valores. Por otra parte

$$\bar{x}_k = \frac{\sum_{i=k+1}^{i=k+n} x_i}{n}$$

$$\bar{\tau}_k = \frac{(\bar{x}_k - \bar{X})}{S}$$

$$t_k = \left[\frac{n'(n-2)}{n - n'(1 - (\tau_k)^2)} \right]^{1/2} (\tau_k)$$

La estadística t_k tiene distribución t de Student de dos colas con $\nu = n - 2$ grados de libertad y es utilizada en la misma forma que la estadística t_d , (Campos, 1998).

Los análisis realizados con la prueba de Cramer a los datos de lluvias de las 5 estaciones climatológicas realizadas con el programa AFA V.1.1, como se puede observar en los cálculos realizados, ver el anexo A.

4.2.1.4. Prueba de Independencia de Anderson

Para llevar a cabo un ajuste a un modelo de probabilidades se requiere que la muestra este compuesta de variables aleatorias. Para probarlo se aplica la prueba de independencia de Anderson, la cual hace uso del coeficiente de autocorrelación serial para diferentes tipos de retraso k .

$$r_k^j = \frac{\sum_{i=1}^{n_j-k} (h_i^j - \bar{h}^j)(h_{i+k}^j - \bar{h}^j)}{\sum_{i=1}^{n_j} (h_i^j - \bar{h}^j)}$$

Donde

$$\bar{h}_j = \sum_{i=1}^{n_j} \frac{h_i^j}{n_j}$$

Además, los límites al 95% de confianza para r_k^j se pueden obtener como

$$r_k^j(95\%) = \frac{-1 \pm 1.96\sqrt{(n_j - k - 1)}}{n_j - k}$$

La gráfica de los valores estimados para r_k^j (ordenadas) contra los tiempos de retraso k (abscisas), junto con sus correspondientes límites de confianza, se llama correlograma de la muestra.

Si solo el 10 % de los valores r_k^j sobrepasan los límites de confianza se dice que la serie h_i^j es independiente y por lo tanto es una variable que sigue las leyes de la probabilidad (Escalante, 2002).

Los análisis realizados con la prueba de Anderson lluvias de las 5 estaciones climatológicas realizadas con el programa AFA V.1.1, como se puede observar en los cálculos realizados, ver el anexo A.

4.2.2. Resultados homogeneidad e independencia

Al aplicar las pruebas descritas anteriormente se obtuvieron los resultados mostrados en la Tabla 4-2. Como puede observarse todas las muestras son independientes y en su mayoría son homogéneas, este análisis se llevó se realizó con el programa Análisis de Frecuencias AFA Versión 1.1 (Gómez, et al, 2010).

Tabla 4-2 Resultados de las pruebas de homogeneidad e independencia

Número	Clave	Estación	Helmert	t de Student	Cramer (60 %)	Cramer (30 %)	Anderson
1	7032	CHAPULTENANGO	Homogénea	Homogénea	No Homogénea	No Homogénea	Independiente
2	7082	IXTACOMITAN	Homogénea	No Homogénea	No Homogénea	Homogénea	Independiente
3	7167	TAPILULA	Homogénea	Homogénea	No Homogénea	No Homogénea	Independiente
4	7186	FINCA EL ESCALON	Homogénea	Homogénea	No Homogénea	Homogénea	Independiente
5	7217	SOLOSUCHIAPA	Homogénea	Homogénea	No Homogénea	Homogénea	Independiente
6	7365	OCOTEPEC	Homogénea	Homogénea	No Homogénea	Homogénea	Independiente

Los resultados de las pruebas de homogeneidad indicaron que las 6 estaciones climatológicas al menos una de las tres pruebas aplicadas es homogénea, mientras que la prueba de independencia los registros de precipitaciones de las 6 estaciones son aleatorias, por lo tanto, se tomaron para hacer la regionalización.

5.3.- Análisis de estacionariedad de los datos de campo

Para que los resultados del análisis probabilístico de un registro de precipitaciones máximas en 24 horas anual conduzcan a predicciones confiables, sus datos deben de proceder de un proceso aleatorio estacionario, lo cual implica que no haya cambiado en el tiempo. Entonces, la serie anual debe estar integrada por valores independientes, que estén libres de componentes determinísticas, para que tal registro sea homogéneo (Aranda, 2018). Lógicamente, si un registro de anual muestra persistencia, tendencia o cambios en la media o en la variabilidad, sus parámetros estadísticos no serán confiables, para llevar a cabo la regionalización.

Una serie con tendencia es un ejemplo de una serie no estacionaria. La no estacionariedad surge además de cambios repentinos, cambios escalonados en las series de los registros o si hay una marcada fluctuación en los registros. Una serie de registros exhibe fluctuaciones si el promedio de ventanas de tiempo, por ejemplo, de 10 años, de la serie de registros va cambiando notablemente pero no en una dirección consistente. Las fluctuaciones están relacionadas con la variabilidad natural (variabilidad climática), especialmente en registros cortos (IH, 1999, citado por Hurtado, 2015).

Por lo anterior se aplicaron pruebas estadísticas que se emplearán para evaluar la tendencia de las series de precipitaciones máximas anuales como son; la prueba de Spearman, de Kendall, y Mann-Kendall. La potencia (definida como la probabilidad de rechazar correctamente la hipótesis nula cuando esta es falsa) en detectar tendencias de las pruebas de Mann-Kendall y la de Spearman es muy similar.

5.3.1.- Test de Spearman

Un test no paramétrico utilizado en estadística en la identificación de tendencias en series temporales, es el test de correlación por rangos de Spearman (Machiwal y Jha, 2012).

El test de Spearman estima la dependencia estadística entre dos variables aleatorias continuas, que para el caso del análisis de tendencias en el tiempo es empleado como variable explicativa.

La variable ρ está definida como el coeficiente de correlación de Pearson entre variables categorizadas. Los n valores originales X_i y Y_i son convertidos en rangos x_i y y_i y ρ se calcula:

$$\rho = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \sum_i (y_i - \bar{y})^2}}$$

La interpretación de la prueba viene dada por el signo de la correlación, indicando la dirección de la asociación entre las variables. Si y tiende a aumentar cuando aumenta x , el coeficiente de Spearman es positivo. Si y tiende a disminuir cuando aumenta x , el coeficiente de Spearman es negativo. Una correlación de Spearman de cero indica que no existe una tendencia de y para aumentar o disminuir cuando aumenta x . Los signos se determinaron en base a una aproximación a la distribución t de Student.

5.3.2.- Test de Mann-Kendall

Es una prueba no paramétrica que busca tendencia en la serie sin importar si es lineal o no lineal; pero el registro no debe mostrar persistencia. Su estadístico operativo S_s es la suma de los signos de las diferencias (z) de todas las parejas factibles de formar, por ello su expresión es (Manly, 2001, referenciado por Campos, 2015):

$$S_s = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{signo}(x_i - x_j)$$

en la cual, el signo(z) es -1 para $z < 0$, 0 para $z = 0$ y $+1$ para $z > 0$. Para una serie con valores aleatorios se espera que $S_s = 0$, cuya varianza es (Hirsch et al., 1993; Machiwal y Jha, 2012, referenciado por Campos, 2015):

$$\text{Var}(S_s) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$$

El estadístico de la prueba es

$$Z_s = \frac{S_s + m_c}{\sqrt{\text{var}(S_s)}}$$

En la expresión anterior, $m_c = 1$ cuando $S_s < 0$ y $m_c = -1$ para $S_s > 0$. Si el valor absoluto de Z_s es mayor que el valor crítico de la distribución normal estándar, la serie presenta tendencia creciente o decreciente

con un nivel de significancia α . Para $\alpha = 5\%$ el valor crítico es 1.960. La varianza se debe corregir cuando existen datos iguales o la muestra es censurada (Hirsch et al., 1993, referenciado por Campos, 2015).

5.3.3.- Resultados del análisis de estacionariedad de los datos de campo

Los resultados presentados en la Tabla 4-3 se presentan los resultados de las dos pruebas presentadas para determinar la tendencia o estacionariedad de los registros máximos de 24 horas. El cálculo se realizó con el programa TREND (Change detection Software) basados en la WMO/UNESCO WCP, creado en la Melbourne and Griffith University.

Tabla 4-3 Resultados de las pruebas de estacionariedad

Número	Clave	Estación	Spearman	Mann-Kendall
1	7032	CHAPULTENANGO	Estacionaria	Estacionaria
2	7082	IXTACOMITAN	Estacionaria	Estacionaria
3	7167	TAPILULA	Estacionaria	Estacionaria
4	7186	FINCA EL ESCALON	Estacionaria	Estacionaria
5	7217	SOLOSUCHIAPA	Estacionaria	Estacionaria
6	7365	OCOTEPEC	No estacionario	No estacionario

Los resultados de la Tabla 4-3 muestra que cinco estaciones presentan un proceso estacionario y una no, por lo tanto, la regionalización puede aplicarse a las cinco estaciones.

5. REGIONALIZACIÓN DE PRECIPITACIONES

5.1. Métodos de homogeneidad regional

Los métodos de homogeneidad regional que se utilizarán en el presente trabajo son el método de momentos-L, el de Discordancia y el de Langbein (modificado) estos tres métodos son estadísticos, se describen a continuación;

5.1.1. Métodos estadísticos

5.1.1.1. Método de Momentos-L

Según Hosking y Wallis (1997) una región homogénea se identifica aplicando el siguiente procedimiento:

a) Estimación de estadísticos por Momentos-L

- Se ordena la serie de eventos extremos en forma descendente
- Se calculan los estimadores $\hat{\beta}$ aplicando las ecuaciones siguientes:

$$\beta_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

$$\beta_1 = \frac{1}{n(n-1)} \sum_{i=1}^{n-1} x_i (n-i)$$

$$\beta_2 = \frac{1}{n(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^{n-2} x_i (n-i)(n-i-1)$$

$$\beta_3 = \frac{1}{n(n-1)(n-2)(n-3)} \sum_{i=1}^{n-3} x_i (n-i)(n-i-1)(n-i-2)$$

Donde n es el número de datos de la serie, i es el orden de cada dato ordenado de mayor a menor, x_i el valor i -ésimo de la serie de n datos.

- Se calculan los Momentos-L

$$\begin{aligned}\lambda_1 &= \beta_0 \\ \lambda_2 &= 2\beta_1 - \beta_0 \\ \lambda_3 &= 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \\ \lambda_4 &= 20\beta_3 + 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0\end{aligned}$$

- Se obtienen los Momentos-L adimensionales: τ_2 , τ_3 y τ_4 , que equivalen a los momentos centrales, es decir:

El coeficiente de variación de los momentos centrales es

$$\tau_2 = L - C_v = \lambda_2 / \lambda_1$$

El coeficiente de asimetría

$$\tau_3 = L - C_a = \lambda_3/\lambda_2$$

El coeficiente de picudez o curtosis

$$\tau_4 = L - C_k = \lambda_4/\lambda_2$$

b) Representación gráfica de los Momentos-L:

En el análisis regional resulta conveniente representar gráficamente los Momentos-L adimensionales de las series (ecuaciones anteriores), ya que permiten analizar rápidamente la discordancia entre una y otra serie. La práctica de los autores ha mostrado que las relaciones gráficas, más convenientes son: de $L - C_a$ contra $L - C_v$, y la de $L - C_a$ frente a $L - C_k$. Los valores así graficados definen nubes de puntos que pueden ser encerrados por elipses concéntricas, construidas con el eje mayor y menor elegidos de manera que contenga el mayor número de puntos en cada plano. Se construyen elipses de manera que ajuste y contenga el mayor número de puntos que se apartan de las características estadísticas del resto, un ejemplo claro de discordancia. Aquellos puntos que se hallen fuera de la elipse serán las estaciones discordantes.

A partir de los planos construidos se puede medir la dispersión con una distancia media entre el dato del sitio de interés y la del grupo, y los datos discordantes serán aquellos que queden fuera de la elipse.

De acuerdo con Hosking y Wallis (1997), las muestras pequeñas también pueden ser tomadas en cuenta utilizando una ponderación en función con la longitud de las series y para la delimitación de regiones homogéneas es conveniente considerar series con registros simultáneos, salvo en los casos en los que faltan datos en alguna de las series, allí se verá la conveniencia de completar el registro o en caso extremo eliminar la serie incompleta o solo parte de ella.

5.1.1.2. Método de Langbein (modificado)

Su aplicación se lleva a cabo a través de los cuatro pasos siguientes (Campos, 2012):

Paso 1. Se calcula el coeficiente de variación de cada sitio i (Cv_i) y se obtiene su promedio ponderado por las longitudes de registro n_i con la expresión Cv^R .

$$Cv_i = s_i/\bar{Q}_i$$
$$\bar{Q}_i = \sum_{j=1}^{n_i} Q_j^i/n_i$$
$$s_i = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n_i} (Q_j^i - \bar{Q}_i)^2}{n_i - 1}}$$

$$Cv^R = \frac{\sum_{i=1}^m n_i Cv_i}{\sum_{i=1}^m n_i}$$

m es el número de estaciones hidrométricas de la región que se analiza. Cv^R es el coeficiente de variación regional.

Paso 2. El valor anterior se corrige por sesgo, sumándole el resultado de la ecuación siguiente:

$$sesgo(Cv^R) = Cv^R \psi(Cv^R) / \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m n_i$$

donde

$$\psi(Cv) = Cv^2 - 0.57 \cdot Cv - 0.55$$

Paso 3. Se determinan, con base en los Cv_i , los intervalos de confianza del periodo de retorno (TS , TI) necesarios para las longitudes de registro n_i , con base en las ecuaciones siguientes:

$$T_{S/I} = 1 / \left\{ 1 - \exp \left[- \exp \left(- \left(2.2504 + sesgo y_{10}^i \pm 1.96 \sqrt{var y_{10}^i} \right) \right) \right] \right\}$$

$$sesgo y_{10}^i = 1.6732 \left[\frac{\phi(Cv) - \psi(Cv)}{n_i} - \frac{\phi(Cv) - m\psi(Cv)}{\sum_{i=1}^m n_i} \right]$$

y

$$var y_{10}^i = 2.80 \phi(Cv) \left[\frac{1}{n_i} - \frac{1}{\sum_{i=1}^m n_i} \right]$$

donde

$$\phi(Cv) = Cv^2 - 1.14Cv + 1.10$$

En las fórmulas anteriores y_{10}^i , es el estimador de la variable reducida de Gumbel de periodo de retorno 10 años en el sitio i .

Paso 4. Para cada sitio se calcula la estimación de la variable reducida con la expresión siguiente:

$$y_{10}^i = 1.6732 \frac{Cv^R}{Cv^i} + 0.5772$$

y se obtiene su correspondiente periodo de retorno con la ecuación:

$$T(Q_{10}^i) = 1 / \{ 1 - \exp(-\exp[-(y_{10}^i)]) \}$$

Se contabiliza el número de veces (k) que el valor anterior está fuera de los intervalos de confianza respectivos, calculados en el paso anterior.

El número máximo de valores de k que son admisibles en una región homogénea se obtienen mediante la distribución de Bernoulli, considerando cada sitio como un experimento con probabilidad de éxito 0.05 y de fracaso 0.95, entonces (Campos, 2012):

$$P(k \geq k_c) = \sum_{j=k_c}^m \frac{m!}{j!(m-j)!} (0.05)^j (0.95)^{m-j} = \alpha$$

en donde α es la probabilidad de cometer error tipo I en el test, es decir, 5%. Las mejores aproximaciones son: $\alpha = 4.44\%$ y $\alpha = 5.03\%$, se obtuvieron con $m = 7$ y $k_c = 2$ y con $m = 17$ y $k_c = 3$, respectivamente. Para fines prácticos se puede aceptar $k_c = 2$ para $5 \leq m \leq 10$ y $k_c = 3$ cuando $11 \leq m < 19$. Entonces, cuando $k < k_c$ la región es homogénea, en caso contrario es no homogénea. Conviene recordar, que no es recomendable con fines prácticos, formar regiones con más de 20 sitios.

En caso de querer aplicar la prueba con $\alpha = 1.0\%$, la única aproximación se obtiene con $m = 15$ y $k_c = 2$, lo cual implica que con confiabilidad de 99% sólo en regiones con 15 o más sitios es aceptable tener $k_c = 2$. Por el contrario, cuando en la prueba se quiera utilizar $\alpha = 10\%$, sus tres mejores aproximaciones se obtienen con $m = 6$, $k_c = 2$, $m = 11$, $k_c = 3$ y $m = 18$ y $k_c = 4$; por lo cual, con confiabilidad de 90% se puede aceptar, de manera aproximada, que $k_c = 2$ en regiones con menos de 7 sitios, $k_c = 3$ cuando $8 \leq m < 16$ y $k_c = 4$ regiones con más de 17 sitios.

5.1.1.3. Método de Fisher

La prueba de Fisher sirve para identificar regiones homogéneas, la cual define si dos conjuntos de datos muestrales forman parte de la misma población comparando sus varianzas. Para realizar la comparación se calcula el cociente entre las dos varianzas, siendo el numerador la mayor de ellas. Si el cociente es menor que el valor límite de la función F de Fisher se acepta que los dos conjuntos de datos provienen de la misma población. En la Tabla 5-1, se muestran los límites de la función F correspondientes a una probabilidad de excedencia del 10% (CFE, 2018).

Tabla 5-1 Valores de la función de distribución de Fisher para una probabilidad de excedencia del 10% $P(F > F_{\alpha, \nu_1, \nu_2}) = 0.1$ (CFE, 2018)

		ν_2																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	15	20	30	60	100	∞
ν_1	1	39.86	49.50	53.59	55.83	57.24	58.20	58.91	59.44	59.86	60.19	60.71	61.22	61.74	62.26	62.79	63.01	63.33
	2	8.53	9.00	9.16	9.24	9.29	9.33	9.35	9.37	9.38	9.39	9.41	9.42	9.44	9.46	9.47	9.48	9.49
	3	5.54	5.46	5.39	5.34	5.31	5.28	5.27	5.25	5.24	5.23	5.22	5.20	5.18	5.17	5.15	5.14	5.13
	4	4.54	4.32	4.19	4.11	4.05	4.01	3.98	3.95	3.94	3.92	3.90	3.87	3.84	3.82	3.79	3.78	3.76
	5	4.06	3.78	3.62	3.52	3.45	3.40	3.37	3.34	3.32	3.30	3.27	3.24	3.21	3.17	3.14	3.13	3.10
	6	3.78	3.46	3.29	3.18	3.11	3.05	3.01	2.98	2.96	2.94	2.90	2.87	2.84	2.80	2.76	2.75	2.72
	7	3.59	3.26	3.07	2.96	2.88	2.83	2.78	2.75	2.72	2.70	2.67	2.63	2.59	2.56	2.51	2.50	2.47
	8	3.46	3.11	2.92	2.81	2.73	2.67	2.62	2.59	2.56	2.54	2.50	2.46	2.42	2.38	2.34	2.32	2.29
	9	3.33	3.01	2.81	2.64	2.61	2.55	2.51	2.47	2.44	2.42	2.38	2.34	2.30	2.25	2.21	2.19	2.16
	10	3.29	2.92	2.73	2.61	2.52	2.46	2.41	2.38	2.35	2.32	2.28	2.24	2.20	2.16	2.11	2.09	2.06
	11	3.23	2.86	2.66	2.54	2.45	2.39	2.34	2.30	2.27	2.25	2.21	2.17	2.12	2.08	2.03	2.01	1.97
	12	3.18	2.81	2.61	2.48	2.39	2.33	2.28	2.24	2.21	2.19	2.15	2.10	2.06	2.01	1.96	1.94	1.90
	13	3.14	2.76	2.56	2.43	2.35	2.28	2.23	2.20	2.16	2.14	2.10	2.05	2.01	1.96	1.90	1.88	1.85
	14	3.10	2.73	2.52	2.39	2.31	2.24	2.19	2.15	2.12	2.10	2.05	2.01	1.96	1.91	1.86	1.83	1.80
	15	3.07	2.70	2.49	2.36	2.27	2.21	2.16	2.12	2.09	2.06	2.02	1.97	1.92	1.87	1.82	1.79	1.76
	16	3.05	2.67	2.46	2.33	2.24	2.18	2.13	2.09	2.06	2.03	1.99	1.94	1.89	1.84	1.78	1.76	1.72
	17	3.03	2.64	2.44	2.31	2.22	2.15	2.10	2.06	2.03	2.00	1.96	1.91	1.86	1.81	1.75	1.73	1.69
	18	3.01	2.62	2.42	2.29	2.20	2.13	2.08	2.04	2.00	1.98	1.93	1.89	1.84	1.78	1.72	1.70	1.66
	19	2.99	2.61	2.40	2.27	2.18	2.11	2.06	2.02	1.98	1.96	1.91	1.86	1.81	1.76	1.70	1.67	1.63

20	2.97	2.59	2.38	2.25	2.16	2.09	2.04	2.00	1.96	1.94	1.89	1.84	1.79	1.74	1.68	1.65	1.61
21	2.96	2.57	2.36	2.23	2.14	2.08	2.02	1.98	1.95	1.92	1.87	1.83	1.78	1.72	1.66	1.63	1.59
22	2.95	2.56	2.35	2.22	2.13	2.06	2.01	1.97	1.93	1.90	1.86	1.81	1.76	1.70	1.64	1.61	1.57
23	2.94	2.55	2.34	2.21	2.11	2.05	1.99	1.95	1.92	1.89	1.84	1.80	1.74	1.69	1.62	1.59	1.55
24	2.93	2.54	2.33	2.19	2.10	2.04	1.98	1.94	1.91	1.88	1.83	1.78	1.73	1.67	1.61	1.58	1.53
25	2.92	2.53	2.32	2.18	2.09	2.02	1.97	1.93	1.89	1.87	1.82	1.77	1.72	1.66	1.59	1.56	1.52
26	2.91	2.52	2.31	2.17	2.08	2.01	1.96	1.92	1.88	1.86	1.81	1.76	1.71	1.65	1.58	1.55	1.50
27	2.90	2.51	2.30	2.17	2.07	2.00	1.95	1.91	1.87	1.85	1.80	1.75	1.70	1.64	1.57	1.54	1.49
28	2.89	2.50	2.29	2.16	2.06	2.00	1.94	1.90	1.87	1.84	1.79	1.74	1.69	1.63	1.56	1.53	1.48
29	2.89	2.50	2.28	2.15	2.06	1.99	1.93	1.89	1.86	1.83	1.78	1.73	1.68	1.62	1.55	1.52	1.47
30	2.88	2.49	2.28	2.14	2.05	1.98	1.93	1.88	1.85	1.82	1.77	1.72	1.67	1.61	1.54	1.51	1.46
40	2.84	2.44	2.23	2.09	2.00	1.93	1.87	1.83	1.79	1.76	1.71	1.66	1.61	1.54	1.47	1.43	1.38
60	2.79	2.39	2.18	2.04	1.95	1.87	1.82	1.77	1.74	1.71	1.66	1.60	1.54	1.48	1.40	1.36	1.29
80	2.77	2.37	2.15	2.02	1.92	1.85	1.79	1.75	1.71	1.68	1.63	1.57	1.51	1.44	1.36	1.32	1.24
100	2.76	2.36	2.14	2.00	1.91	1.83	1.78	1.73	1.69	1.66	1.61	1.56	1.49	1.42	1.34	1.29	1.21
∞	2.71	2.30	2.08	1.94	1.85	1.77	1.72	1.67	1.63	1.60	1.55	1.49	1.42	1.34	1.24	1.18	1.00

5.2. Método de regionalización

En nuestro país los registros de lluvias y escurrimientos no son, por lo general, muy extensos por lo que la aplicación de métodos de análisis regional que permitan disminuir los errores al estimar lluvias o gastos para periodos de retorno grandes es deseable. Además, los resultados generados pueden ser útiles en cuencas no aforadas, dentro de la región de estudio.

La filosofía de los métodos de análisis regional es aprovechar la información disponible en toda una zona, en lugar de analizar los datos de las estaciones por separado, lo que permite conformar muestras con más elementos y por lo tanto estimar eventos de diseño más confiables, sobre todo para periodos de retorno grandes (Guichard, 1998).

5.2.1. Método de las estaciones-año

Este método permite obtener una curva regional que relaciona el período de retorno con las precipitaciones máximas anuales por estación, previamente transformados, de manera que el análisis se hace conformando una muestra muy grande de datos, que contiene tantos elementos como estaciones-año se consideren en el análisis (Luna, 2015).

El proceso para aplicar este método consiste en los pasos siguientes:

- Se eligen las estaciones a considerar en el análisis procurando que tengan características hidrológicas semejantes.
- Se obtienen las precipitaciones máximas anuales registradas el año i en la estación j , $P(i,j)$, para todas las estaciones.
- Se aplica alguna prueba de homogeneidad de manera de conformar subgrupos, en caso necesario.
- Se forman muestras de datos homogeneizados, mediante la función de transformación $T(j)$

$$T(j) = 1/\overline{P(j)}$$

Donde $\overline{P(j)}$ es el promedio de las lluvias máximas anuales de la estación j .

- e) Se forma una muestra con todos los datos de las estaciones consideradas, obtenidos en el punto d.
- f) Se ajustan funciones de distribución de probabilidad a la muestra anterior, a fin de extrapolar a los períodos de retorno deseados.
- g) Contando con esta curva regional, bastará aplicar el proceso inverso cuando se desee obtener lluvias de diseño en una estación particular.

6. RESULTADOS DE HOMOGENEIDAD REGIONAL Y REGIONALIZACIÓN DE PRECIPITACIONES.

6.1. Resultados de los métodos de homogeneidad regional

6.1.1. Método de momentos-L

Por otro lado se aplicó el método de los Momentos-L, de acuerdo a la metodología propuesta por Hosking y Wallis (1997) para determinar una región homogénea se grafican el coeficiente de curtosis, t_4 , versus coeficiente de asimetría, t_3 , si al graficar estos coeficientes, ellos se encuentran en una elipse concéntrica con los ejes mayor y menor elegidos para ajustar los datos a la elipse, como se observa en la Tabla 6-1, los puntos que quedan fuera de la elipse se les llama discordantes y no pertenecen a la región homogénea, en este caso es la estación todas las estaciones climatológicas se encuentran dentro de la elipse en color verde. La media de los coeficientes de curtosis y asimetría se presentan por medio de un cuadrado color azul.

En la Tabla 6-1 se muestran los coeficientes de variación, asimetría y curtosis obtenidos a partir de las ecuaciones t_2 , t_3 , t_4 . Las ecuaciones utilizadas para calcular los coeficientes mencionados son insesgadas, ya que para estudios regionales hidrológicos con muestras pequeñas de datos se deben aplicar las ecuaciones insesgadas (Escalante, y Reyes, 2002).

Tabla 6-1 Coeficientes de variación, asimetría y curtosis obtenidas con las ecuaciones insesgadas

CLAVE	ESTACIÓN	DATOS	τ_2	τ_3	τ_4
7032	CHAPULTENANGO	26	0.172	0.147	0.157
7082	IXTACOMITAN	15	0.129	0.453	0.270
7167	TAPILULA	42	0.240	0.203	0.135
7186	FINCA EL ESCALON	28	0.195	0.075	0.083
7217	SOLOSUCHIAPA	33	0.146	0.004	0.056
7365	OCOTEPEC	33	0.230	0.194	0.293

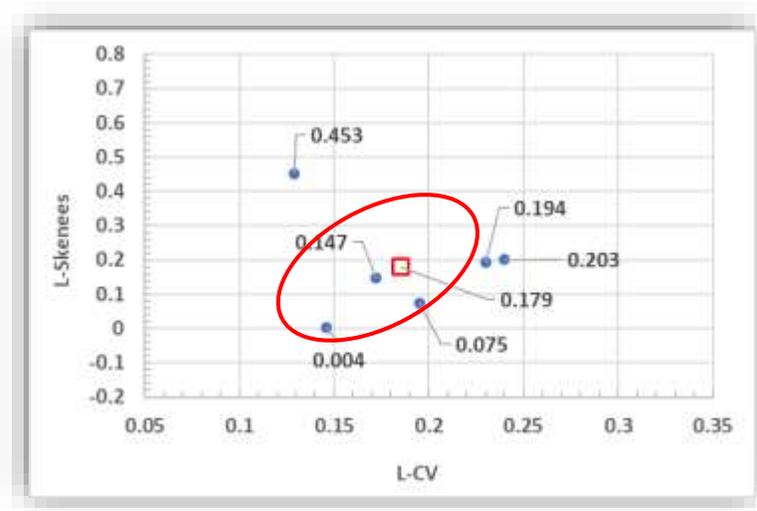


Figura 6-1 Estaciones homogéneas y discordantes al grupo

La Figura 6-1 muestra que las estaciones que se agrupan dentro de la elipse cuyo centroide es la media son 7032, 7186, 7217 y 7395 presentan homogeneidad. Mientras las estaciones que son discordantes, 7082 y 7167.

La Figura 6-2 se determinó con la metodología presentada por Escalante formando cuatro regiones homogéneas. En la Tabla 6-2 Grupo de estaciones que forman regiones homogéneas se muestran las estaciones dentro de las cuatro regiones homogéneas.

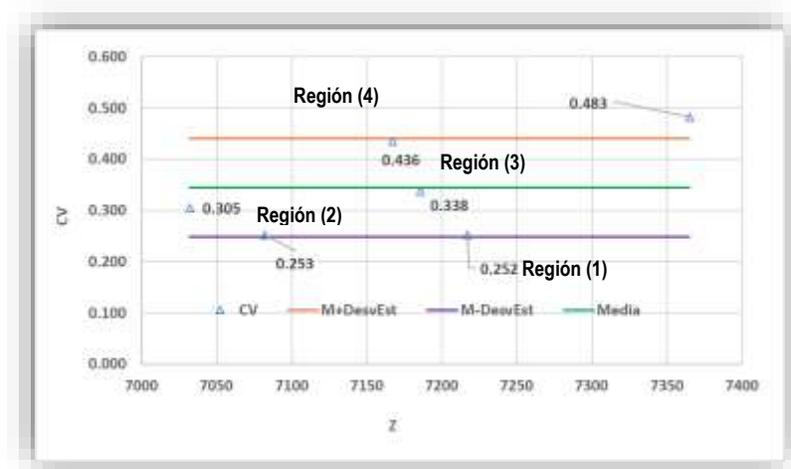


Figura 6-2 Regiones homogéneas con las 6 estaciones utilizadas para la regionalización

Tabla 6-2 Grupo de estaciones que forman regiones homogéneas

REGIÓN (1)	REGION (2)	REGION (3)	REGION (4)
-	7032	7167	7365
-	7082	-	-
-	7217	-	-
-	7178	-	-

Al aplicar la prueba de los coeficientes de variación las estaciones 7167 (Tapilula) y 7365 () con un CV =0.436 y CV=0.483 queda fuera de la región homogénea, los cuatro restantes quedan dentro de la región 2.

6.1.2. Método de Langbein (modificado)

El método de Langbein se aplicó a las 5 estaciones climatológicas, los resultados se presentan en la Tabla 6-3 Resultado de aplicar el método de Langbein modificado.

Tabla 6-3 Resultado de aplicar el método de Langbein modificado

Clave	Nombre	No Datos	C.V	Tsuperior	TQ	Tinferior
7032	CHAPULTENANGO	26	0.305	17.5210	11.8487	6.3479
7082	IXTACOMITAN	15	0.253	23.1834	17.1462	5.5771
7167	TAPILULA	42	0.436	14.5091	6.6689	7.0862
7186	FINCA EL ESCALON	28	0.338	16.9145	10.005	6.4726
7217	SOLOSUCHIAPA	33	0.252	16.1356	17.2944	6.6289
7365	OCOTEPEC	33	0.483	15.6829	6.2589	6.7652

De acuerdo al método de Langbein modificado todas las estaciones homogéneas a la región son 7032, 7082 y 7186, ya que los valores TQ se encuentran dentro del T_{inf} y T_{sup} , mientras que las estaciones no son homogéneas a la región son 7167, 7217 y 7365.

Los valores obtenidos demuestran que las 5 estaciones climatológicas son homogéneas, ya que $S=3.033 < \chi^2 = 7.8$.

6.1.3. Método de Fisher

Para este caso se utilizan las 6 estaciones que no presentan estacionariedad, por lo tanto, se utilizan los coeficientes de variación de cada estación, se toma el coeficiente de variación mayor como el numerador y el menor como denominador y se eleva al cuadrado $(CV_{mayor}/CV_{menor})^2$, el $CV_{mayor} = 1$, en la Tabla 6-4 Coeficientes de variación y cocientes $(CV_{mayor}/CV_{menor})^2$ se muestran los valores obtenidos para las 6 estaciones. En la Tabla 6-4 Coeficientes de variación y cocientes $(CV_{mayor}/CV_{menor})^2$ se muestran los valores límites de los coeficientes de Fisher obtenidos de la Tabla 6-5 Valores límites de los cocientes $(CV_{mayor}/CV_{menor})^2$, a partir de los datos de cada estación y tomando en cuenta los grados de libertad $\nu = n - 2$.

Tabla 6-4 Coeficientes de variación y cocientes $(CV_{mayor}/CV_{menor})^2$

		DATOS	26	15	42	28	33	33
DATOS		CV	0.305	0.253	0.436	0.338	0.252	0.483
26	CHAPULTENANGO	7032	1	1.4579	2.0367	1.2232	1.4693	2.4982
15	IXTACOMITAN	7082		1	2.9694	1.7833	1.0078	3.6421
42	TAPILULA	7167			1	1.6651	2.9926	1.2266
28	FINCA EL ESCALON	7186				1	1.7973	2.0423
33	SOLOSUCHIAPA	7217					1	3.6706
33	OCOTEPEC	7365						1

Tabla 6-5 Valores límites de los cocientes $(CV_{mayor}/CV_{menor})^2$

		DATOS	26	15	42	28	33	33
			7032	7082	7167	7186	7217	7365
DATOS			0.305	0.253	0.436	0.338	0.252	0.483
26	CHAPULTENANGO	7032	1.683	1.933	1.625	1.672	1.616	1.651
15	IXTACOMITAN	7082		5.64	6.03	6.03	5.15	6.03
42	TAPILULA	7167			1.498	1.601	1.562	1.528
28	FINCA EL ESCALON	7186				1.649	1.612	1.628
33	SOLOSUCHIAPA	7217					1.594	1.594
33	OCOTEPEC	7365						1.594

En la Tabla 6-6 Resultados de las pruebas de Fisher se muestran los resultados de la prueba de Fisher, se puede observar que la estación (7082) Tapilula y (7365) Ocotepc no pertenecen a la región, el coeficiente

de variación de esta estación está por abajo de 0.4, esto las excluye de las cuatro restantes, cuyos coeficientes de variación están por arriba de 0.3. En este sentido la altitud sobre el nivel del mar de las estaciones no tiene nada que ver, aunque sí tendría influencia la cantidad de datos y los periodos tomados, que no son comunes.

Tabla 6-6 Resultados de las pruebas de Fisher

		DATOS	26	15	42	28	33	33
			7032	7082	7167	7186	7217	7365
DATOS			0.305	0.253	0.436	0.338	0.252	0.483
26	CHAPULTENANGO	7032	SI	SI	NO	SI	SI	NO
15	IXTACOMITAN	7082		SI	NO	SI	SI	NO
42	TAPILULA	7167			SI	NO	NO	SI
28	FINCA EL ESCALON	7186				SI	SI	NO
33	SOLOSUCHIAPA	7217					SI	NO
33	OCOTEPEC	7365						SI

6.2. Resultados y conclusiones de la regionalización

Los resultados de las cuatro técnicas de regionalización indican que las series anuales máximas de precipitación de las estaciones climatológicas no presentan homogeneidad regional en un grupo consistente (Momentos L, Discordancia, Langbein (modificado) y Wiltshire), mientras que el método de Fisher indica no homogeneidad en una sola estación, debido a que por lo menos cuatro pruebas indican homogeneidad con las 5 estaciones se tomaron éstas, para llevar a cabo la regionalización.

6.2.1. Datos modulados

Se tomo el método de los coeficientes de variación (CV) se utilizaron 4 estaciones climatológicas en total tienen en conjunto 102 datos, para obtener estos se dividen las precipitaciones de la estación entre la media de ésta, así en el Anexo A se presentan los datos.

6.2.2. Datos modulados ajustados a una función de distribución de probabilidades con el programa Ax+b

Los 102 datos modulados se ajustaron con el programa AX+b determinando que el mejor ajuste se presenta en la Tabla 6-7 Resumen de errores calculados por el menor error cuadrático con programa AX+bse muestra el resumen del menor error cuadrático.

Tabla 6-7 Resumen de errores calculados por el menor error cuadrático con programa AX+b

Función	Error cuadrático
Gumbel (ML)	0.0362
Gumbel (ME)	0.0372
Gumbel (Momentos)	0.0385
Gumbel (MV)	0.0387
Gumbel doble (ML)	0.0393
Gumbel doble (Momentos)	0.0426

Gumbel doble (MV)	0.0436
Gumbel doble (MC)	0.0451
Gumbel (MC)	0.1163
Mínimo error cuadrático: 0.035	
Calculado por la función:	Doble-Gumbel (AX)

En la Figura 6-3 se presenta el mejor ajuste logrado con la función Gumbel por Momentos L calculando los parámetros con el programa (AX+b).

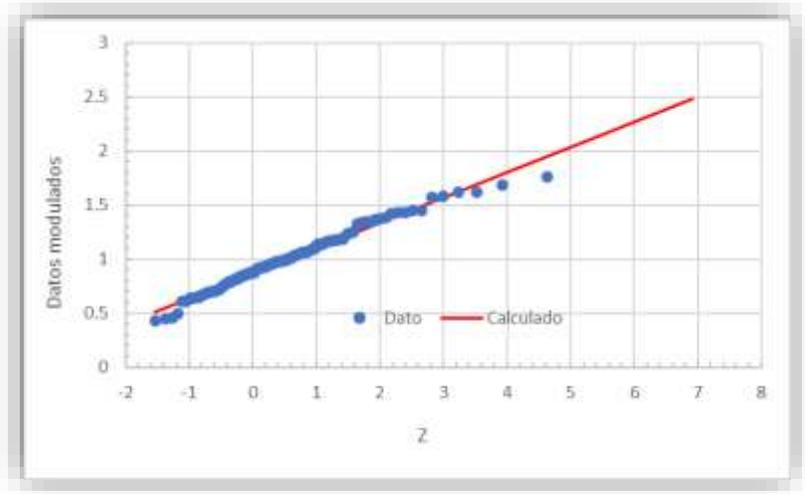


Figura 6-3 Ajuste con la función Gumbel con Momentos L de los datos modulados con el programa AX+b

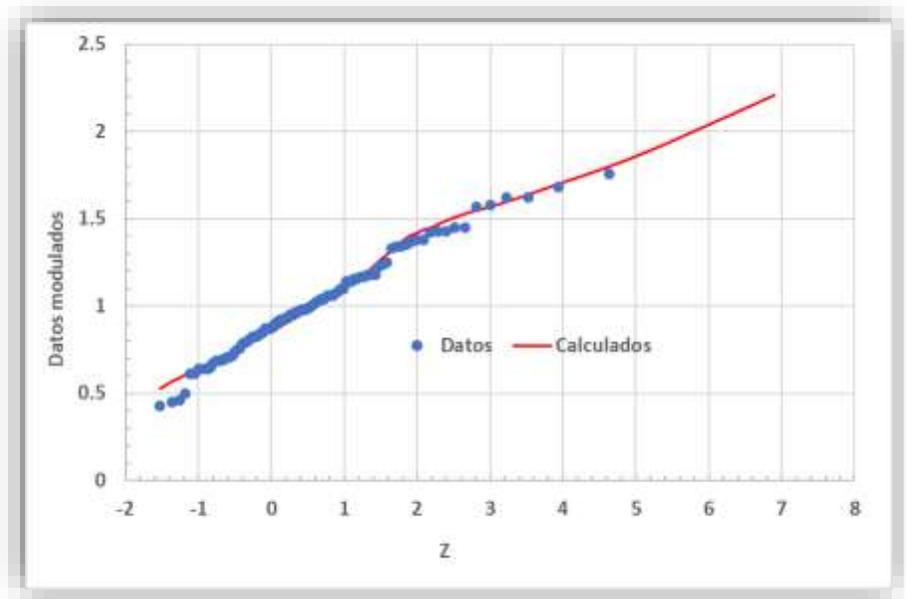


Figura 6-4 Ajuste con la función Doble Gumbel de los datos modulados con el programa AX

En la Figura 6-4 se muestran los resultados del ajuste asociados a periodos de retorno de los datos modulados con el programa AX+b y el Ax y del CENAPRED. En el artículo “Análisis para estimar precipitaciones de diseño en la república mexicana”, publicado por la revista Tecnología y Ciencias del Agua del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, con fecha enero-febrero 2018 (Domínguez et al, 2108), para la región hidrológica Número 30 “Teapa” encontraron los datos modulados que se presentan en la tercera columna de la Tabla 6-8.

Tabla 6-8 Datos modulados asociados a periodos de retorno

Tr	Datos modulados con AX+b	Datos modulados con AX	Datos modulados (CENAPRED) Instituto de Ingeniería de la UNAM
2	0.95	0.94	0.94
5	1.19	1.27	1.25
10	1.39	1.47	1.46
20	1.67	1.57	1.66
50	1.99	1.69	1.91
100	2.19	1.8	2.10
200	2.39	1.91	2.29
500	2.64	2.08	2.54
1000	2.83	2.21	2.73

En la Figura 6-5 se observa que los datos modulados con 4 estaciones del lugar del estudio ajustados AX+B y AX, mientras que la del Instituto de Ingeniería de la UNAM, por lo tanto, los valores resultan ser más alto que los datos modulados de las seis estaciones.

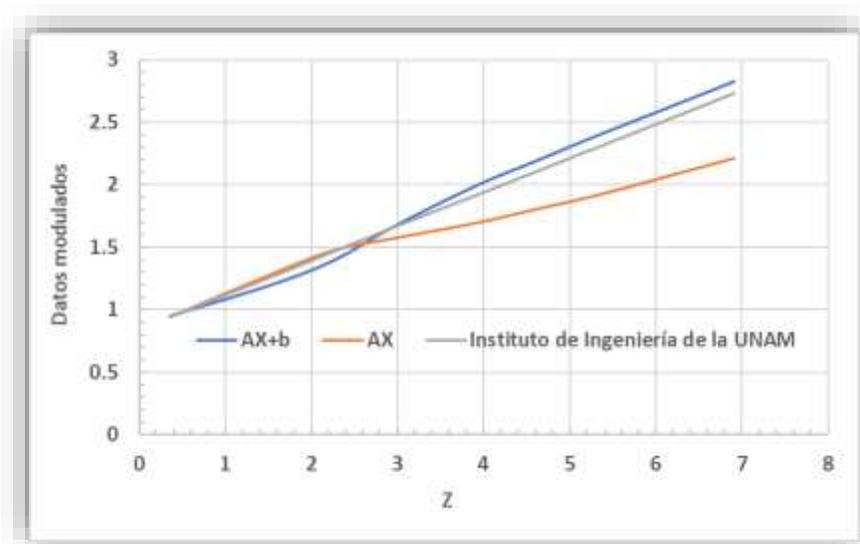


Figura 6-5 Comparación de los datos modulados con 4 estaciones de la zona de estudio y las estaciones de la región numero 30 llamadas Teapa

Para llevar a cabo la regionalización se multiplican los datos modulados con la media de cada estación y en el siguiente subcapítulo se presentan las precipitaciones asociadas a periodos de retorno.

6.3. Estaciones regionalizadas

Con los datos modulados asociado a un Tr se procede a multiplicar la media de cada estación utilizada. En la Tabla 6-9 y Tabla 6-10 se muestran las precipitaciones obtenidas con la regionalización estaciones-años, y para los datos del Instituto de Ingeniería de la UNAM (CENAPRED). En la Tabla 6-11 se presenta el ajuste de la estación climatológica (7167) Tapilula.

Tabla 6-9 Estaciones climatológicas regionalizadas con las precipitaciones de las 4 estaciones de este estudio, en mm

		CHAPULTENANGO	IXTACOMITAN	FINCA EL ESCALON	SOLOSUCHIAPA
	CLAVE	7032	7082	7186	7217
Tr	Media	182.0	114.6	198.4	241.4
2	0.9507	173.1	109.0	188.6	229.5
5	1.2158	221.3	139.4	241.2	293.5
10	1.3913	253.3	159.5	276.0	335.9
20	1.5597	283.9	178.8	309.4	376.5
50	1.7776	323.6	203.8	352.7	429.1
100	1.9409	353.3	222.5	385.1	468.6
200	2.1037	383.0	241.2	417.4	507.9
500	2.3183	422.0	265.8	459.9	559.7
1000	2.4806	451.6	284.4	492.1	598.9

Tabla 6-10 Estaciones climatológicas regionalizadas con los datos del Instituto de Ingeniería, en mm

		CHAPULTENANGO	IXTACOMITAN	FINCA EL ESCALON	SOLOSUCHIAPA
	CLAVE	7032	7082	7186	7217
Tr	Media	182.042	114.6	198.4	241.4
2	0.94	173.1	109.0	188.6	229.5
5	1.25	221.3	139.4	241.2	293.5
10	1.46	253.3	159.5	276.0	335.9
20	1.66	283.9	178.8	309.4	376.5
50	1.91	323.6	203.8	352.7	429.1
100	2.10	353.3	222.5	385.1	468.6
200	2.29	383.0	241.2	417.4	507.9
500	2.54	422.0	265.8	459.9	559.7
1000	2.73	451.6	284.4	492.1	598.9

Tabla 6-11 Ajuste Doble Gumbel ajustada con el software AX de la estación climatológica (7167) Tapilula

Tr	Dato (mm)
2	132.2
5	194.8
10	246.7
20	294.0
50	349.8
100	389.8
200	429.0
500	480.5
1000	519.4

Para calcular los caudales con los modelos lluvia escurrimiento, se utilizaron las precipitaciones asociadas a periodos de retorno con el software AX de la estación climatológica (7167) Tapilula, ya que es la estación que se encuentra dentro de la microcuenca.

6.4. Factores de corrección por convectividad

El factor de corrección por convectividad es el valor de $R = P^T_{1h}/P^T_{24h}$ en la Figura 6-6 se muestran para todo el país, para la región Soconusco Costa de Chiapas el factor $R=0.37$ a 0.55 , tomando como promedio $R=0.46$.

El valor del factor de convectividad es un coeficiente que es la relación entre las precipitaciones de 1 hora entre las de 24 horas, es decir el valor obtenido de R indica cual es el porcentaje que llueve con respecto a 1 hora, entre más se acerque al valor de 1 indica que la lluvia es de tipo convectivo y si se acerca a 0.0 las lluvias tienden a ser de tipo ciclónicas.

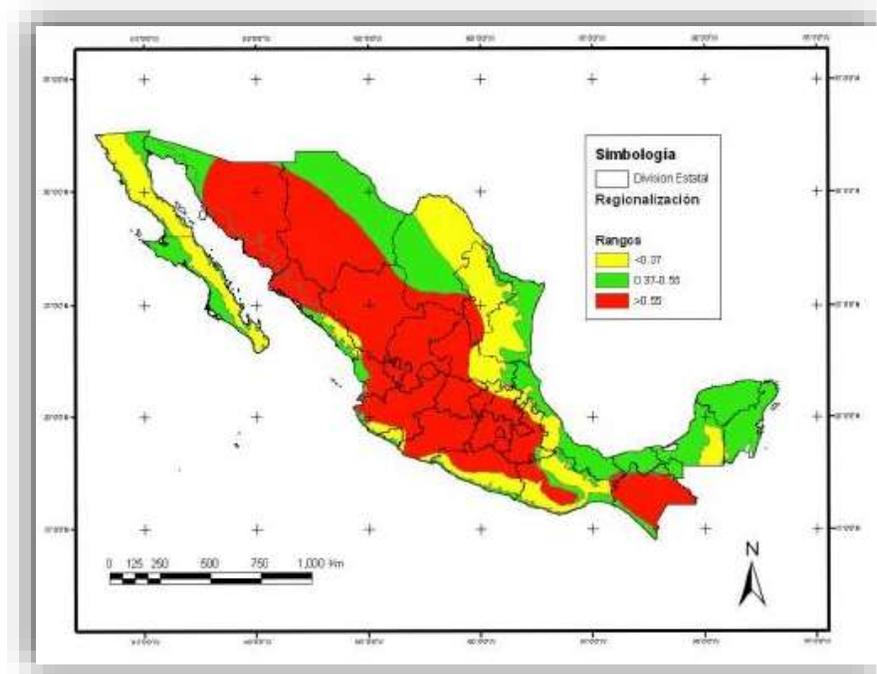


Figura 6-6 Factores de convectividad R de la República Mexicana (Baeza, 2007)

En la Tabla 6.12 se muestran los factores K_d en función de R y la duración d_e , este factor se multiplica por las precipitaciones de 24 h y periodo de retronó de 2 a 1,000 años obtenidas en la Tabla 7.13. En este caso como es una microcuenca una de área 271.76 km^2 un Tiempo de concentración igual de 4.29 h , se considera un valor de $R=0.65$ y duración de la lluvia igual al tiempo de concentración. Los valores de precipitación de diseño son los presentados en la Tabla 7.15.

6.5. Factores de reducción por área (FRA) de la cuenca Grijalva-Usumacinta

Sánchez *et al* (2015), realizaron el cálculo de los FRA para la Región Hidrológica 30 Grijalva-Usumacinta como proyecto de investigación en el Posgrado de Ingeniería, UNAM, en el trabajo titulado “Aplicación de Métodos para la Determinación del Factor de Reducción por Área (FRA) Región Hidrológica 30”. En esta tesis se muestran los resultados obtenidos por Sánchez *et al* en la ecuación (1), se presentan los FRA medios, de la RH 30.

$$FRA = 1.0676 * A^{-0.0077}$$

Donde A es el área en km^2 .

$$FRA = 1.0676 * (271.76)^{-0.0077}$$

Considerando el FRA de la microcuenca está en función de la ecuación *FRA* anterior y el periodo de retorno que se muestra en la Tabla 6-12.

Tabla 6-12 Factores de reducción por área de acuerdo al periodo de retorno para la Región Hidrológica 30

Tr	RH30
2	1.012
5	0.943
10	0.894
20	0.848
50	0.790
100	0.749
200	0.710
500	0.662
1000	0.627

En la Figura 6-7 se muestran los valores de los FRA de acuerdo a las áreas de la Región Hidrológica Número 30.

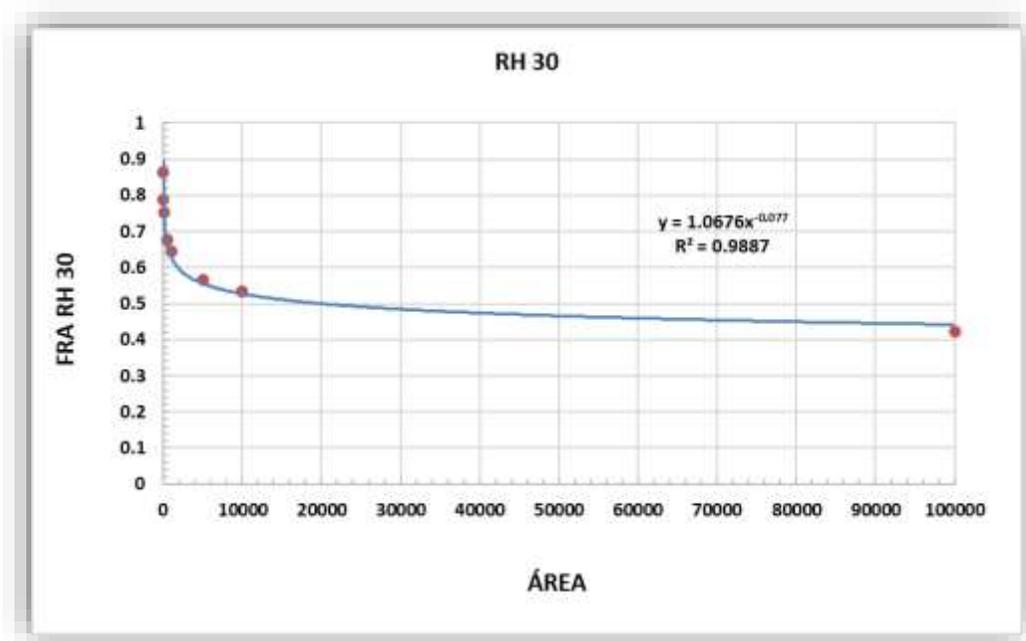


Figura 6-7 Valores de los FRA de acuerdo a las áreas de la Región Hidrológica Número 30.

Tabla 6-13 se presentan las precipitaciones afectadas por los Factores de Reducción por Área y por Convectividad.

d (min)	d (h)	$R = P_1^T / P_{24}^T K$ en función de d y el factor de convectividad							
		$R = 0.10$	$R = 0.20$	$R = 0.30$	$R = 0.40$	$R = 0.45$	$R = 0.50$	$R = 0.60$	$R = 0.65$
10	0.17	0.293	0.39	0.432	0.454	0.462	0.469	0.481	0.487
15	0.25	0.38	0.485	0.536	0.565	0.575	0.584	0.6	0.608
30	0.5	0.612	0.699	0.745	0.773	0.79	0.793	0.809	0.816
60	1	1	1	1	1	1	1	1	1
90	1.5	1.378	1.248	1.185	1.146	1.13	1.119	1.097	1.088
120	2	1.646	1.424	1.317	1.25	1.22	1.203	1.166	1.151
150	2.5	1.934	1.595	1.435	1.337	1.30	1.268	1.215	1.193
180	3	2.207	1.75	1.538	1.41	1.35	1.322	1.254	1.226
210	3.5	2.468	1.892	1.631	1.475	1.41	1.367	1.286	1.253
240	4	2.719	2.024	1.715	1.532	1.45	1.407	1.314	1.275
270	4.5	2.961	2.148	1.793	1.584	1.508	1.443	1.337	1.294
300	5	3.196	2.266	1.865	1.631	1.547	1.475	1.358	1.311
360	6	3.649	2.485	1.997	1.716	1.616	1.531	1.395	1.339
420	7	4.081	2.686	2.115	1.791	1.676	1.579	1.425	1.362
480	8	4.497	2.874	2.223	1.858	1.73	1.621	1.451	1.382
540	9	4.899	3.05	2.322	1.919	1.778	1.659	1.474	1.399
600	10	5.289	3.216	2.414	1.975	1.822	1.694	1.494	1.415
660	11	5.669	3.375	2.501	2.026	1.862	1.725	1.513	1.429
720	12	6.039	3.527	2.582	2.074	1.9	1.754	1.53	1.441
840	14	6.756	3.812	2.734	2.162	1.968	1.807	1.56	1.463
960	16	7.445	4.078	2.872	2.241	2.029	1.853	1.586	1.482
1080	18	8.112	4.328	2.999	2.313	2.084	1.895	1.609	1.499
1200	20	8.758	4.564	3.117	2.379	2.134	1.933	1.63	1.513
1320	22	9.388	4.789	3.228	2.441	2.18	1.968	1.649	1.527
1440	24	10.001	5.004	3.333	2.498	2.223	2	1.667	1.539

En la Tabla 6-14 se presentan las precipitaciones afectadas por los Factores de Reducción por Área y por Convectividad.

Tabla 6-14 Precipitación de diseño ajustada con el factor de convectividad y FRA

Tr	Precipitación (mm)	Precipitación con factor de convectividad Y FRA (mm)
2	132.2	86.97
5	194.8	119.42
10	246.7	143.38
20	294.0	161.99
50	349.8	179.61
100	389.8	189.74
200	429.0	197.97
500	480.5	206.63
1000	519.4	211.75

7. HIDROLOGÍA DE LA ZONA EN ESTUDIO

7.1. Transformación de la precipitación en gasto

7.1.1. Método de Chow

Este método se aplica a cuencas menores a 24.3 km², está basado en la teoría del hidrograma unitario y de la curva S la cual permite obtener otros hidrogramas unitarios con duraciones diferentes. También es un método de los llamados sintéticos.

Se determina mediante la fórmula:

$$Q = \frac{0.278P_e A}{d_e} Z$$

Donde

P_e es la lluvia en exceso del intervalo, en mm.

d_e es la duración en exceso de la lluvia, en horas

$Z=d/T_r$ es el factor de reducción

A es el área de la cuenca, en km²

Este método se aplica para cuencas en las cuales no se cuenta con información, menores a 24.3 km², por lo tanto, el procedimiento conveniente para evaluar P_e a partir de la lluvia máxima de diseño con el método de los números de escurrimiento del SCS (Aparicio, 1994). El factor de reducción de pico Z se calcula, según Chow, como una función del tiempo de retraso y la altura de lluvia en exceso como se muestra en la ecuación siguiente:

$$Z1 = 9.046411 E10^{-4} + 0.7623037 (d / T_R) + 0.09239033 (d / T_R)^2 - 0.2785835 (d / T_R)^3$$
$$Z = Z1 + 0.08334881(d / T_R)$$

El tiempo de retraso se calcula según Chow

$$T_R = 0.005 \left[\frac{L}{\sqrt{S}} \right]^{0.64}$$

Donde:

L es la longitud del cauce principal, en metros

S es la pendiente del cauce, en %

T_r es el tiempo de retraso, en horas

Procedimiento cálculo:

a). - Se calcula la precipitación en exceso P_e con el método de los números de escurrimientos asociados a un periodo de retorno.

- b). - Se calcula el tiempo de concentración con la fórmula de Kirpich $t_c = 0.0663 \left[\frac{L}{\sqrt{S}} \right]^{0.77}$ si es una microcuencia, entonces $d_e = t_c$. Además, se calcula el tiempo de retraso T_r
- c). - Se determina el valor de Z
- d). - Se aplica la fórmula de Chow y se obtiene un gasto de diseño Q asociado a un periodo de retorno.
- e). - Se repite el procedimiento para otros periodos de retorno

7.1.2. Método del SCS

La fórmula del SCS de los E.U. fue propuesta en 1975 y propone utilizar un hidrograma unitario adimensional como se observa en la figura siguiente, este tipo de modelo lluvia escurrimiento se le llama sintético puesto que únicamente se utilizan las precipitaciones en exceso para determinar los gastos de diseño.

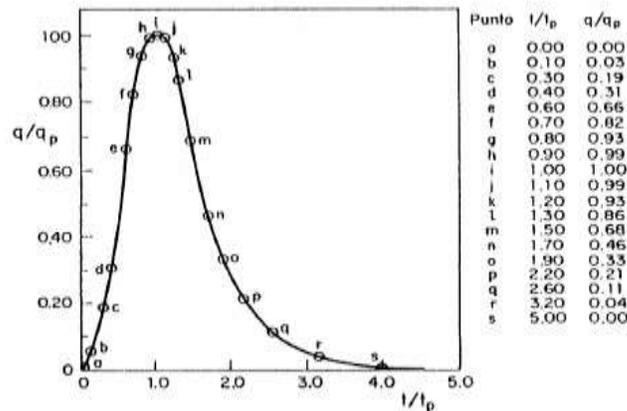


Ilustración 7.1 Hidrograma unitario Adimensional

Se determina por medio de la fórmula:

$$q_p = \frac{0.208A}{t_p}$$

Donde:

$$t_p = \sqrt{t_c} + 0.6t_c$$

q_p Gasto unitario en $m^3/s/mm$

A Área de la zona de estudio, en km^2

t_p Tiempo pico, en h

En la Tabla 7-1 se tiene las abscisas y ordenadas del hidrograma unitario curvilíneo (Aparicio, 2009).

Tabla 7-1 Datos para obtener el hidrograma unitario curvilíneo

t/t_p hr	q/q_p m ³ /s	t/t_p hr	q/q_p m ³ /s
0.00	0.00	1.50	0.68
0.10	0.03	1.70	0.46
0.30	0.19	1.90	0.33
0.40	0.31	2.20	0.21
0.60	0.66	2.60	0.11
0.70	0.82	3.20	0.04
0.80	0.93	5.00	0.00
0.90	0.99		
1.00	1.00		
1.10	0.99		
1.20	0.93		
1.30	0.86		

Procedimiento de cálculo:

- Se calcula q_p y t_p con las fórmulas del método.
- Se multiplica t_p por t/t_p y q_p por q/q_p y se obtienen las abscisas t y las ordenadas q
- Se repite el procedimiento para cada valor de las líneas de la Tabla 7.2, así se obtiene el hidrograma unitario.
- Los valores de q se multiplican por la precipitación en exceso P_e asociada a un periodo de retorno obteniendo el hidrograma de diseño.
- Se repite el procedimiento para determinar el gasto de diseño Q para los periodos de retorno requeridos.

7.1.3. Método del hidrograma unitario triangular (HUT)

El método del hidrograma unitario triangular ha sido desarrollado para cuencas pequeñas y al igual que el método de Chow y el SCS se requiere conocer las características fisiográficas de la cuenca.

Los gastos de diseño también se calcularon con el método del hidrograma unitario triangular:

$$Q = 0.208 \frac{P_e A}{T_p}$$

Donde:

- Q gasto pico, en m³/s
- P_e lluvia en exceso del intervalo, en mm
- A área de la cuenca, en km².
- T_p tiempo pico, en horas.

En el método del HUT se utiliza la altura de precipitación en exceso calculada por el método SCS (Aparicio, 2009) y el tiempo pico calculado con la siguiente fórmula:

$$t_p = \sqrt{t_c} + 0.6t_c \text{ donde } t_c = 0.0663 \left[\frac{L}{\sqrt{S}} \right]^{0.77}$$

t_c es el tiempo de concentración, en horas, L es la longitud principal en metros y S su pendiente en %. La figura siguiente muestra la forma que tendría el HUT.

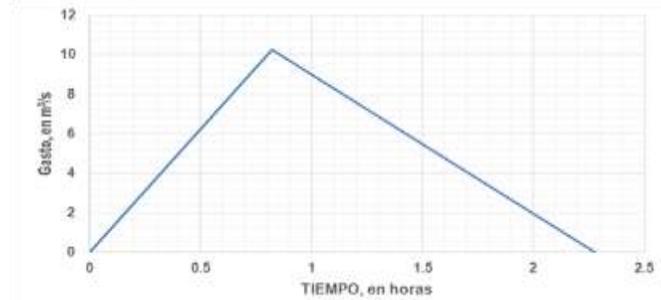


Ilustración 7.2 Hidrograma Unitario Triangular

Para determinar el valor de la altura de precipitación en exceso por medio del método de SCS (U.S. Soil Conservation Service) se necesita determinar el valor del número de escurrimiento N , para esto se necesita conocer el uso de suelo de la zona de estudio.

Procedimiento cálculo:

a). - Se calcula la precipitación en exceso Pe con el método de los números de escurrimientos asociados a un periodo de retorno.

b). - Se calcula el tiempo de concentración con la fórmula de Kirpich $t_c = 0.0663 \left[\frac{L}{\sqrt{S}} \right]^{0.77}$ si es una microcuenca, entonces $d_e = t_c$.

c). - Se calcula el tiempo pico t_p

d). - Se aplica la fórmula del HUT y se obtiene un gasto de diseño Q asociado a un periodo de retorno.

e). - Se repite el procedimiento para otros periodos de retorno.

8.2.- Resultados de la hidrología: Gastos de diseño asociados a periodos de retorno

Con los resultados de los parámetros fisiográficos de las microcuencas 1 y 2 (Tablas 3.1 del capítulo 3), y las precipitaciones de diseño se aplicaron los 3 modelos lluvia-escurrimiento y los resultados se presentan en la Tabla 7-2.

Tabla 7-2 Resultados de los gastos o caudales en m³/s de la microcuenca

Tr	CHOW (m ³ /s)	HUT (m ³ /s)	HUA(SCS) (m ³ /s)
2	767.19	478.84	479.15
5	1282.11	800.22	800.74
10	1685.17	1051.78	1052.46
20	2006.96	1252.62	1253.44
50	2316.73	1445.97	1446.91
100	2496.82	1558.37	1559.38
200	2643.86	1650.14	1651.21
500	2799.35	1747.19	1748.33
1000	2891.60	1804.77	1805.94

7.2. Simulación en condiciones naturales con los gastos asociados a los Tr de 5, 50, 00, 500 y 1000 años.

7.2.1. Modelo digital de elevaciones obtenido con el levantamiento del tramo en estudio, usos de suelo y vegetación, mallado del tramo, condiciones iniciales y condiciones de frontera.

En la Figura 7-1 se observa el Modelo Digital de elevaciones con las cotas sobre el nivel del mar en la parte inferior izquierda.

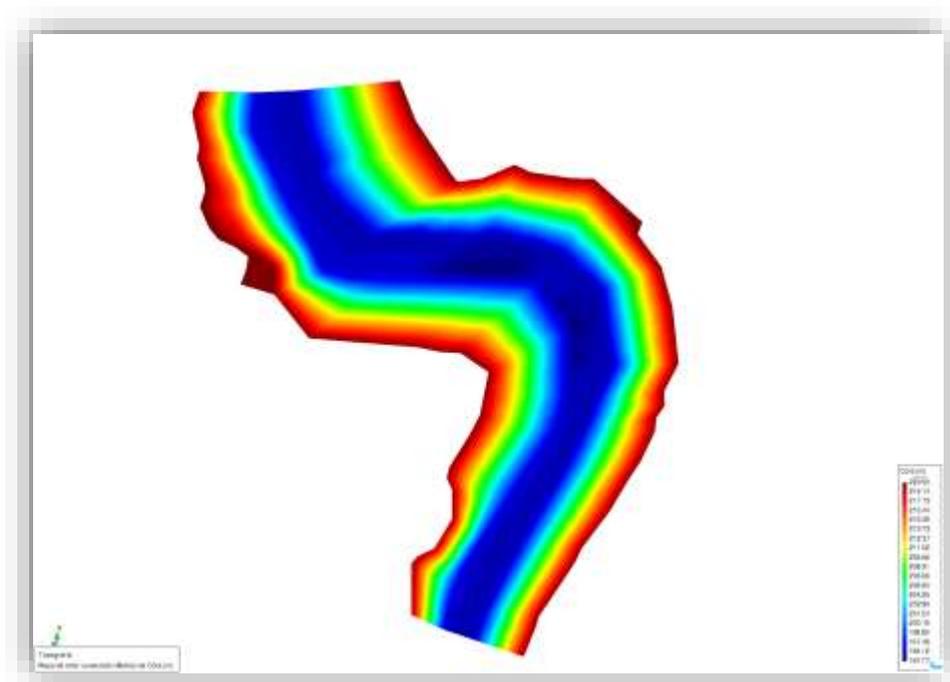


Figura 7-1 Modelo Digital de Elevaciones en el programa IBER

Las condiciones del uso de suelo y vegetación se presentan en la Figura 7-2, en color verde río con una n de Manning de 0.025, en color amarillo pradera con n de Manning de 0.05, en color azul bosque con una n de Manning de 0.12, en color magenta arbustos con una n de Manning de 0.05 y en color celeste arboles con una n de Manning de 0.12.

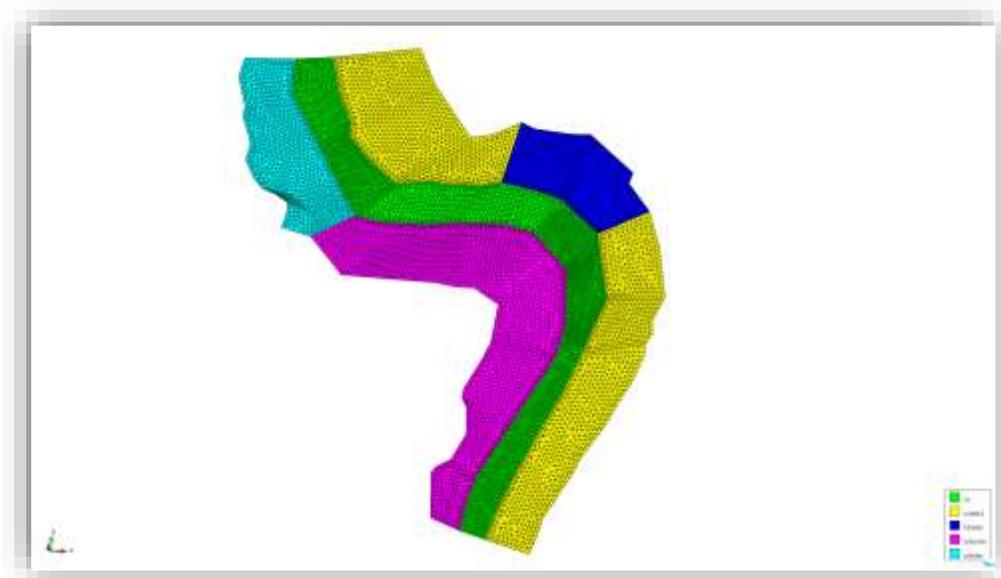


Figura 7-2 Usos de suelo y vegetación del tramo a simular

En la Figura 7-3 se presenta el mallado del tramo, con celdas en el cauce de 5 m y celdas fuera del cauce de 8 m, el coeficiente de Courant fue para todas las simulaciones de 0.45.

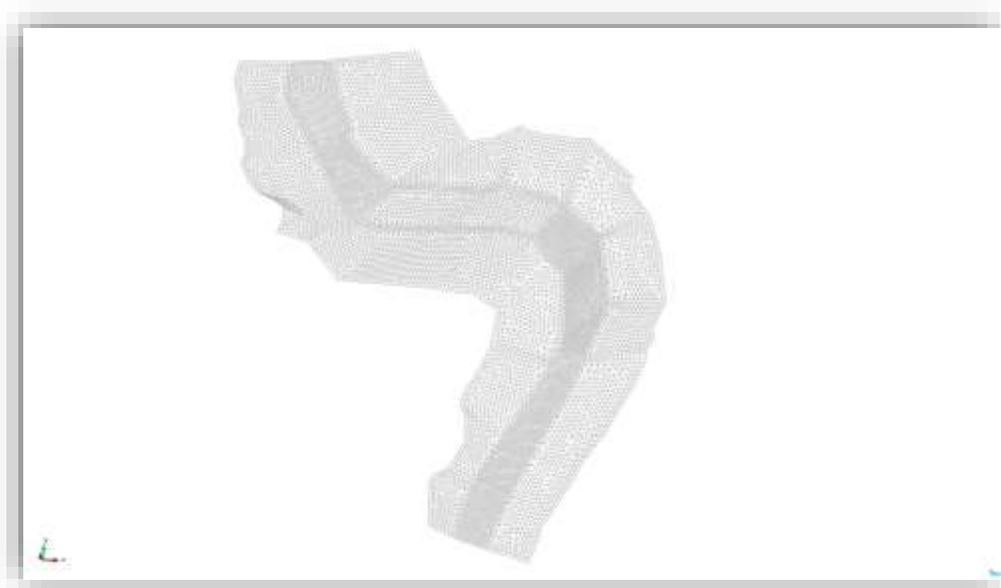


Figura 7-3 Mallado del tramo a simular

La Figura 7-4 presenta las condiciones iniciales, se consideró que el río no tenía ninguna condición de tirante, es decir se encontraba con tirante 0.0 o nulo.

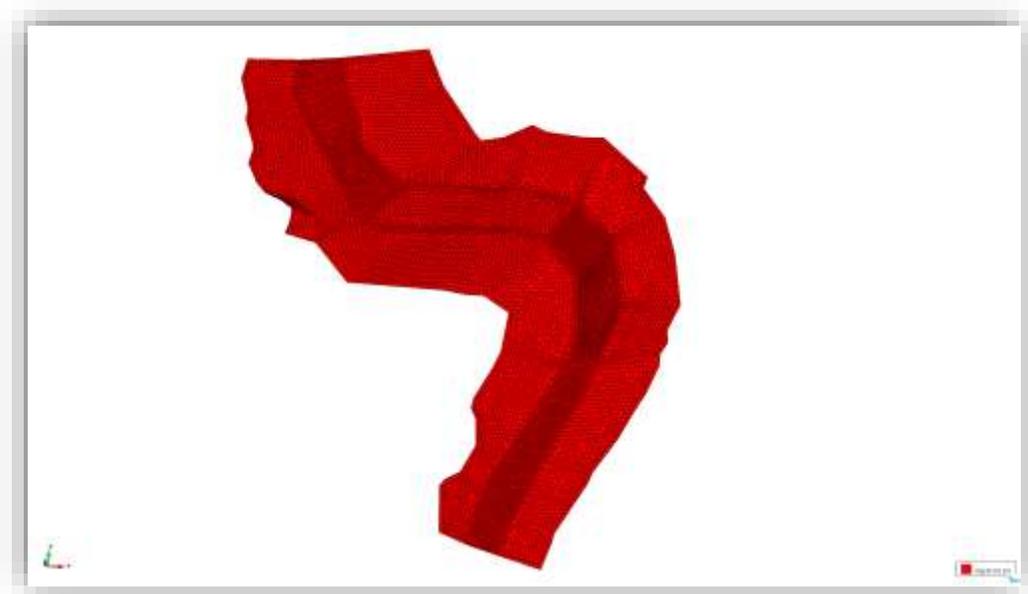


Figura 7-4 Condiciones iniciales sin tirante o nulas

Las condiciones de frontera aguas arriba se tomaron los caudales de 5, 50, 00, 500 y 1000 años de periodo de retorno, se utilizó en régimen no permanente, introduciendo los hidrogramas unitarios triangulares, como se muestra en la Figura 9.4, mientras la condición de salida se consideró supercrítico/crítico, se utilizó esta condición ya que se desconoce la curva elevaciones-caudales, el tirante normal, además de que por la lejanía donde se encontrará el área de explotación de materiales, no afecta la condición de frontera seleccionada aguas abajo, es decir no hay una propagación de los tirantes y velocidades hacia aguas arriba, más allá de cierta zona, como podrán observarse en las simulaciones.

7.2.2. Resultados de las simulaciones en condiciones naturales con los gastos asociados a los Tr de 5, 50, 100, 500 y 1000 años (tirantes y velocidades).

En las siguientes Figura 7-5, Figura 7-6, Figura 7-7, Figura 7-8 y Figura 7-9 corresponden a los tirantes de asociados a los periodos de retorno de 5, 50, 100, 500 y 1000 años.

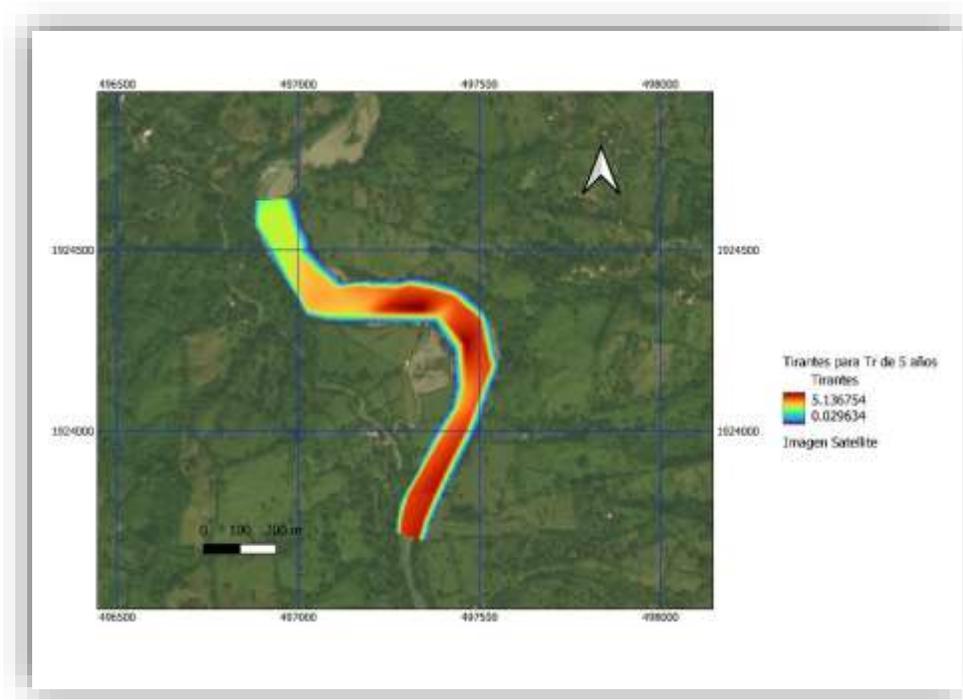


Figura 7-5 Tirantes asociados al periodo de retorno de 5 años

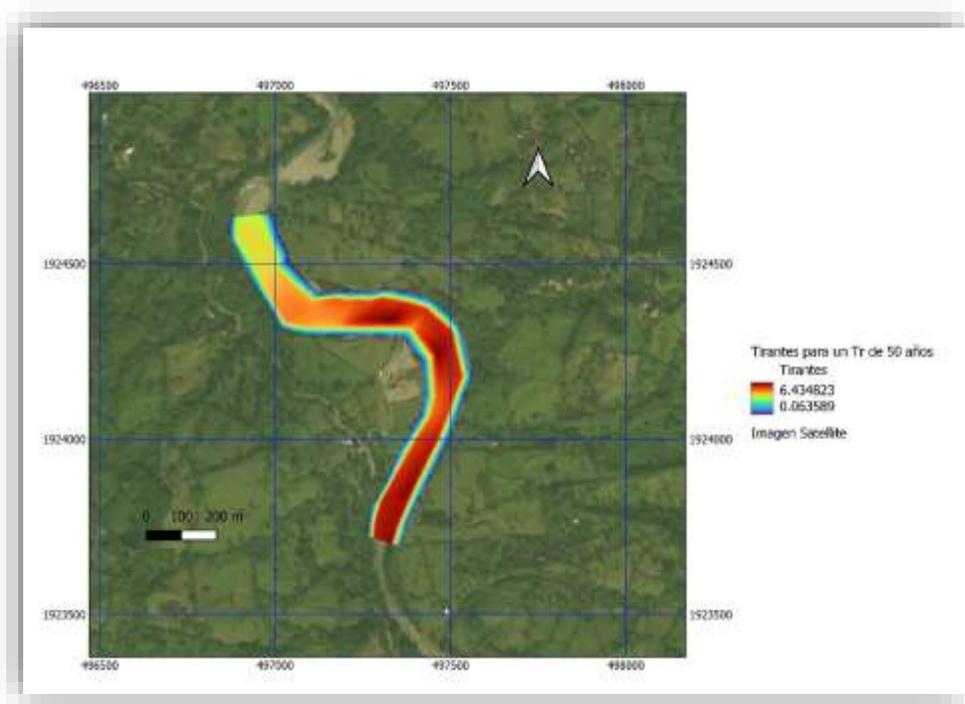


Figura 7-6 Tirantes asociados al periodo de retorno de 50 años

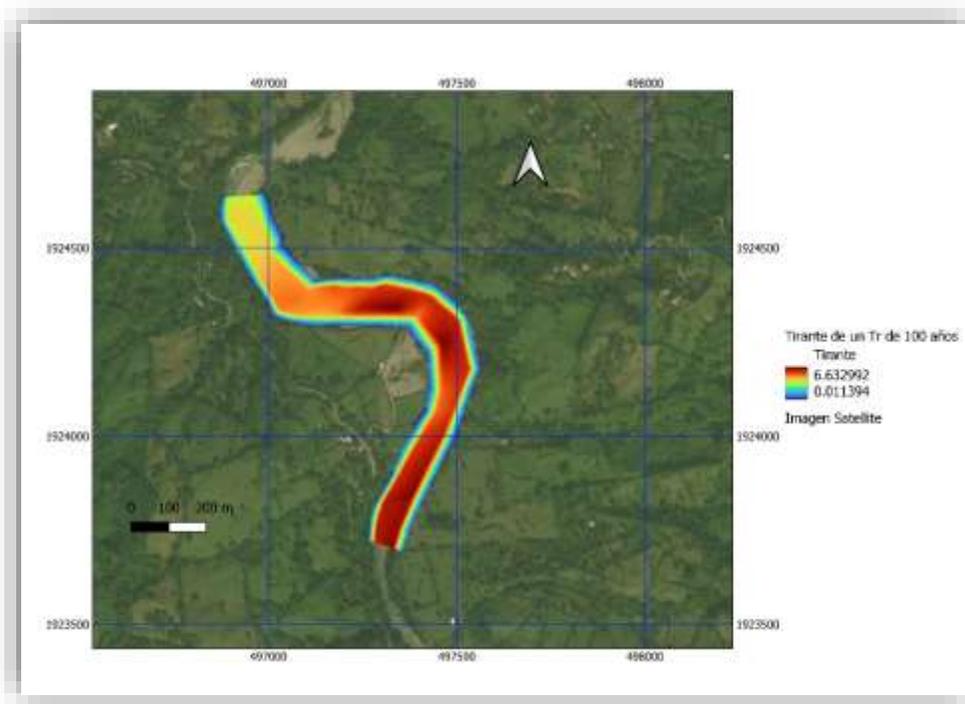


Figura 7-7 Tirantes asociados al periodo de retorno de 100 años

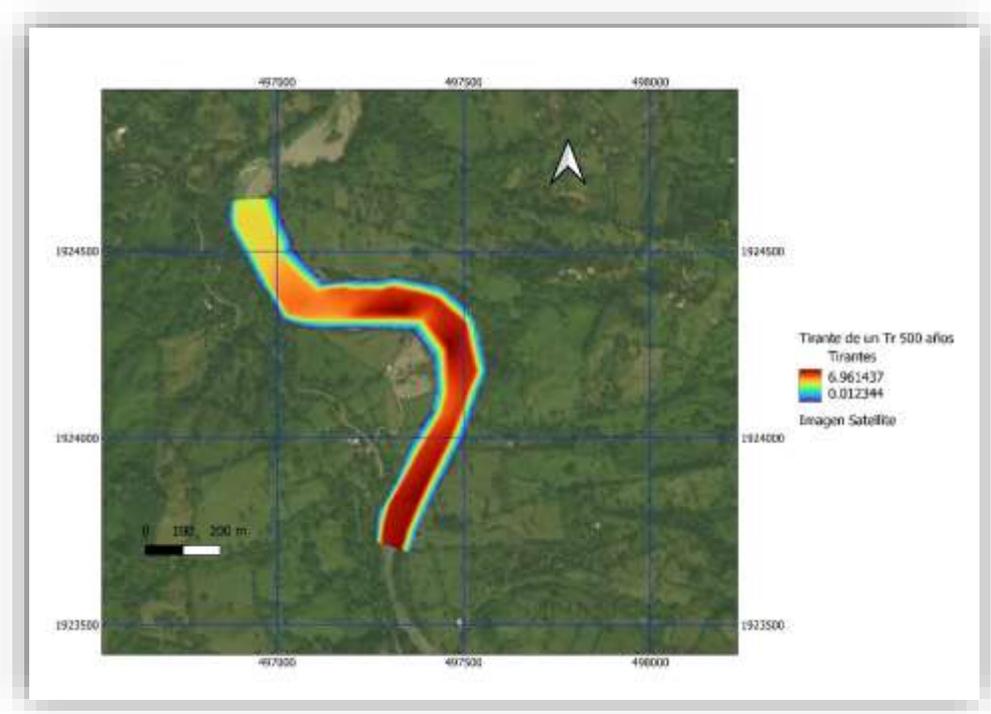


Figura 7-8 Tirantes asociados al periodo de retorno de 500 años

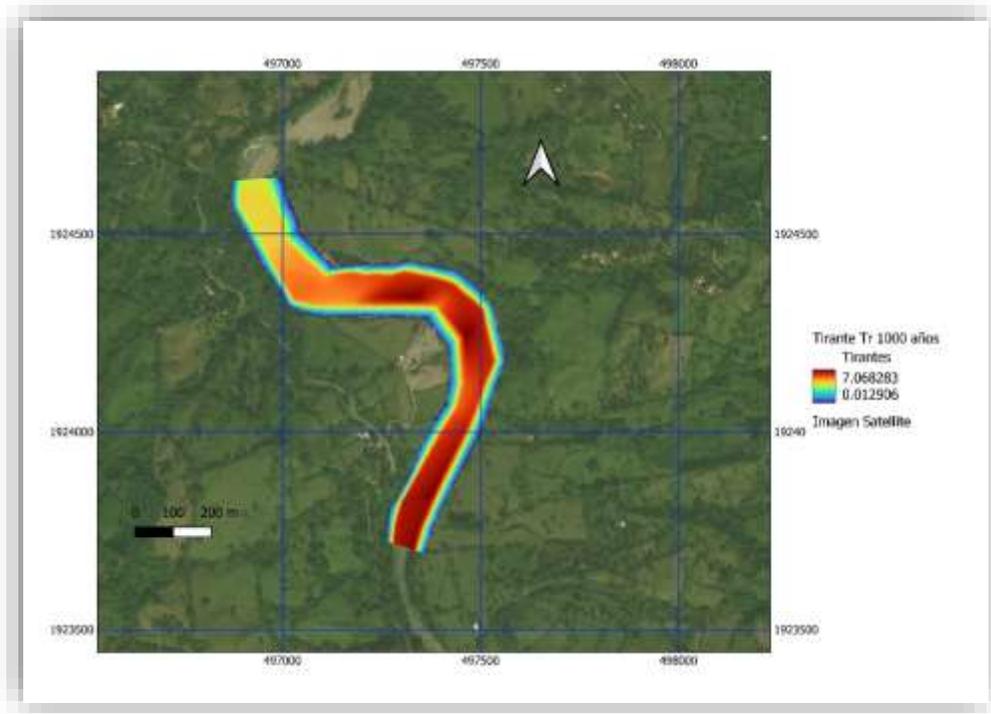


Figura 7-9 Tirantes asociados al periodo de retorno de 1000 años

En las siguientes Figura 7-10, Figura 7-11, Figura 7-12, Figura 7-13 y Figura 7-14 corresponden a las velocidades de asociados a los periodos de retorno de 5, 50, 100, 500 y 1000 años.

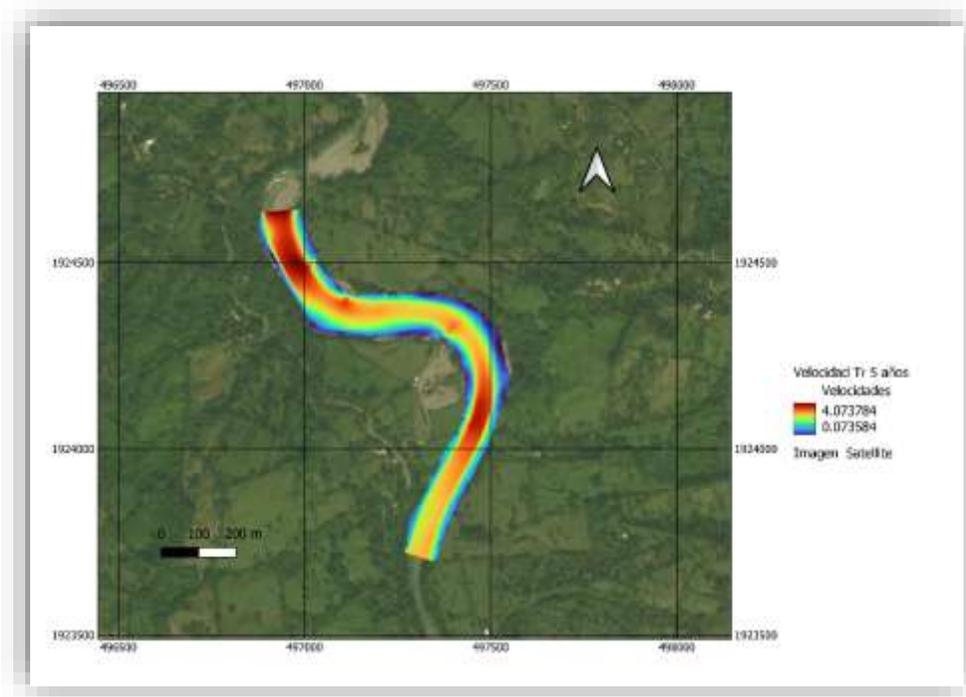


Figura 7-10 velocidades asociadas al periodo de retorno de 5 años

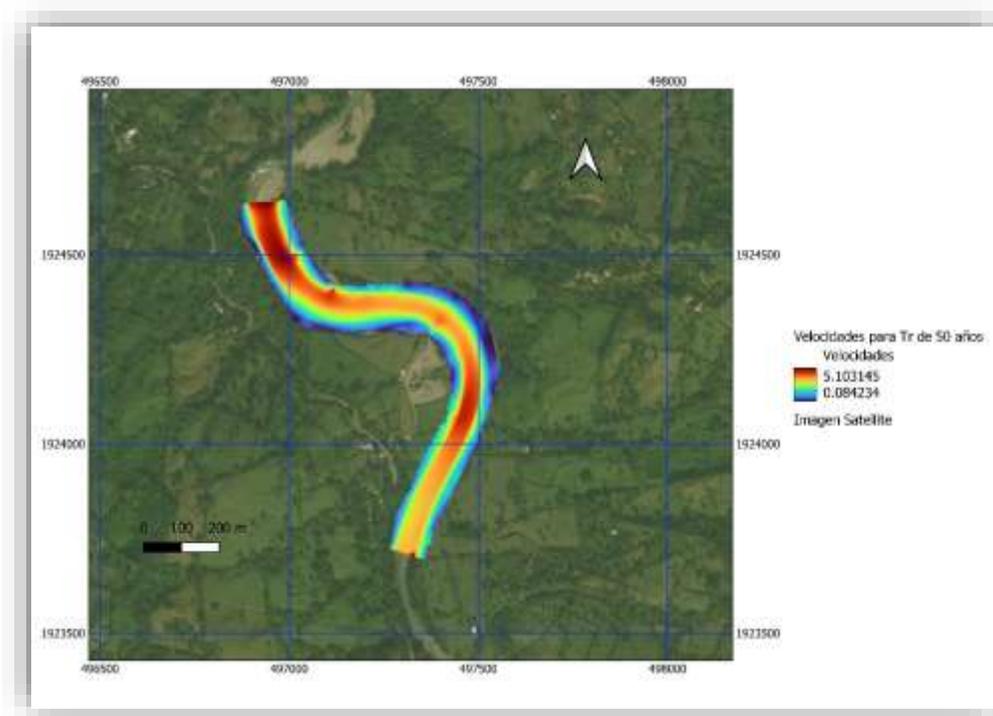


Figura 7-11 velocidades asociadas al periodo de retorno de 50 años

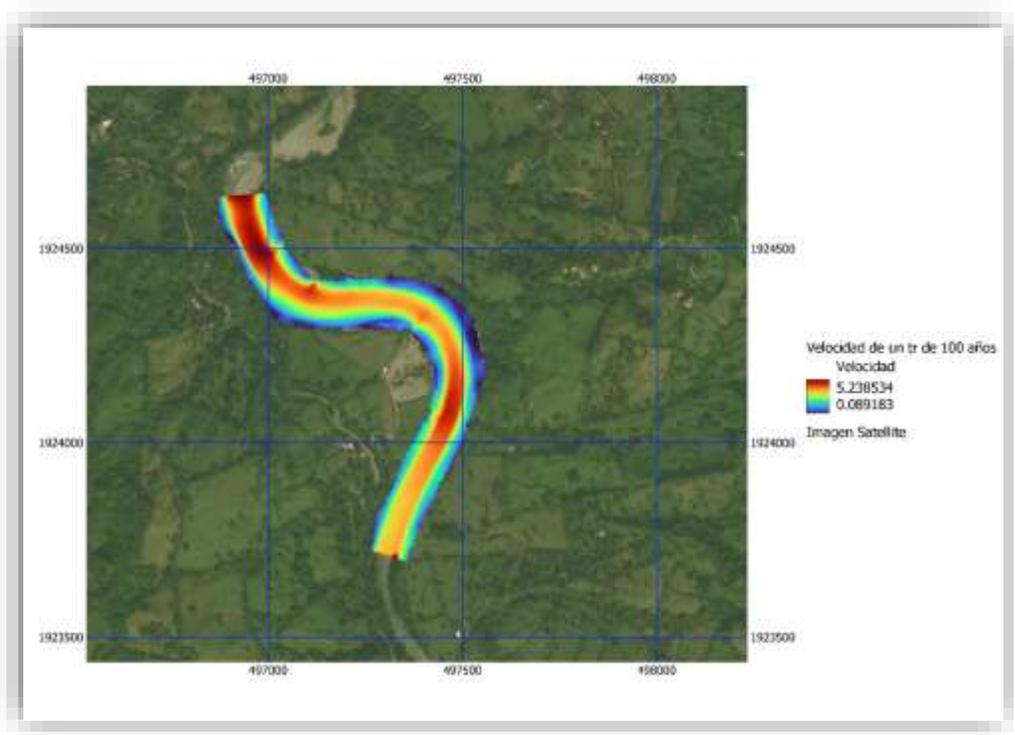


Figura 7-12 velocidades asociadas al periodo de retorno de 100 años

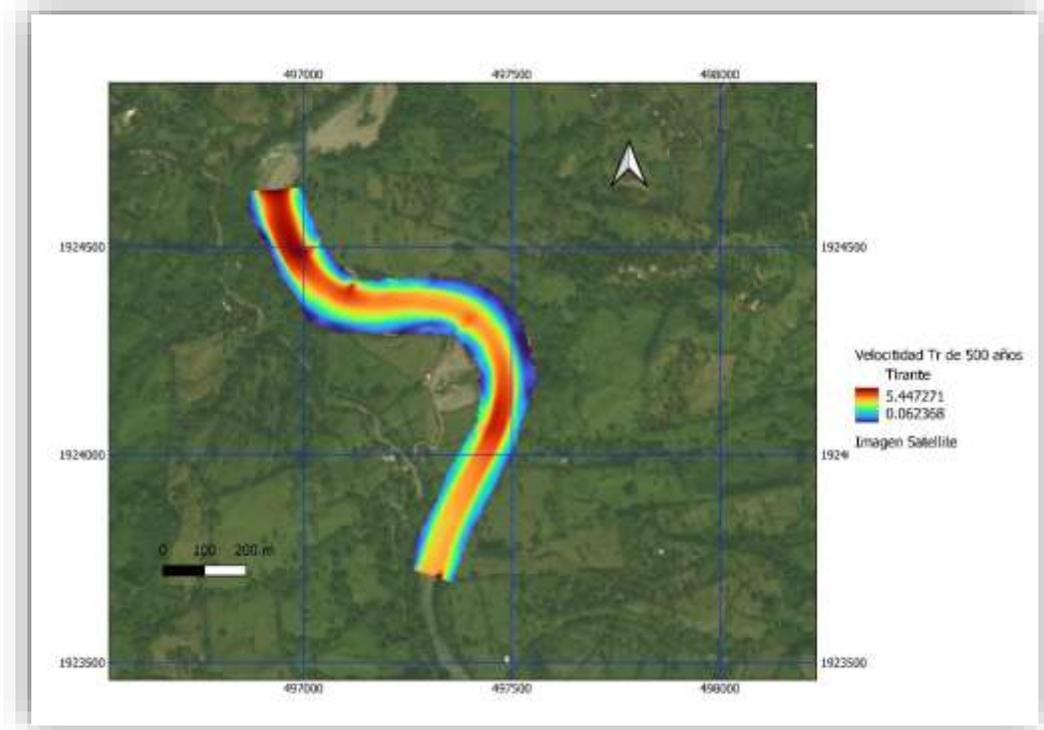


Figura 7-13 velocidades asociadas al periodo de retorno de 500 años

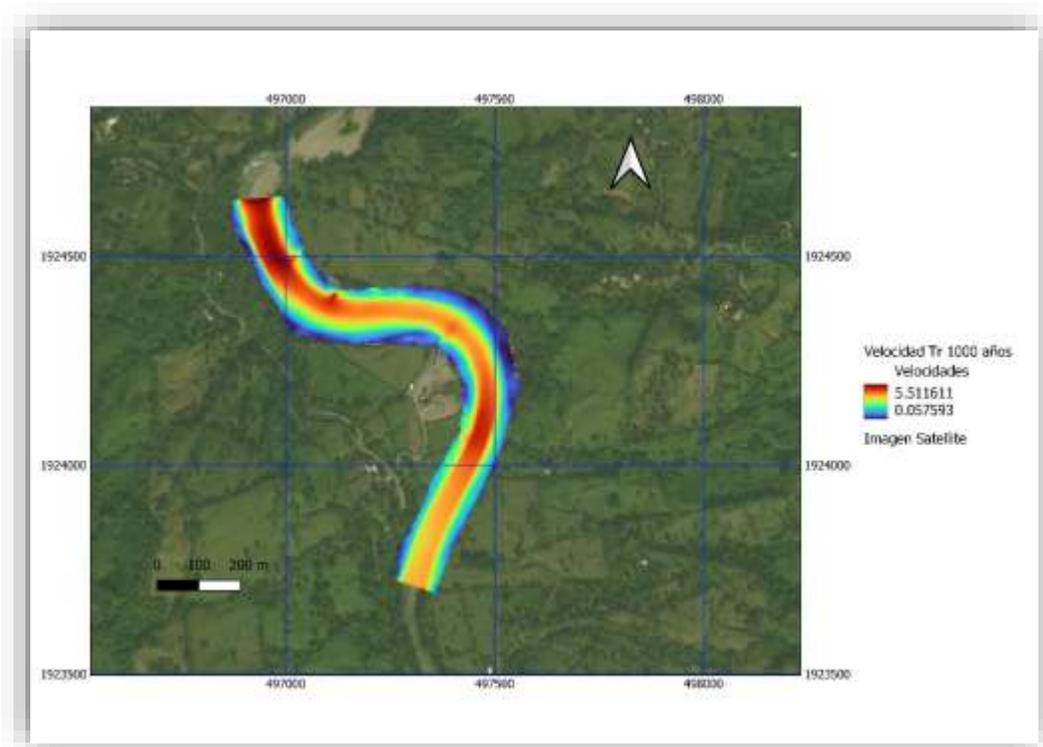


Figura 7-14 velocidades asociadas al periodo de retorno de 1000 años

7.3. Simulación en condiciones con extracción de material pétreo con los gastos asociados a los Tr de 5, 50, 100, 500 y 1000 años.

7.3.1. Resultados de las simulaciones en condiciones con extracción de materiales pétreos con los gastos asociados a los Tr de 5, 50, 100, 500 y 1000 años.

En las siguientes Figura 7-15, Figura 7-16, Figura 7-17, Figura 7-18 y Figura 7-19 corresponden a los tirantes asociados a los periodos de retorno de 5, 50, 100, 500 y 1000 años con condiciones de extracción de materiales pétreos.

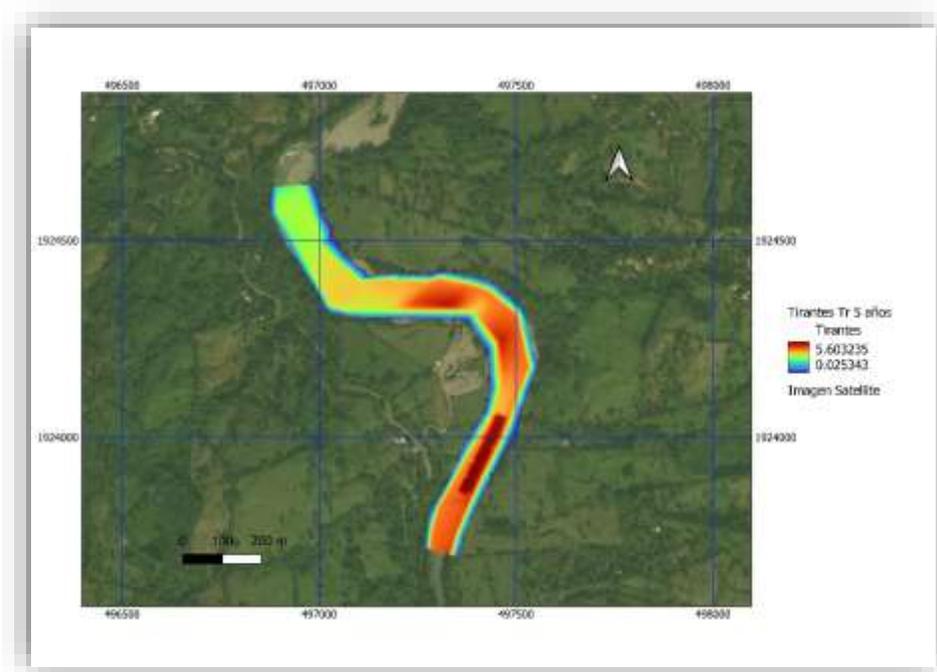


Figura 7-15 Tirantes asociados al periodo de retorno de 5 años

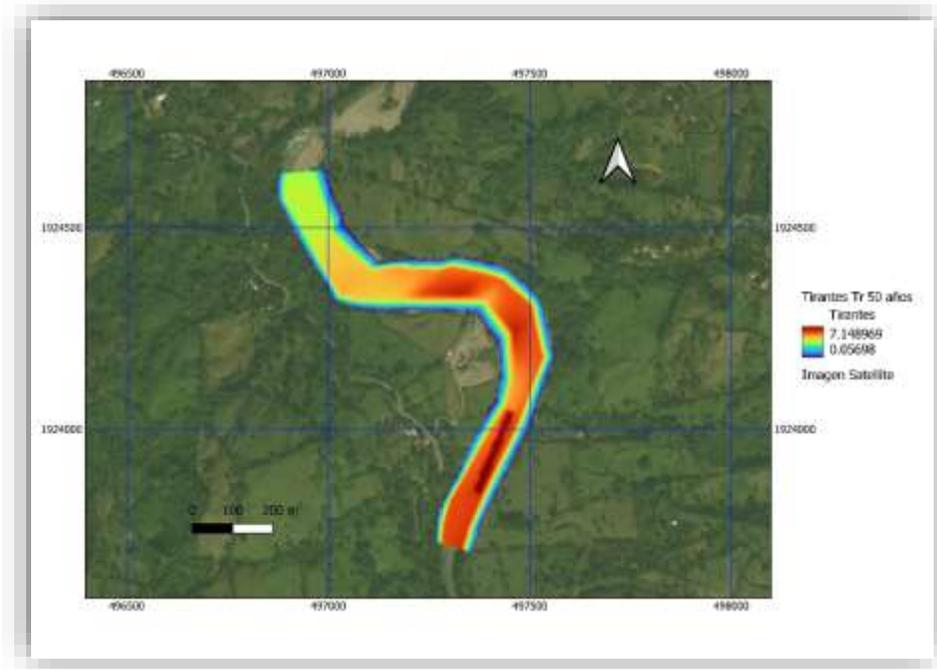


Figura 7-16 Tirantes asociados al periodo de retorno de 50 años

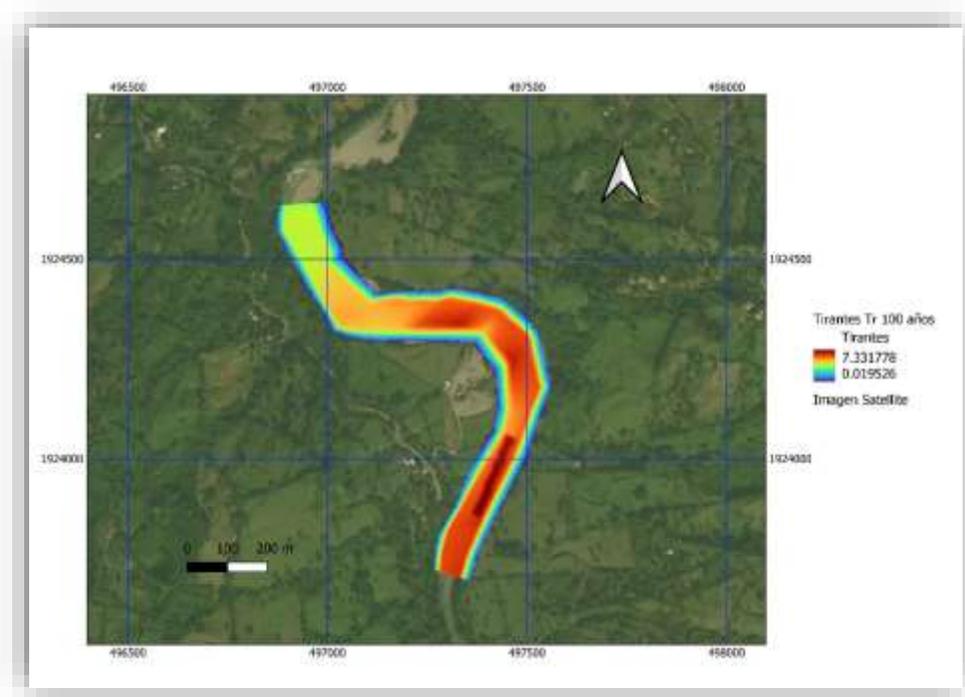


Figura 7-17 Tirantes asociados al periodo de retorno de 100 años

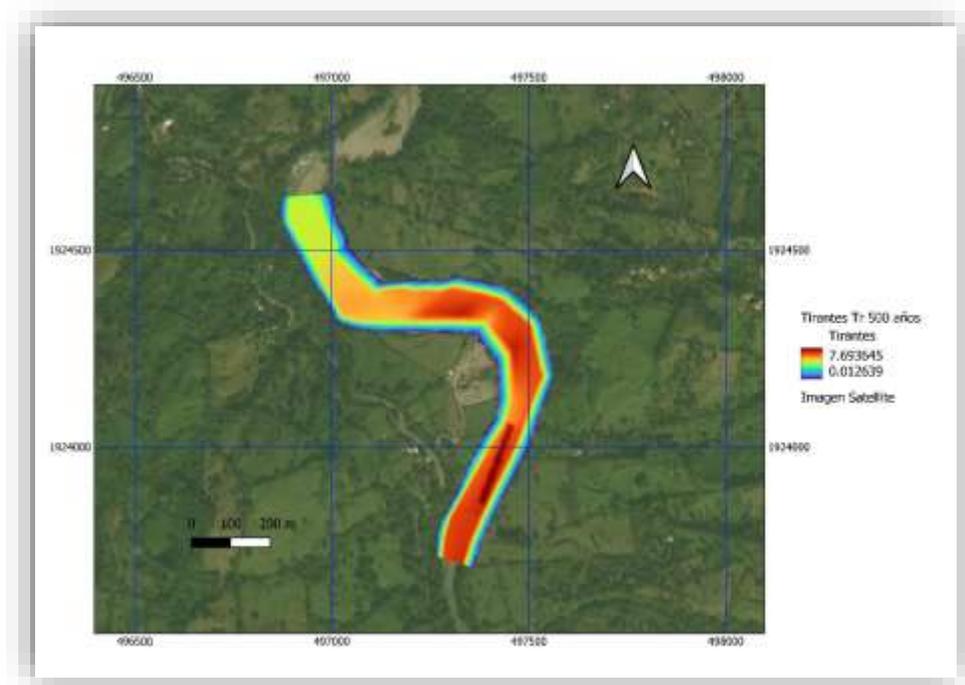


Figura 7-18 Tirantes asociados al periodo de retorno de 500 años

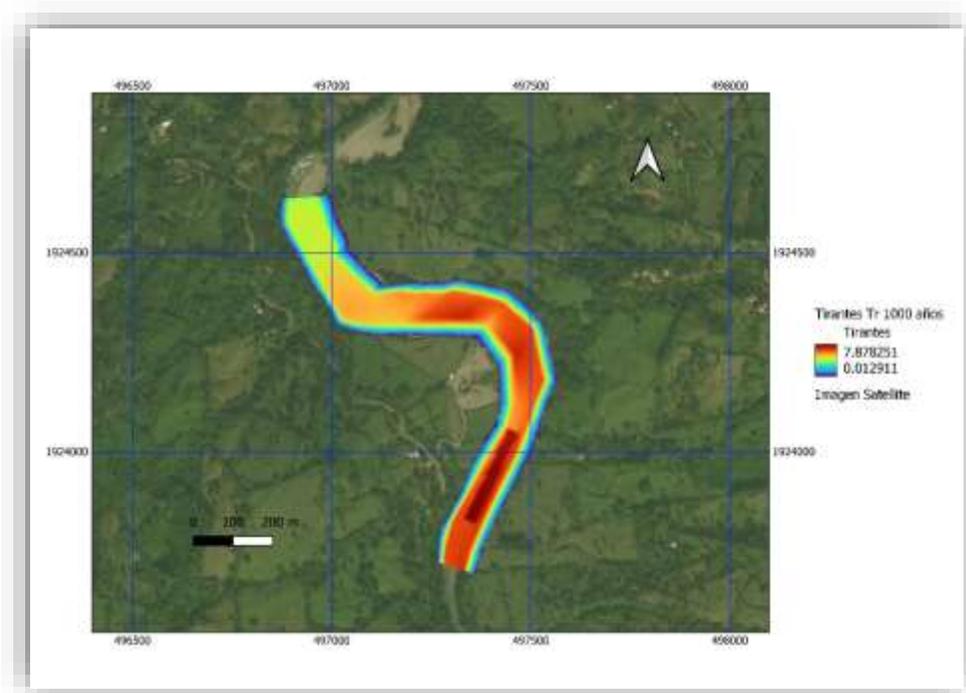


Figura 7-19 Tirantes asociados al periodo de retorno de 1000 años

En las siguientes Figura 7-20, Figura 7-21, Figura 7-22, Figura 7-23 y Figura 7-24 corresponden a las velocidades asociados a los periodos de retorno de 5, 50, 100, 500 y 1000 años con condiciones de extracción de materiales pétreos.

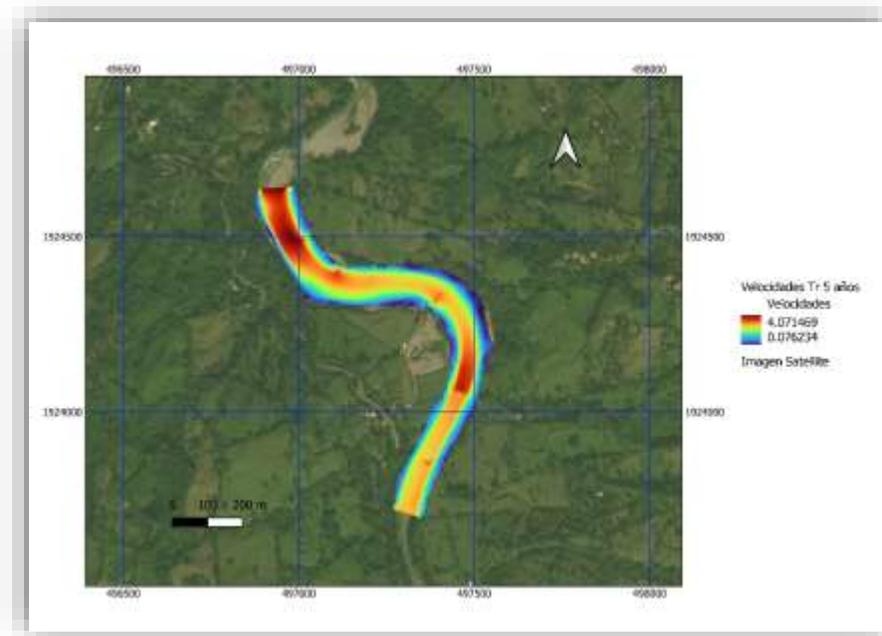


Figura 7-20 Velocidades asociados al periodo de retorno de 5 años

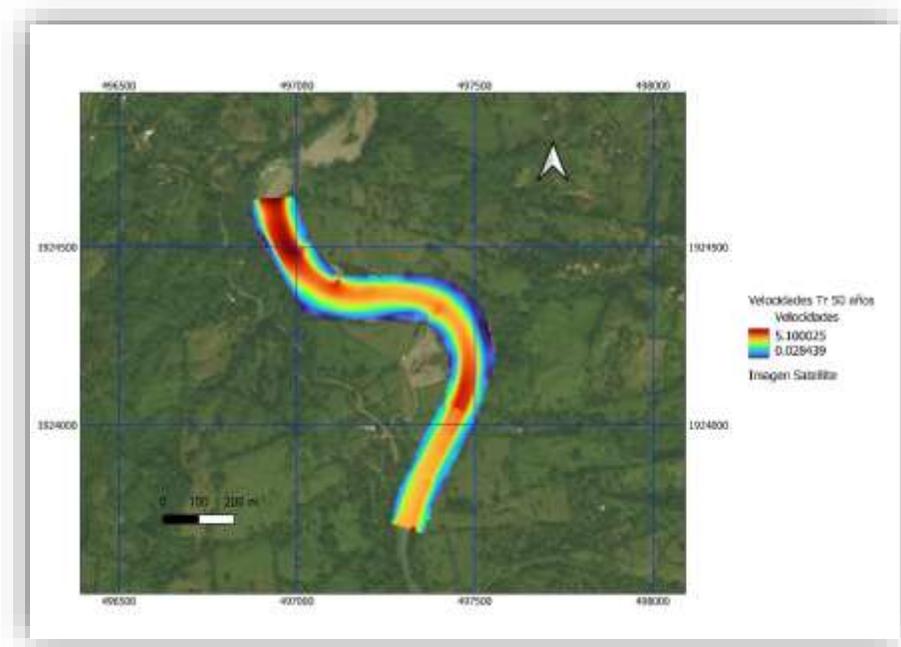


Figura 7-21 Velocidades asociados al periodo de retorno de 50 años

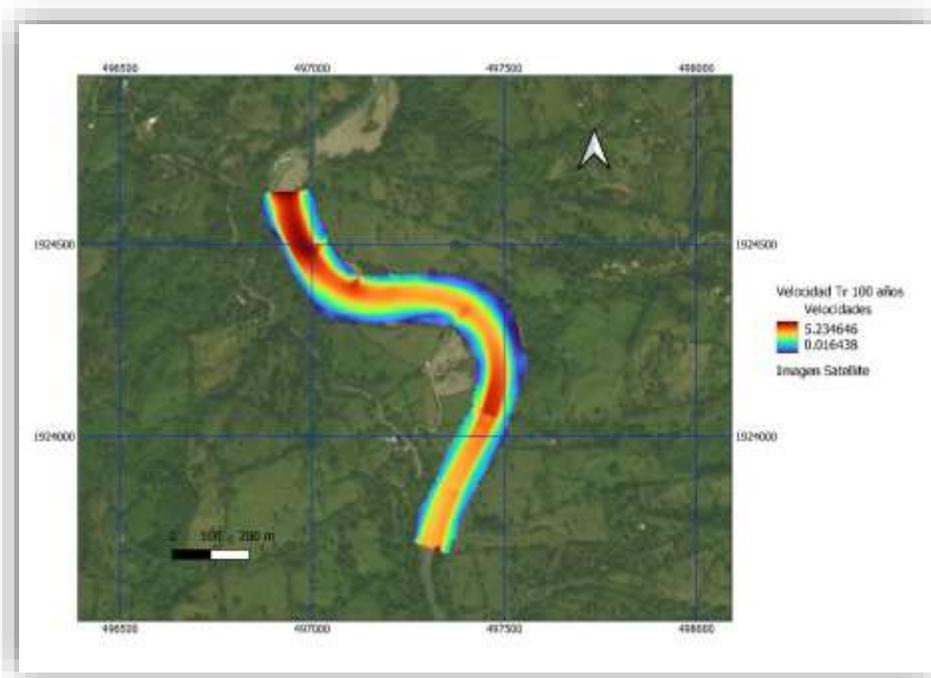


Figura 7-22 Velocidades asociados al periodo de retorno de 100 años

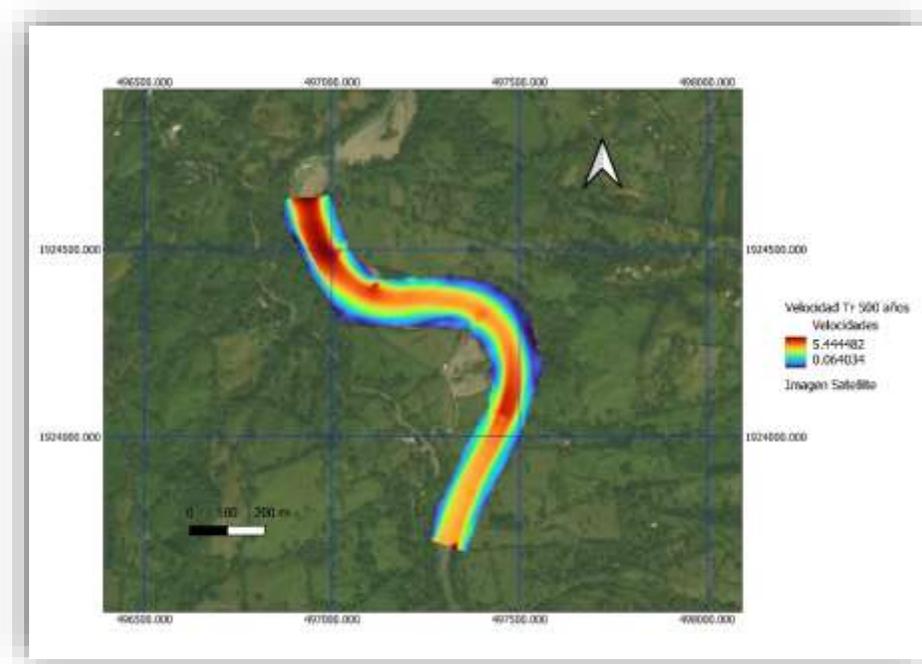


Figura 7-23 Velocidades asociados al periodo de retorno de 500 años

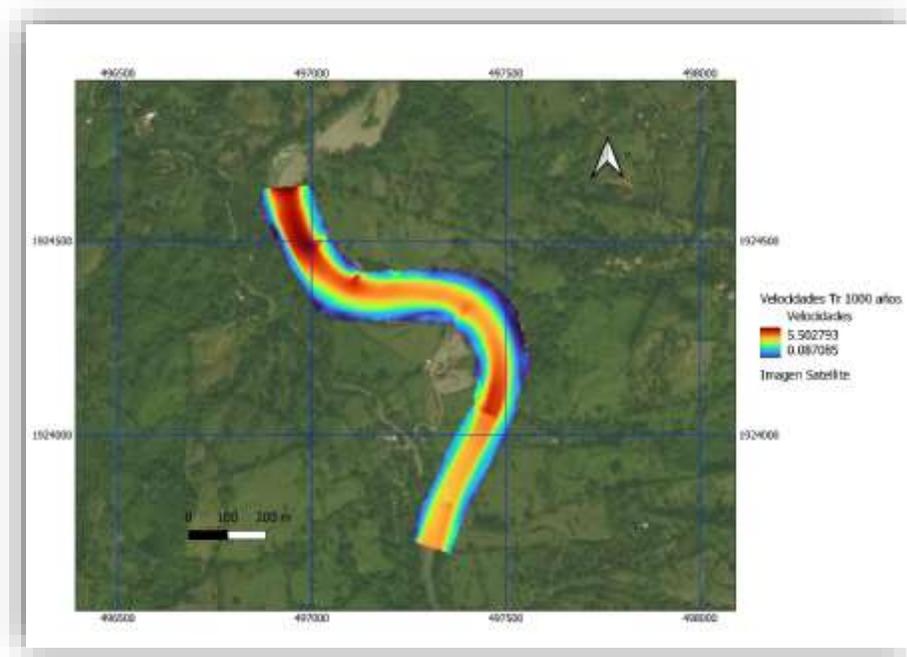


Figura 7-24 Velocidades asociados al periodo de retorno de 1000 años

8. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN LA ZONA DE EXTRACCIÓN DE MATERIALES

8.1. Número de muestras tomadas

Se realizaron dos pozos a cielo abierto un PCA-1 y PCA-2 con una profundidad de 1.20 m. En las fotografías que se muestran del lecho del cauce se muestra un acorazamiento en el tramo de extracción, fotografías 1, 2, 3, 4 y las fotografías 5 y 6 se muestran



8.2. Estudio granulométrico de la sección de estudio

En el estudio geotécnico se realizaron dos sondeos a cielo abierto con una profundidad de 1.20 m, en los dos sondeos se tiene una densidad de sólidos promedio de $S_s = 2.625$ con un D_{50} de 9 a 10 cm, si se considera este diámetro para el cálculo para el transporte de sedimentos y las características hidráulicas de una sección en la zona de extracción probable, para un Tr de 100 años de periodo de retorno, se obtiene la Figura 8-1 en la que se observa el nivel del terreno y el nivel del agua.

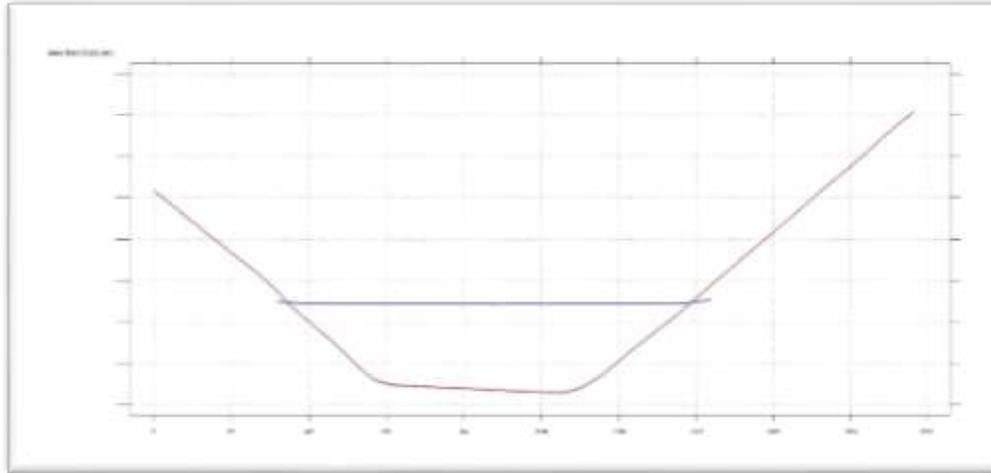


Figura 8-1 Sección para un Tr de 100 años de periodo de retorno

Donde el área hidráulica es de $10,664.9 \text{ m}^2$, el perímetro mojado es de 219.67 m , el radio hidráulico de 99.62 , el tirante máximo de 6.412 , la superficie libre del agua de 206.84 m , el caudal para un Tr de 100 años $1558.4 \text{ m}^3/\text{s}$ y el caudal unitario de $7.54 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$.

8.3. Transporte de sedimentos

El transporte de sedimentos se clasifica en su forma más sencilla en transporte de fondo (material no-cohesivo) y transporte en suspensión (material cohesivo). El transporte de fondo corresponde a sedimentos llamados cantos, boleos, gravas y arenas. Es decir, es el transporte que ocurre sobre el fondo del cauce por rodamiento o por saltos, este corresponde a partículas no-cohesivas. Existen una gran cantidad de métodos y/o ecuaciones para el cálculo aproximado del transporte de fondo, que es el que interesa en este caso particular, puesto que es el que queda depositado en el fondo del cauce cuando finaliza el periodo de avenidas y es el que se utiliza para la explotación pétreo de la trituradora. En este caso se aplicaron 5 métodos los cuales se presentan a continuación:

8.3.1. Fórmula de Schoklitsch

Los experimentos realizados por Schoklitsch basados en canales de laboratorio, dieron como resultado una expresión en el que se puede predecir el arrastre unitario de la capa de fondo.

$$g_b = 2500 * S^{\frac{2}{3}} * (q - q_c)$$

Donde

q: gasto unitario líquido del río

q_c: gasto unitario crítico para el cual se inicia el movimiento de las partículas, el cual se obtiene de la siguiente manera:

$$q_c = \frac{1}{n} * d_c^{\frac{5}{3}} * S^{\frac{1}{2}}$$

Siendo

$$n = \frac{D^{1/6}}{19.05}$$

Para obtener el tirante crítico para el inicio de arrastre, se puede optar por dos métodos:

- a) Este método es el más común, dado que se obtiene en base al diámetro D y la pendiente S del río.

$$d_c = \tau_{*c} * \frac{\Delta * D}{S}$$

τ_{*c} se obtiene de la siguiente manera:

Para 2.15 ≤ D* ≤ 333

$$\tau_{*c} = \frac{\tau_c}{(\gamma_s - \gamma) * D} = \left[\frac{0.2196}{D_*} + 0.077 * \exp \left\{ - \left(\frac{30.35}{D_*} \right)^{0.563} \right\} \right]$$

Para D* ≥ 333

$$\tau_{*c} = 0.06$$

Y τ_c:

Para D* ≤ 333

$$\tau_c = (\gamma_s - \gamma) * D * \left[\frac{0.2196}{D_*} + 0.077 * \exp \left\{ - \left(\frac{30.35}{D_*} \right)^{0.563} \right\} \right]$$

Para D* ≥ 333

$$\tau_c = 0.06 * (\gamma_s - \gamma) * D$$

D* es el denominado parámetro de la partícula y se calcula como:

$$D_* = D * \left[\left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \right) * \frac{g}{\nu^2} \right]^{\frac{1}{3}} = D * \left(\frac{\Delta * g}{\nu^2} \right)$$

Haciendo las sustituciones correspondientes, se obtiene una ecuación para determinar el gasto unitario crítico.

$$q_c = 19.05 * \tau_{*c}^{\frac{5}{3}} * \frac{\Delta^{5/3} * D^{3/2}}{S^{7/6}}$$

Entonces, sustituyendo esta ecuación en la del arrastre de la capa de fondo, obtenemos otra fórmula:

$$g_b = 2500 * S^{\frac{1}{3}} * \left(q * S^{\frac{1}{3}} - 19.05 * \tau_{*c}^{\frac{5}{3}} * \Delta^{5/3} * D^{3/2} \right)$$

b) Método de Schoklitsch, este método propone dos expresiones para obtener d_c , dependiendo del diámetro del material:

1. Para $D \geq 0.006\text{m}$

$$d_c = 0.076 * \frac{\Delta * D}{S}$$

Entonces:

$$q_c = 0.26 * \frac{\Delta^{5/3} * D^{3/2}}{S^{7/6}}$$

sustituyendo esta ecuación en la del arrastre de la capa de fondo, obtenemos:

$$g_b = 2500 * S^{\frac{1}{3}} * \left(q * S^{\frac{7}{6}} - 0.26 * \Delta^{5/3} * D^{3/2} \right)$$

2. Para $0.0001 \leq D \leq 0.003\text{m}$

$$\tau_c = \gamma * d_c * S = 0.000285 * (\gamma_s - \gamma) * D^{\frac{1}{3}}$$

Despejando d_c se obtiene

$$d_c = 0.000285 * \frac{\Delta * D^{1/3}}{S}$$

Entonces

$$q_c = 2.351 * 10^{-5} * \frac{\Delta^{5/3} * D^{7/18}}{S^{7/6}}$$

sustituyendo esta ecuación en la del arrastre de la capa de fondo, obtenemos:

$$g_b = 2500 * S^{\frac{1}{3}} * \left(q * S^{\frac{7}{6}} - 2.351 * 10^{-5} * \Delta^{5/3} * D^{7/18} \right)$$

8.3.2. Fórmula de Shields

Tras varios experimentos Shields presentó una fórmula para poder determinar el arrastre de fondo que está en función del esfuerzo tangencial τ_c y τ_0 .

$$\frac{g_b * (\gamma_s - \gamma)}{g_w * \gamma * S} = \frac{10 * (\tau_0 - \tau_c)}{D_{50} * (\gamma_s - \gamma)}$$

Donde

g_b : arrastre unitario en la capa de fondo

g_w : gasto líquido unitario, se obtiene:

$$g_w = \gamma * q$$

τ_c : esfuerzo tangencial crítico

γ y γ_s : son los pesos específicos de agua y de las partículas, respectivamente.

Sustituyendo la ecuación anterior en la de arrastre de fondo, obtenemos una fórmula nueva que sirve para calcular el arrastre total de fondo.

$$g_{BT} = \frac{10 * q * S}{D_{50} * \Delta^2} * (\tau_0 - \tau_c)$$

Como se sabe $q = U/d$, donde U es la velocidad máxima y del tirante, sustituyendo q , en la ecuación anterior, tenemos que:

$$g_{BT} = \frac{10 * U * d * S}{D_{50} * \Delta^2} * (\tau_0 - \tau_c)$$

Sustituyendo $\gamma d S$ por τ_0

$$g_B = \frac{10 * U * \gamma}{D_{50} * (\gamma_s - \gamma)^2} * \tau_0 * (\tau_0 - \tau_c)$$

Estas fórmulas aplican para:

$$1060 \leq \gamma_s \leq 42520 \text{ kgf/m}^3$$

$$0.00156 \leq D_{50} \leq 0.00247 \text{ m}$$

8.3.3. Fórmulas de Meyer-Peter y Müller

Las fórmulas de Meyer-Peter y Müller para calcular el arrastre de la capa de fondo, fueron obtenidas a partir de experiencias realizadas de 1932 a 1948 en el instituto federal de Zürich. Un resumen de todas ellas fue presentado en 1948. (Maza et al., 1998, p.55).

Las pruebas que realizaron se dividieron en cuatro series, en la cual cada una tiene su propia fórmula, pero en el caso de la cuarta fórmula abarca todos los resultados obtenidos por lo que es la más utilizada, las características de dichas pruebas son las siguientes (Maza et al., 1998).

1. Partículas de diámetro uniforme con peso específico de 2680 kgf/m³
2. Partículas con diámetro uniforme, pero usando en cada prueba, uno de tres materiales de peso específico diferente
3. Partículas de diferentes tamaños, con peso específico de 2680 kgf/m³
4. Las mismas condiciones que la número 3, pero realizando pruebas para otros dos materiales con pesos específicos diferentes.

Primera fórmula

La primera serie de ensayos la iniciaron en 1932, y en ellos utilizaron material uniforme con diámetro de 5.05 mm y 28.6 mm, obtenidos de grava natural con peso específico de 2680 kgf/m³. De acuerdo con esos resultados la primera fórmula sirve para evaluar el arrastre de fondo cuando lo compone un material uniforme (Maza et al., 1998).

$$\frac{g_b^{2/3} * S}{D} = 17 + \frac{0.4 * g_B^{2/3}}{D}$$

El gasto líquido unitario expresado en m³/s*m se designa como q_b y se relaciona con g_b con la siguiente ecuación

$$g_b = \gamma * q_b$$

Al sustituir esta ecuación en la anterior y considerando un peso específico de 1000 kgf/m³

$$\frac{q_b^{2/3} * S}{D} = 17 + 0.004 * \frac{g_B^{2/3}}{D}$$

Despejando el arrastre en la capa de fondo

$$g_B = 3953 * [q_b^{2/3} * S - 0.17 * D]^{3/2}$$

O bien, simplificando

$$g_B = [250 * q_b^{2/3} * S - 42.5 * D]^{3/2}$$

Segunda Fórmula

Esta fórmula está realizada con partículas de diámetro uniforme, e igual a 5.05 mm, pero variando el peso específico, ya que se usó barita con peso específico de 4220 kgf/m³, grava natural con peso específico de 2680 kgf/m³ y lignito con peso específico de 1250 kgf/m³. Estas pruebas se ajustan a la ecuación (Maza et al., 1998).

$$\frac{g_b^{2/3} * S}{D * (\gamma_s - \gamma)^{10/9}} = 9.57 + 0.462 * \frac{g_B^{2/3}}{D * (\gamma_s - \gamma)^{7/9}}$$

g'_B es el arrastre de la capa de fondo, pesado bajo el agua, y esta se relaciona con el arrastre de la capa de fondo pesado en seco, mediante la siguiente ecuación

$$g'_B = \frac{g_B * (\gamma_s - \gamma)}{\gamma_s}$$

Usando el parámetro Δ y se sustituye lo anterior en la fórmula, se obtiene

$$\frac{\gamma^{2/3} * q_b^{2/3} * S}{D * \Delta^{10/9}} = 9.57 + 0.462 * \frac{g_B^{2/3} * \gamma^{2/3}}{\gamma_s^{2/3} * D * \Delta^{1/9}}$$

considerando un peso específico de 1000 kgf/m³

$$\frac{q_b^{2/3} * S}{D * \Delta} = 0.0957 * \Delta^{1/9} + \frac{0.462}{D} * \left(\frac{g_B}{\gamma_s}\right)^{2/3}$$

Despejando el arrastre de la capa de fondo

$$g_B = 3.185 * \gamma_s * D^{3/2} * \left(\frac{q_b^{2/3} * S}{D * \Delta} - 0.0957 * \Delta^{1/9}\right)^{3/2}$$

Simplificando

$$g_B = \frac{3.185 * \gamma_s}{\Delta^{\frac{3}{2}}} * \left(q_b^{\frac{2}{3}} * S - 0.0957 * \Delta^{\frac{10}{9}} * D \right)^{3/2}$$

Considerando que $\Delta = 1.68$ y $\gamma_s = 2680 \text{ kgf/m}^3$ la expresión anterior se reduce a la siguiente

$$g_B = 3920 * \left(q_b^{\frac{2}{3}} * S - 0.1703 * D \right)^{3/2}$$

8.3.4. Fórmula de Kalinske

Kalinske desarrolló una ecuación para determinar el arrastre de la capa de fondo, en donde intervienen diversos factores, entre ellas la velocidad media que actúa sobre las partículas, partiendo de esto

$$\frac{g_B}{\gamma_s * U_* * D} = 11 * \alpha_3 * p * \frac{\bar{u}_s}{\bar{u}}$$

Siendo

$$\alpha_3 = \frac{2}{3} = 0.6667$$

$$p = 0.35$$

Sustituyendo los valores se obtiene

$$\frac{g_B}{\gamma_s * U_* * D} = 2.57 * \frac{\bar{u}_s}{\bar{u}}$$

Aceptando que \bar{u} es función de $\tau_0^{1/2}$ y que, u varía de acuerdo con la ley normal, se puede demostrar que

$$\frac{\bar{u}_s}{\bar{u}} = \frac{\bar{u} - \bar{u}_c}{\bar{u}} = f\left(\frac{\tau_c}{\tau_0}, r\right)$$

Donde

$$r = \sqrt{\frac{u^2 - \bar{u}^2}{\bar{u}}}$$

Aceptando que $r=0.25$ cuando el flujo es turbulento y sustituyendo, se obtiene

$$\frac{g_B}{\gamma_s * U_* * D} = f\left(2.5 * \frac{\tau_c}{\tau_0}\right)$$

El esfuerzo cortante crítico medio que Kalinske propone tomar es de

$$\tau_c = 0.116 * (\gamma_s - \gamma) * D$$

Al tener en cuenta esto, y sustituirlo en la ecuación anterior

$$\frac{g_B}{\gamma_s * U_* * D} = f\left(\frac{0.116}{\tau_*}\right) = f\left(\frac{\tau_c}{\tau_0}\right)$$

Finalmente despejando el arrastre en la capa de fondo

$$g_B = \gamma_s * U_* * D_{50} * f\left(\frac{\tau_c}{\tau_0}\right) = \gamma_s * U_* * D_{50} * f\left(\frac{0.116}{\tau_*}\right)$$

8.3.5. Fórmula de Levi

Levi propuso su fórmula con base en las velocidades medias y crítica de la corriente, en el cual se puede obtener el gasto sólido del material del fondo

$$q_B = 0.002 * \left(\frac{U}{\sqrt{g * D_m}} \right)^3 * (U - U_c) * D_m * \left(\frac{D_m}{d} \right)^{0.25}$$

Simplificado

$$q_B = \frac{0.002 * U^3 * (U - U_c)}{g^{3/2} * (d * D_m)^{1/4}}$$

Donde

D_m : diámetro medio del material

d : tirante de la corriente

U y U_c : velocidades de escurrimiento media y crítica, respectivamente

q_B : gasto sólido del material de fondo

Para poder determinar U_c , Levi propone utilizar las siguientes dos ecuaciones:

Si $10 < d/D_m < 60$

$$U_c = 1.4 * \sqrt{g * D_m} * \left(\frac{D_{max}}{D_m} \right)^{\frac{1}{7}} * \left[1 + \ln \sqrt{\frac{d}{7 * D_m}} \right]$$

Si $d/D_m \geq 60$

$$U_c = 1.4 * \sqrt{g * D_m} * \left(\frac{D_{max}}{D_m} \right)^{\frac{1}{7}} * \ln \left[\frac{d}{7 * D_m} \right]$$

En donde, si el material es uniforme, puede considerarse $D_{max} = D_m = D$

Multiplicando el gasto sólido por γ_s , se puede obtener otra manera de expresarlo:

$$g_B = \frac{0.002 * \gamma_s * U^3 * (U - U_c)}{g^{\frac{3}{2}} * (d * D_m)^{\frac{1}{4}}}$$

8.3.6. Fórmulas de Einstein y Einstein-Brown

Las expresiones obtenidas son las primeras que establecen que la cantidad de transporte g_b depende básicamente del parámetro ψ intensidad de flujo, que es igual al recíproco del parámetro de Shields, τ^* , y del parámetro de intensidad de transporte, Φ . Posteriormente, Einstein utilizó esos parámetros adimensionales en otras fórmulas. (Maza et al., 1998, p. 77).

Los parámetros son:

a) Intensidad de flujo

$$\psi = \frac{1}{\tau_*} = \frac{(\gamma_s - \gamma) * D_{50}}{\gamma * R * S} = \frac{(\gamma_s - \gamma) * D_{50}}{\tau_0} = \frac{\Delta * D_{50}}{R * S}$$

b) Intensidad de transporte

$$\phi = \frac{g_B}{\gamma_s * \sqrt{g * \Delta * D_{50}^3}} = \frac{g_B}{\gamma_s} * \left(\frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma}\right)^{\frac{1}{2}} * \left(\frac{1}{g * D_{50}^3}\right)^{\frac{1}{2}}$$

Afectando a Φ por el coeficiente de corrección para determinar la velocidad de caída, se obtiene:

$$\phi' = \frac{\phi}{F_1}$$

donde

$$F_1 = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36 * v^2}{g * \Delta * D_{50}^3}} - \sqrt{\frac{36 * v^2}{g * \Delta * D_{50}^3}}$$

Con la fórmula que Einstein propuso se ajustó a los datos que el utilizó

$$0.465 * \phi' = e^{-0.39 * \psi}$$

La cual es válida para $22 \geq \psi \geq 5.5$, o bien si $0.045 \leq \tau_* \leq 0.182$

En dado caso ψ sea menor a 5.5, Rouse, Boyer y Laursen propusieron la siguiente ecuación:

$$\phi' = 40 * \left(\frac{1}{\psi}\right)^3$$

O bien,

$$\phi' = 40 * \tau_*^3$$

La cual es conocida como la fórmula de Einstein-Brown, y es válido si $1 \leq \psi \leq 12.0$, o bien si $1 \geq \tau_* \geq 0.083$.

Entonces, de la fórmula de Einstein, si $0.045 \leq \tau_* \leq 0.19$ o $22 \geq \psi \geq 5.263$

$$g_B = 2.151 * F_1 * \gamma_s * \sqrt{g * \Delta * D_{50}^3} * e^{-0.391/\tau_*}$$

O bien,

$$g_B = 2.151 * F_1 * \gamma_s * \sqrt{g * \Delta * D_{50}^3} * e^{-(0.391 * \Delta * \frac{D_{50}}{R_s})}$$

De la fórmula de Einstein-Brown, si $1.0 \geq \tau_* \geq 0.19$ o $1.0 \leq \psi \leq 5.263$

$$g_B = 40 * F_1 * \gamma_s * \tau_*^3 * \sqrt{g * \Delta * D_{50}^3}$$

O bien,

$$g_B = 40 * F_1 * \gamma_s * \left(\frac{R * S}{\Delta * D_{50}}\right) * \sqrt{g * \Delta * D_{50}^3}$$

8.3.7. Método de Sato, Kikkawa y Ashida

Sato, Kikkawa y Ashida obtuvieron una ecuación teórica que involucra la turbulencia ejercida sobre la partícula y la porción del área unitaria expuesta para esta fuerza

$$g_B = \frac{r * b * C_L * a^2}{2 * \sqrt{2} * \pi} * f_1 * \left(\frac{\tau_c}{\tau_0}\right) * \tau_0 * U_*$$

Siendo:

CL: coeficiente de sustentación

r: porcentaje del área unitaria que está expuesta a la fuerza de sustentación

a: coeficiente y se obtiene como

$$a = \frac{u_y}{U_*}$$

b: coeficiente y se obtiene como:

$$a = \frac{u_{y=0}}{U_*}$$

Donde

u_y : velocidad a una distancia y

$u_{y=0}$: velocidad en el fondo

U_* : velocidad de corte

$$U_* = \sqrt{g * R * S}$$

τ_c : esfuerzo crítico

τ_0 : esfuerzo cortante que la corriente produce en el fondo

experimentalmente se encontraron que:

$$f_1 * \left(\frac{\tau_c}{\tau_0}\right) = 2.517 * f * \left(\frac{\tau_c}{\tau_0}\right)$$

O bien,

$$f_1 * \left(\frac{\tau_c}{\tau_0}\right) = 2.517 * \left(1 - \frac{\tau_c}{\tau_0}\right)$$

Al sustituir estas ecuaciones obtenemos:

$$g_B = \frac{2.517 * r * b * C_L * a^2}{\sqrt{8} * \pi} * \left(1 - \frac{\tau_c}{\tau_0}\right) * \tau_0 * U_*$$

Escribiendo esta expresión en forma adimensional resulta:

$$\frac{g_b}{U_* * (\tau_0 - \tau_c)} = \frac{2.517 * r * b * C_L * a^2}{\sqrt{8} * \pi}$$

En la que los parámetros adimensionales son

$$\phi_s = \frac{g_b}{U_* * (\tau_0 - \tau_c)}$$

$$A = \frac{2.517 * r * b * C_L * a^2}{\sqrt{8} * \pi}$$

Relacionando A con el coeficiente de Manning:

$$\phi_s = f(n)$$

De esta manera se puede obtener la cantidad de transporte en función del coeficiente de Manning, y para ello existen dos zonas de aplicación.

a) Para $n \geq 0.025$

$$\phi_s = \frac{g_B}{U_* * (\tau_0 - \tau_c)} = 1$$

b) Despejando el arrastre de fondo, obtenemos

$$g_B = U_* * (\tau_0 - \tau_c)$$

c) Para $0.010 \leq n \leq 0.025$

$$\phi_s = \left(\frac{1}{40 * n} \right)^{3.5}$$

En donde la ecuación del arrastre de la capa de fondo queda

$$g_B = U_* * (\tau_0 - \tau_c) * \left(\frac{1}{40 * n} \right)^{3.5}$$

Siendo

$$n = \frac{R^{2/3} * S^{1/2}}{U}$$

8.3.8. Fórmula de Rottner

Rottner consideró que el cálculo de transporte de sedimentos está en función de

$$g_B = f * (q, d, D, \rho_s, \rho, g, \nu)$$

Y con esto llegó a la conclusión que pueden intervenir los parámetros adimensionales:

$$\frac{g_B}{\gamma_s * \sqrt{g * \Delta * d^3}}, \frac{q}{\sqrt{g * \Delta * d^3}}, \frac{U}{\sqrt{g * \Delta * d}}, \frac{d}{D}$$

Para referir los datos disponibles. Rottner trabajó en el plano cartesiano, en donde:

$$x = \left[\frac{g_b}{\gamma_s * \sqrt{\Delta * d^3}} \right]^{1/3}$$

$$y = \frac{U}{\sqrt{\Delta * d}}$$

Después de experimentar en este plano cartesiano, Rottner se dio cuenta de que la recta que tendía a formarse seguía un buen ajuste a la ecuación $x = ay - b$, entonces con la ayuda del trabajo que Meyer-Peter y Müller sobre el efecto de la rugosidad en la pared, y de otros autores como Levy, llegó a la solución para poder determinar los valores de a y b.

$$a = 0.02741 * b + 0.01405$$

$$b = 2.45 * \left(\frac{D}{d}\right)^{2/3}$$

Sustituyendo b en a:

$$a = 0.06715 * \left(\frac{D}{d}\right)^{\frac{2}{3}} + 0.01405$$

Reemplazando los valores de x, y, a y b en la ecuación de la recta se obtiene:

$$\left(\frac{g_B}{\gamma_s * \sqrt{\Delta * d^3}}\right)^{1/3} = \left[0.06715 * \left(\frac{D}{d}\right)^{\frac{2}{3}} + 0.01405\right] * \frac{U}{\sqrt{\Delta * d}} - 2.45 * \left(\frac{D}{d}\right)^{2/3}$$

Dividiendo la ecuación anterior por g^{1/2} obtenemos una nueva ecuación el cual es adimensional

$$1.463 * \left(\frac{g_B}{\gamma_s * \sqrt{g * \Delta * d^3}}\right)^{1/3} = \left[0.06715 * \left(\frac{D}{d}\right)^{\frac{2}{3}} + 0.01405\right] * \frac{3.13 * U}{\sqrt{g * \Delta * d}} - 2.45 * \left(\frac{D}{d}\right)^{2/3}$$

O bien,

$$\left(\frac{g_B}{\gamma_s * \sqrt{g * \Delta * d^3}}\right)^{1/3} = \left[0.1437 * \left(\frac{D}{d}\right)^{\frac{2}{3}} + 0.03\right] * \frac{U}{\sqrt{g * \Delta * d}} - 1.674 * \left(\frac{D}{d}\right)^{2/3}$$

Entonces, al despejar g_B de la ecuación anterior, obtenemos la ecuación de arrastre de fondo

$$g_b = \gamma_s * \sqrt{g * \Delta * d^3} * \left[\left(0.1437 * \left(\frac{D}{d}\right)^{\frac{2}{3}} + 0.03\right) * \frac{U}{\sqrt{g * \Delta * d}} - 1.674 * \left(\frac{D}{d}\right)^{2/3} \right]^3$$

En donde se puede expresar

$$D = D_m$$

8.3.9. Método de Garde y Albertson

Para valuar el arrastre de la capa de fondo, Garde y Albertson presentaron, en 1961, los resultados de un estudio comparativo efectuado con datos experimentales obtenidos por Gilbert y Liu en cauces con fondo plano. Para su análisis utilizaron los parámetros adimensionales de Kalinske y Shields. (Maza et al., 1998, p. 89).

$$\phi_k = \frac{g_b}{U_* * \gamma_s * D_{50}}$$

$$\tau_* = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) * D_{50}} = \frac{\gamma * R * S}{(\gamma_s - \gamma) * D_{50}}$$

Garde y Albertson, trataron de encontrar una relación general del tipo:

$$\phi_k = f(\tau_*)$$

En donde propusieron una ecuación que solo se aplica a suelo plano:

$$g_B = U_* * \gamma_s * D_{50} * \phi_k$$

Utilizando el parámetro adimensional U/U_* lograron encontrar una relación que permite obtener el arrastre de fondo sobre rizos y dunas

$$\phi_{k1} = f * \left[\tau_*, \frac{U}{U_*} \right]$$

Despejando g_B obtenemos la fórmula para obtener el arrastre de fondo:

$$g_B = \gamma_s * U_* * D_{50} * \phi_{k1}$$

8.3.10. Ecuación de Frijlink

Frijlink efectuó comparaciones de diferentes autores para poder obtener una ecuación de arrastre de fondo, los métodos semioníricos comparados fueron el de Kalinske y Einstein y el método de Meyer-Peter y Müller. Utilizó los parámetros adimensionales que empleó Einstein, pero afectándolos por el coeficiente μ . (Maza et al., 1998).

$$\phi = \frac{q_B}{(g * \Delta * D_{50}^3)^{1/2}}$$

O bien,

$$\phi = \frac{g_B}{\gamma_s * (g * \Delta * D_{50}^3)^{1/2}}$$

Y

$$\psi_F = \frac{\Delta * D_{50}}{\mu * R * S} = \frac{1}{\mu * \tau_*}$$

Siendo

μ : parámetro adimensional denominado factor de rizos, se obtiene como

$$\mu = \left(\frac{C}{C'} \right)^{3/2} = \left(\frac{C}{C_{90}} \right)^{3/2}$$

Donde:

C: coeficiente de rugosidad y se obtiene como

$$C = \frac{U}{\sqrt{R * S}}$$

Y C': coeficiente de rugosidad asociado al diámetro 90 de las partículas, calculado como

$$C' = 18 * \log \left(\frac{12 * R}{D_{90}} \right)$$

La curva propuesta por Frijlink está dada por la siguiente ecuación

$$\phi = 5 * \psi_F^{\frac{1}{2}} * e^{-0.27 * \psi_F}$$

sustituyendo

$$\frac{g_B}{\gamma_s * (g * \Delta * D_{50}^3)^{1/2}} = 5 * (\mu * \tau_*)^{\frac{1}{2}} * e^{-0.27/\mu * \tau_*}$$

Despejando el arrastre de la capa de fondo se obtiene la siguiente ecuación:

$$g_B = 5 * \gamma_s * D_{50} * (\mu * g * R * S)^{\frac{1}{2}} * e^{-0.27/\mu * \tau_*}$$

8.3.11. Método de Yalin

Yalin desarrolló su fórmula para flujo permanente, con el cual se calcula el arrastre de la capa de fondo

$$g_B = W_B * U_B$$

Siendo

W_B : el peso total de las partículas de fondo transportadas por unidad de área

U_B : velocidad con la cual las partículas son movidas por el flujo

La expresión que desarrolló Yalin para obtener la velocidad U_B del grano transportado dedujo que, U_B es igual a la velocidad de las partículas cuando efectúan un salto promedio, entonces, al resolver las ecuaciones diferenciales que representan el salto de la partícula llegó a la ecuación (Maza et al., 1998).

$$\frac{U_B}{U_*} = C_1 * \left(1 - \frac{1}{a_y * s_y} * \ln(1 + a_y * s_y) \right)$$

Donde

$$s_y = \frac{\tau_0 - \tau_c}{\tau_c} = \frac{\tau_* - \tau_{*c}}{\tau_{*c}}$$

$$a_y = 2.45 * \tau_{*c} \left(\frac{\gamma}{\gamma_s} \right)^{0.4}$$

y C_1 es una constante adimensional.

En el caso de W_B se obtiene mediante la siguiente expresión

$$W_B = C_2 * s_y * D * (\gamma_s - \gamma)$$

En la cual C_2 es una constante

Sustituyendo estos valores en la ecuación de arrastre de fondo, se obtiene la expresión

$$g_B = C_3 * s_y * D * U_* * (\gamma_s - \gamma) * \left[1 - \frac{1}{a_y * s_y} * \ln(1 + a_y * s_y) \right]$$

En la cual C_3 es un constante producto de C_1 y C_2 , en el cual Yalin valuó esta constante como 0.635, por lo que la ecuación anterior queda como

$$g_B = 0.635 * s_y * D * U_* * (\gamma_s - \gamma) * \left[1 - \frac{1}{a_y * s_y} * \ln(1 + a_y * s_y) \right]$$

8.3.12. Método de Pernecker y Vollmers

Pernecker y Vollmers, el 1965, dibujaron las curvas obtenidas con las fórmulas propuestas por otros autores y efectuaron una comparación bastante detallada entre los diferentes métodos, destacando el de Kalinske, Meyer-Peter y Müller y Einstein-Brown. Para ello, utilizaron los siguientes parámetros adimensionales. (Maza et al., 1998, p. 97).

$$G_* = \frac{g'_B}{\rho * U_*^3} = \frac{g'_B}{\tau_0 * U_*}$$

$$\tau_* = \frac{\rho * U_*^2}{g * (\rho_s - \rho) * D} = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) * D}$$

Siendo

g'_B : gasto sólido en la capa de fondo expresado en peso sumergido por unidad de ancho y por unidad de área.

Expresándolo en función del peso seco

$$G_* = \frac{g_B * (\gamma_s - \gamma)}{\gamma_s * U_* * \tau_0} = \frac{g_B * (\gamma_s - \gamma) * g}{\gamma_s * \gamma * U_*^3} = \frac{g_b * g * \Delta}{\gamma_s * U_*^3}$$

Simplificando la ecuación de Meyer-Peter y Müller y utilizando G_* y τ_* se obtiene

$$G_* = 8 * \left[1 - \frac{0.047}{\tau_*} \right]^{3/2}$$

Haciendo lo mismo para la fórmula de Einstein-Brown

$$G_* = \frac{25 * f\left(\frac{\tau_c}{\tau_0}\right)}{\tau_*}$$

En el caso de las fórmulas de Pernecker y Vollmers, la hicieron coincidir en parte con los métodos mencionados y ajustaron los datos disponibles, con la siguiente ecuación

$$G_* = 25 * \tau_* - 1$$

Es decir,

$$\frac{g'_B}{\tau_0 * U_*} = \frac{g_B * (\gamma_s - \gamma)}{\gamma_s * U_* * \tau_0} = \frac{25 * \tau_0}{(\gamma_s - \gamma) * D} - 1$$

Despejando el arrastre de la capa de fondo expresado en peso seco, se obtiene:

$$g_B = \frac{\gamma_s}{(\gamma_s - \gamma)} * \tau_0 * U_* * \left[\frac{25 * \tau_0}{(\gamma_s - \gamma) * D} - 1 \right]$$

Sustituyendo $U_* = (\tau_0/\rho)^{1/2}$; $\rho = \gamma/g$; $\tau_* = \tau_0/(\gamma_s - \gamma) D$ toma la siguiente forma

$$g_b = 25 * \gamma_s * (g * \Delta * D^3)^{1/2} * \tau_*^{3/2} * (\tau_* - 0.04)$$

8.3.13. Método de Inglis

Inglis se basó en la fórmula de Lacey la cual servía para cauces en régimen, en las que interviene el diámetro y velocidad de caída del material de fondo, al igual que la concentración de material arrastrado,

Las ecuaciones de Lacey están basados en datos obtenidos en canales de riego, por lo tanto, Inglis propuso la ecuación (Maza et al., 1998)

$$\frac{g * g_B}{\gamma * U^2} = 0.562 * \frac{(v * g)^{\frac{1}{3}}}{w_m} * \frac{U^3}{g * d}$$

Despejando el arrastre de fondo y simplificando se obtiene la siguiente expresión

$$g_B = \frac{0.562 * \gamma * U^5 * v^{\frac{1}{3}}}{w_m * d * g^{5/3}}$$

Siendo:

w_m: velocidad de caída del diámetro medio, se obtiene como:

$$w_m = F_1 * (g * D * \Delta)^{0.5}$$

Y

$$F_1 = \left(\frac{2}{3} + \frac{36 * v^2}{g * D^3 * \Delta} \right)^{0.5} - \left(\frac{36 * v^2}{g * D^3 * \Delta} \right)^{0.5}$$

8.3.14. Método de Bogardi

Bogardi trabajó con diferentes parámetros adimensionales que se necesitaban para obtener el arrastre de fondo, con estos parámetros dibujó sobre papel doble logarítmico para así encontrar una fórmula matemática que mejor se relacionara (Maza et al., 1998).

De su análisis, Bogardi seleccionó tres parámetros en los que interviene transporte de fondo

a) El parámetro de transporte de Bogardi

$$\phi_B = \frac{g_B}{(\gamma_s - \gamma) * d} * \left(\frac{1}{g * \Delta * D} \right)^{1/2}$$

b) El parámetro de transporte de Einstein

$$\phi = \frac{g_B}{\gamma_s} * \left(\frac{1}{g * \Delta * D^3} \right)^{1/2}$$

c) El parámetro de transporte de Kalinske

$$\phi_k = \frac{g_B}{\gamma_s * D * U_*}$$

Bogardi propuso como relación general entre parámetros adimensionales la siguiente expresión

$$\phi' = F \left(S, \frac{d}{D}, \tau_*, \Delta, \frac{B * g^{1/3}}{v^{2/3}} \right)$$

Bogardi relacionó Φ' con dos de los parámetros adimensionales mencionados anteriormente y así obtuvo las expresiones que mejor se relacionaron.

$$\phi' = F(\tau_*, \Delta)$$

Posteriormente Δ fue eliminado, ya que las pruebas en que se cumplía que $\Delta = 1.65$, por lo que Bogardi obtuvo expresiones del tipo

$$\phi' = F(\tau_*)$$

Con la que es posible obtener un buen aproximamiento del arrastre de la capa de fondo

Las relaciones obtenidas por Bogardi fueron las siguientes

Con el parámetro de transporte de Bogardi

$$\phi_B = 0.1136 * \tau_*^{2.6867}$$

Con el parámetro de transporte de Einstein

$$\phi = 21.99 * \tau_*^{4.121}$$

Con el parámetro de transporte de Kalinske

$$\phi_k = 21.99 * \tau_*^{3.621}$$

En las que el mejor ajuste se obtuvo para el parámetro de Einstein, al sustituir Φ se obtiene

$$\frac{g_B}{\gamma_s} * \left(\frac{1}{g * \Delta * D^3} \right)^{\frac{1}{2}} = 21.99 * \tau_*^{4.121}$$

Despejando el arrastre de la capa de fondo

$$g_B = 21.99 * \gamma_s * (g * \Delta * D^3)^{\frac{1}{2}} * \tau_*^{4.121}$$

8.3.15. Método de Garg, Agrawal y Singh

Garg, Agrawal y Singh encontraron una ecuación para poder determinar el arrastre de la capa de fondo y para llegar a ello, propusieron que la fuerza ejercida por el fluido sobre las partículas está en función de la velocidad de flujo y que esta ocurre a una distancia de $0.35X$ sobre el fondo, por lo tanto (Maza et al., 1998)

$$U_1 \simeq 2.5 * U'_* * \ln \left(\frac{30.2 * 0.35 * X * x}{D_{65}} \right)$$

Simplificando

$$U_1 = 2.5 * U'_* * \ln \left(\frac{10.57 * X * x}{D_{65}} \right)$$

Donde

X: es el tamaño característico del conjunto de partículas de fondo, se calcula

Si $D_{65}/\delta'_0 < 1.80$

$$X = 1.39 * \delta'_0$$

Si $D_{65}/\delta'_0 > 1.80$

$$X = 0.77 * D_{65}$$

δ'_0 : espesor de la capa viscosa, está dada por la expresión

$$\delta'_0 = \frac{11.64 * \nu}{U'_*}$$

ν : viscosidad cinemática del agua

x : factor que tiene en cuenta la condición hidráulica del fondo

U'_* : velocidad de corte en función de R' , se calcula

$$U'_* = \sqrt{g * R' * S}$$

R' : radio hidráulico asociado a las partículas

La energía disponible por unidad de arrastre, después de iniciar el movimiento de los granos es

$$E_f = (\tau'_0 - \tau_c) * U_1$$

obteniendo la energía adicional debido al peso que tiene la partícula

$$E_g = F_g * U_* = \frac{(\gamma_s - \gamma) * \pi * D_m^3}{6} * n * \sin(\alpha) * U_s$$

Simplificando

$$E_g = \frac{n * (\gamma_s - \gamma) * \pi * D_m^3 * S * U_s}{6}$$

Siendo

D_m : diámetro medio de las partículas

n : número de partículas moviéndose

α : ángulo que forma el perfil longitudinal del fondo con la horizontal

S : pendiente longitudinal del cauce

U_s : velocidad de la partícula

γ_s y γ : peso específico de las partículas y del agua respectivamente

La fuerza que ejerce sobre las partículas que se desplazan es

$$F = n * \gamma * C_D * \frac{(U_1 - U_s)^2}{2 * g} * \frac{\pi * D_m^2}{4}$$

El trabajo por unidad de área efectuado para desplazar las partículas es

$$T = U_s * F = \frac{n * \gamma * C_D * D_m^2 * U_s * (U_1 - U_s)}{8 * g}$$

Considerando las partículas esféricas y en función del número de Reynolds de la partícula

$$Re = \frac{(U_1 - U_s) * D_m}{\nu} \simeq \frac{U_1 * D_m}{\nu}$$

Entonces, considerando que la energía disponible para arrastrar la partícula es igual al trabajo hecho por las partículas, se cumple que

$$(\tau'_0 - \tau_c) * U_1 + \frac{n * (\gamma_s - \gamma) * \pi * D_m^3 * S * U_s}{6} = \frac{n * \gamma * C_D * D_m^2 * U_s * (U_1 - U_s)}{8 * g}$$

Para valuar a n, sabiendo que el arrastre de las partículas, es función el número de partículas, su peso individual y su velocidad de desplazamiento, por tanto

$$g_B = n * U_s * \gamma_s * \frac{\pi * D_m^3}{6}$$

En donde se puede calcular n de la siguiente manera

$$n = \frac{6 * g_B}{\gamma_s * U_s * \pi * D_m^3}$$

Teniendo en cuenta esto, se puede determinar el arrastre de fondo despejándolo de la fórmula anterior, el cual queda como

$$g_B = \frac{4 * g * D_m * (\tau'_0 - \tau_c) * \gamma_s * U_1}{3 * \gamma * C_D * (U_1 - U_s)^2 - 4 * g * (\gamma_s - \gamma) * D_m * S}$$

Teniendo en cuenta las ondulaciones del fondo que tratan de frenar al flujo, las partículas se deben desplazar a una velocidad que obligue al consumo máximo de energía, al efectuar

$$\frac{\partial T}{\partial S} = 0$$

Se obtiene que $U_s = U_1$ o bien

$$U_s = \frac{U_1}{3}$$

Finalmente tenemos la ecuación para determinar el arrastre de la capa de fondo

$$g_B = \frac{3 * g * D_m * (\tau'_0 - \tau_c) * \gamma_s * U_1}{\gamma * C_D * U_1^2 - 3 * g * (\gamma_s - \gamma) * D_m * S}$$

8.3.16. Método de DuBoys, fórmula de Straub

Dubois en 1879, establece por primera vez una fórmula para estimar el arrastre de material sólido en el fondo de un río o un canal. Consideró que ese material se mueve en una serie de n capas superpuestas, cada una de las cuales tiene un espesor t del mismo orden de magnitud que el diámetro de las partículas que la forman, y que supuso el diámetro uniforme. Asimismo, consideró que la variación de las velocidades entre capas adyacentes era ΔV . En esa forma, la velocidad de la capa inferior es cero, la segunda es ΔV y, por lo tanto, la de la superior es (n-1) ΔV . (Maza et al., 1998, p. 42).

Entonces para obtener el material sólido transportado se obtiene de la siguiente manera:

$$g_b = \frac{\gamma_s * \Delta V * (n - 1) * n * t}{2}$$

Para poder obtener el valor de n, que son los números de capas que participan en el arrastre, está ligada con la resistencia que estas mismas capas ejercen al ser movidas, y que es igual al esfuerzo cortante que la corriente ejerce sobre ellas, además la resistencia depende del peso del material que forman las capas y de un coeficiente de fricción, por lo que se puede escribir de la siguiente manera:

$$f_r = C_f * (\gamma_s - \gamma) * n * t$$

Y por lo indicado, se debe cumplir que $f_r = \tau_0$, es decir:

$$\tau_0 = C_f * (\gamma_s - \gamma) * n * t$$

Entonces, cuando n=1, es decir, cuando la última capa está a punto de moverse, la fuerza por unidad de área que debe producir la corriente es igual al esfuerzo cortante crítico; entonces se cumple así:

$$\tau_c = C_f * (\gamma_s - \gamma) * t$$

Dividiendo ambas ecuaciones, podemos obtener el número de capas:

$$n = \frac{\tau_0}{\tau_c}$$

Sustituyendo esta ecuación en la de g_b , se llega a:

$$g_b = \frac{\Delta V * t * \gamma_s}{2 * \tau_c^2} * [\tau_0 * (\tau_0 - \tau_c)]$$

Dubois estableció que el parámetro $\Delta V * t / 2 * \tau_c^2$ es un coeficiente característico del sedimento por lo que la ecuación anterior se reescribió como:

$$g_b = \gamma_s * X * [\tau_0 * (\tau_0 - \tau_c)]$$

Donde

X: coeficiente que es función de

$$X = f * \left(\frac{\Delta V * t}{2 * \tau_c^2} \right)$$

τ_0 : esfuerzo cortante que el flujo ejerce sobre el fondo, se obtiene con la siguiente fórmula:

$$\tau_0 = \gamma * R * S = \rho * g * R * S$$

Contribuciones de Straub:

Para obtener los valores de X, que está en función de las partículas, al igual que de τ_c , Straub propuso la siguiente relación:

$$X = \frac{0.01003}{\gamma_s * D^{3/4}}$$

Y τ_c se expresa de la siguiente manera:

$$\tau_c = 41.8 * D^{0.82} - 0.017 * \ln(454 * D)$$

Entonces, sustituyendo la ecuación de X, en la ecuación de DuBoys, se obtiene una nueva fórmula para evaluar el arrastre unitario den el fondo, la fórmula de DuBoys-Straub:

$$g_b = \frac{0.01003}{D^{3/4}} * \tau_0 * (\tau_0 - \tau_c)$$

Cuando el material no es uniforme se puede expresar el diámetro D_{50} como el diámetro representativo.

$$D_{50} = D$$

En donde el rango de aplicación de estas fórmulas abarca para $0.0001 \leq D_{84} \leq 0.004m$

Modificaciones

Multiplicando la fórmula de DuBoys-Straub y se sustituye D por D_{50} , se obtiene otra forma de expresar dicha ecuación:

$$g_b = 0.01003 * (\gamma_s - \gamma)^2 * D_{50}^{3/4} * \tau_* * (\tau_* - \tau_{*c})$$

Siendo

$$\tau_* = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) * D_{50}} = \frac{\gamma * R * S}{(\gamma_s - \gamma) * D_{50}} = \frac{R * S}{\Delta * D_{50}}$$

$$\tau_{*c} = \frac{\tau_c}{(\gamma_s - \gamma) * D_{50}}$$

$$\Delta = \frac{\rho_s - \rho}{\rho} = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} = S_s - 1$$

Por otro lado, si resulta que la pendiente y el tirante sin muy grandes y se cumple que $\tau_* \gg \tau_{*c}$ y $\tau_* > 20 * \tau_{*c}$ se puede usar la siguiente fórmula:

$$g_b = \frac{0.01003 * \tau_0^2}{D_{50}^{3/4}}$$

8.3.17. Resultados de los métodos aplicados

Se aplicaron 17 métodos para determinar el arrastre de fondo, los resultados se presentan en unidades de peso ($kgf/s:m$), con un caudal sólido unitario, alguno de los métodos no cumple con las condiciones para las cuales fueron desarrollados, por lo tanto, los resultados que presentan son negativos, tal es el caso de la Fórmula de Levi, la de Rottner y la de Frijlink. Los 17 métodos se tomaron del libro de Transporte de

sedimentos de José A. Maza Álvarez y Manuel García Flores, del capítulo 10 del Manual de Ingeniería de Ríos, realizado en el Instituto de Ingeniería de la UNAM.

Tabla 10.1.- Resultados de los métodos de arrastre de fondo aplicados

Tabla 8-1 Resultados de los métodos de arrastre de fondo aplicados

MÉTODO	TRANSPORTE DE FONDO DEL CAUCE (kgf/s.m)	Q _x (m ³ /s)
10.3.1a.- Fórmula de Schoklitsch	19.429	4.02
10.3.1b.- Fórmula de Schoklitsch	36.8744	7.63
10.3.2.- Fórmula de Shields	605,70	
10.3.3.I.- Fórmulas de Meyer-Peter y Müller	51.79	10.71
10.3.3.II.- Fórmulas de Meyer-Peter y Müller	53.76	11.12
10.3.4.- Fórmula de Kalinske	0.9739	0.20
10.3.5.- Fórmula de Levi	-----	
10.3.6.- Fórmulas de Einstein y Einstein-Brown	260.368	53.85
10.3.7.- Método de Sato, Kikkawa y Ashida	112.214	23.21
10.3.8.- Fórmula de Rottner	-----	
10.3.9.- Método de Garde y Albertson	34.627	7.16
10.3.10.- Ecuación de Frijlink	-----	
10.3.11.- Método de Yalin	331.41	68.55
10.3.12.- Método de Pernecker y Vollmers	3623.13	749.41
10.3.13.- Método de Inglis y Lacey	0.0474	0.01
10.3.15.- Método de Bogardi	2515.64	520.33
10.3.16.- Método de Garg, Agrawal y Singh	228.01	47.16
10.3.17.- Método de DuBoys, fórmula de Straub	749.79	155.09

Los valores anteriores están en unidades gravitacionales, si las convertimos en unidades del Sistema Internacional dividimos entre el peso específico en unidades gravitacionales.

De acuerdo a la Tabla 8-1 Resultados de los métodos de arrastre de fondo aplicados se observa que los métodos difieren en los resultados tomando un promedio (Maza et al, 1996) de los métodos métodos se obtiene un gasto sólido de 118.6 ton/s para un gasto con Tr de 100 años de 1558.4 m³/s. es decir que en una avenida con el gasto para un Tr de 100 años en media hora pasan por la sección 213,480 toneladas de gasto sólido, si tomamos el promedio.

Si se toma la Fórmula de Meyer-Peter y Müller que es una de las más aplicadas en México y softwares de transporte de sedimentos, 11.12 ton/s, en una hora 40,032.0 ton/s, cabe mencionar que los resultados presentados son una aproximación a la realidad tomando como diámetro D₅₀= 0.08 m. es probable que el transporte de sedimentos de fondo sea solo una aproximación a lo calculado aquí. Cabe mencionar que las ecuaciones o fórmulas presentadas se realizaron bajo diferentes condiciones, ya sea de laboratorios y con cierta granulometría. El transporte de fondo es difícil de medir sobre todo cuando las avenidas son máximas y las velocidades que se presentan en estas suelen ser grandes.

10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La presente metodología desarrollada, podrá servir como guía para los cálculos hidráulicos e hidrológicos tomados en cuenta para el estudio de sitios destinados como bancos de extracción de material, haciendo uso de la simulación en el programa Iber o software similar.

La zona donde se extraerá el material para triturarlo, la arena y gravas. Por las simulaciones realizadas no afectan aguas abajo de cualquier obra de protección construida, ya que en el tramo analizado no existen tales obras. Las velocidades y tirantes que se presentan en las simulaciones para los Tr de 5, 50, 100, 500 y 1000 años solicitados por la CONAGUA, se realizaron con el software IBER en dos dimensiones.

Los caudales obtenidos se obtuvieron de tres métodos ampliamente utilizados en México, el hidrograma de Chow, el Hidrograma Unitario Triangular y el del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos, obteniendo los caudales asociados a los periodos de retorno solicitados por CONAGUA.

Las simulaciones se realizaron para un periodo de retorno de 5, 50 100, 500 y 1000 años, el levantamiento topográfico cumplió con las expectativas de las simulaciones.

Los tirantes y velocidades en condiciones sin extracción de áridos y con extracción presentan un ligero incremento en el punto de extracción sin afectar aguas abajo como puede observarse en las Figuras del de los resultados de las simulaciones en condiciones naturales con los gastos asociados a los Tr de 5, 50, 100, 500 y 1000 años (tirantes y velocidades) y loa resultados de las simulaciones en condiciones con extracción de materiales pétreos con los gastos asociados a los Tr de 5, 50, 100, 500 y 1000 años.

Cabe mencionar que del estudio de transporte de sedimentos se determinó que la cantidad de estos asociadas a un Tr de 100 años sobrepasa la capacidad de extracción que pueda tener la empresa trituradora, si esto se realiza para periodos de retorno menores entre 5 y 50 años, las magnitudes del transporte de sedimentos son mayores a la extracción que la trituradora pueda realizar en una temporada de estiaje cuando el río la Sierra permita la entrada del equipo y maquinaria para la extracción del material.

REFERENCIAS

- Aparicio Mijares F. J.**, “Fundamentos de hidrología de superficie”, Editorial Limusa, 1994.
- Baeza Ramírez C.**, “Estimación regional de factores de convectividad para el cálculo de las relaciones intensidad-duración-frecuencia” Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería de la UNAM, 2007.
- Breña Puyol, A. F.**, “Manual de hidrología urbana”, Universidad Autónoma Metropolitana, 2003.
- Campos Aranda, D. F.**, “Estimación y aprovechamiento del escurrimiento”, Universidad Autónoma de san Luis Potosí, 2007.
- Campos Aranda, D. F.**, “Introducción la hidrología Urbana” Universidad Autónoma de san Luis Potosí, 2010.
- Campos Aranda, D. F.**, “Procesos del ciclo hidrológico”. Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, (1998).
- Domínguez Mora, Ramón; Arganis Juárez, Maritza L.**,” Manual de Diseño de Obras Civiles Cap. A.1.8 Avenidas de Diseño: Sección A: Hidrotecnia Tema 6: Hidrología.
- Domínguez R., Carrizosa E., Fuentes G, Fuentes. Arganís Maritza, Osnaya J. y Galván Andrés** “Análisis regional para estimar precipitaciones de diseño en la república mexicana” Revista de Tecnología y Ciencias del Agua, Instituto de Mexicano de Tecnología y Ciencias del Agua, 2018.
- Escalante Sandoval, Carlos y Reyes Chávez, Lilia.** “Técnicas estadísticas en hidrología”. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, 2002.
- “Extractor Rápido de Información Climatológica, ERIC III Vol. 2”**, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, IMTA. 2008.
- Fuentes M., O.**, “Estudio hidrológico para obras de protección” Capitulo 3 del Manual de Ingeniería de Ríos, Instituto de Ingeniería de la UNAM, 1999.
- Guichard R. D.**, “Regionalización de lluvias y escurrimientos en la cuenca del alto río Grijalva”, Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería de la UNAM, 1998.
- Gómez J. F., Aparicio M. J y Patiño C.**, “Manual de Análisis de Frecuencia en Hidrología” Programa AFA Versión 1.1. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México, 2010.
- Hosking, J. R.M y Wallis, J. R.**, “Regional Frequency Analysis” Universidad de Cambridge, Estados Unidos de América, 1997.
- Hurtado Pérez, Wilson. A. (2015)** “Análisis regional de frecuencia de caudales máximos en la cuenca alta y media del río Magdalena-Colombia” Tesis de maestría, presentada en la Facultad de Ingeniería de la UNAM. México.

Jiménez Espinosa, M., “Programa AX.EXE “, CENAPRED, Facultad de Ingeniería de la UNAM.

López Espinoza J. G., “Estimación de tormentas y avenidas para el diseño de obras de protección del río Sabinal”, Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería de la UNAM, 2006.

Luna Sáez, D.R. “Estandarización de ensayos de conductividad hidráulica de campo para el diseño de obras de infiltración”, Universidad Católica de Chile, 2003.

Mendoza Grande, M. “Factores de regionalización de lluvias máximas en la república Mexicana”, Tesis de Maestría, UNAM, 2001.

Merlos Villegas F. “Software AX+b para el ajuste de distribución de probabilidades” Manual de usuario final, 2015.

“Pozos de infiltración para edificios y viviendas” Universidad Católica de Chile.

Sotelo Ávila, G., “Hidráulica de canales”, Facultad de Ingeniería de la UNAM, 2002.

UNACH, Facultad de Ingeniería. “Estudio de aprovechamiento hidráulico integral y de control de inundaciones de la cuenca del río Sabinal”, 2005.

Ven Te Chow, “Hidrología aplicada” Editorial Mac Graw Hill, 2000.

Villón Béjar, M., “Drenaje”, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 2007

Villón Béjar, M., “Hidrología”, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 2007

Anexo A.- RESULTADOS DE CÁLCULOS HIDROLÓGICOS

Tabla 0-1 Datos de precipitaciones máximas en 24 horas de las estaciones climatológicas utilizadas en el estudio

	7032	7082	7186	7217
AÑO	CHAPULTENANGO	IXTACOMITAN	FINCA EL ESCALON	SOLOSUCHIAPA
1946				
1947				
1948			205	
1949				
1950			92	
1951			126.8	
1952	214		311	
1953	128		226.5	
1954	260		273	
1955	260		273.5	
1956	151.5		287.5	
1957	125		127.8	
1958	175			
1959	320			
1960	122		147.5	
1961	168.2		210	
1962	171.1		140.5	
1963	215.2		89	
1964	183			
1965	200			
1966	126			
1967	207			
1968	170		156.5	
1969	167.2	99.4		
1970	18.4	92.6	202	
1971	91.1	111.7		
1972	141.4	111.2		
1973	288.4	193	322	251
1974	212.9	134.6	321	280.8
1975	111.6	163	184.5	296.9
1976	148.6	103.5	196	171.5
1977	195.6	97.7		256.5
1978		91.5		325.5
1979		90		174
1980		100.5		210
1981		115		154
1982		120.5		322.5
1983		95.4	151	236.6
1984				168.5
1985			128	105
1986			211	210.8
1987			217.5	
1988				280
1989				
1990				
1991				
1992				
1993				
1994				
1995				

1996				
1997				
1998				
1999				203.2
2000				320.2
2001				
2002				250
2003				324.5
2004				274.2
2005				300
2006				205.5
2007				163.8
2008				330.4
2009				237.5
2010				350.8
2011				230
2012			215	137
2013			182	286
2014			248	237
2015			190	220
2016			120.5	211
2017				182
DATOS	26	15	28	33
MAXIMOS	320	193	322	350.8
MINIMO	91.1	90	89	105
MEDIA	182.04	114.64	198.4	241.42
DESV ESTANDAR	55.6	29	67.02	60.83
CV	0.31	0.25	0.34	0.25

Tabla 0-2 Datos de precipitaciones moduladas de las estaciones climatológicas utilizadas en el estudio

	7032	7082	7186	7217
AÑO	CHAPULTENANGO	IXTACOMITAN	FINCA EL ESCALON	SOLOSUCHIAPA
1946				
1947			1.033	
1948				
1949			0.464	
1950			0.639	
1951	1.176		1.568	
1952	0.703		1.142	
1953	1.428		1.376	
1954	1.428		1.379	
1955	0.832		1.449	
1956	0.687		0.644	
1957	0.961			
1958	1.758			
1959	0.67		0.743	
1960	0.924		1.058	
1961	0.94		0.708	
1962	1.182		0.449	
1963	1.005			
1964	1.099			
1965	0.692			
1966	1.137			
1967	0.934		0.789	
1968	0.918	0.867		
1969	0.991	0.808	1.018	
1970	0.5	0.974		
1971	0.777	0.97		
1972	1.584	1.684	1.623	1.04
1973	1.17	1.174	1.618	1.163
1974	0.613	1.422	0.93	1.23
1975	0.816	0.903	0.988	0.71
1976	1.074.	0.852		1.062
1977		0.798		1.348
1978		0.785		0.721
1979		0.877		0.87
1980		1.003		0.638
1981		1.051		1.336
1982		0.832	0.761	0.98
1983				0.698
1984			0.645	0.435
1985			1.064	0.873
1986			1.096	
1987				1.16
1988				
1989				
1990				
1991				
1992				
1993				
1994				
1995				
1996				
1997				

1998				0.842
1999				1.326
2000				
2001				1.036
2002				1.344
2003				1.136
2004				1.243
2005				0.851
2006				0.678
2007				1.369
2008				0.984
2009				1.453
2010				0.953
2011				0.816
2012				1.185
2013				0.982
2014				0.911
2015				0.874
2016				0.754
2017				

Obtención de los gastos de diseño de la microcuenca

METODO DEL HIDROGRAMA UNITARIO TRIANGULAR				
	Área de cuenca	A =	271.76	km ²
	Número de escurrimiento	N =	80	adimensional
	Longitud del cauce	L=	29824.82	m
	Pendiente del cauce	S=	0.0176	adimensional
	Tiempo de concentración	Tc =	4.29	hr
	Tiempo de retraso	Tr=	2.58	hr
	Duración en exceso	de=	4.29	hr
	Tiempo pico	Tp =	4.7	hr
	Tiempo base	Tb=	12.6	hr
Tr	Precipitación	P máx efectiva (mm)	Ce	Qmax HUT
2	86.97	40.04	0.46	478.84
5	119.42	66.91	0.56	800.22
10	143.38	87.95	0.61	1051.78
20	161.99	104.74	0.65	1252.62
50	179.61	120.91	0.67	1445.97
100	189.74	130.31	0.69	1558.37
200	197.97	137.98	0.70	1650.14
500	206.63	146.09	0.71	1747.19
1000	211.75	150.91	0.71	1804.77

METODO DE CHOW				
	Área de cuenca	A =	271.76	km ²
	Número de escurrimiento	N =	80	adimensional
	Longitud del cauce	L=	29824.82	m
	Pendiente del cauce	S=	1.7592	adimensional
	Tiempo de concentración	Tc =	0.73	hr
	Tiempo de retraso	Tr=	3.05	hr
	Duración en exceso	de=	0.73	hr
	Tiempo pico	Tp =	3.41	hr
	Tiempo base	Tb=	9.12	hr
		de/tr =	0.24	adimensional
		Z1 =	0.1847	
		Z=	0.18	
Tr	Precipitación	P máx efectiva (mm)	Ce	Qmax (m ³ /s)
2	86.97	40.04	0.46	767.19
5	119.42	66.91	0.56	1282.11
10	143.38	87.95	0.61	1685.17
20	161.99	104.74	0.65	2006.96
50	179.61	120.91	0.67	2316.73
100	189.74	130.31	0.69	2496.82
200	197.97	137.98	0.70	2643.86
500	206.63	146.09	0.71	2799.35
1000	211.75	150.91	0.71	2891.60

METODO DEL HIDROGRAMA UNITARIO ADIMENSIONAL					
	Área de cuenca	A =	271.76	km²	
	Número de escurrimiento	N =	80	adimensional	
	Longitud del cauce	L=	29824.82	m	
	Pendiente del cauce	S=	0.0176	adimensional	
	Tiempo de concentración	Tc =	4.294	hr	
	Tiempo de retraso	Tr=	2.58	hr	
	Duración en exceso	de=	4.14	hr	
	Tiempo pico	Tp =	4.7	hr	
	Tiempo base	Tb=	13	hr	
	Tr	Precipitación	P máx efectiva (mm)	Ce	
				Qmax HUT	
	2	86.97	40.04	0.46	479.15
	5	119.42	66.91	0.56	800.74
	10	143.38	87.95	0.61	1052.46
	20	161.99	104.74	0.65	1253.44
	50	179.61	120.91	0.67	1446.91
	100	189.74	130.31	0.69	1559.38
	200	197.97	137.98	0.70	1651.21
	500	206.63	146.09	0.71	1748.33
	1000	211.75	150.91	0.71	1805.94