



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

FACULTAD DE INGENIERÍA

Instituto de Ingeniería

**Predicción y Pronóstico de Tormentas en Regiones de Montaña
Aplicación en la Cuenca del Río La Paz, Bolivia**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN INGENIERÍA

APROVECHAMIENTOS HIDRÁULICOS

PRESENTA:

JOSÉ ANTONIO LUNA VERA

TUTOR:

Dr. RAMÓN DOMÍNGUEZ MORA
Instituto de Ingeniería

México, Abril de 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

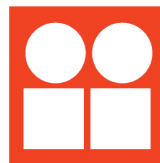
Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Oscar Arturo Fuentes Mariles
Secretario: Dr. Carlos Agustín Escalante Sandoval
Vocal: Dr. Ramón Domínguez Mora
1er. Suplente: Dr. Jesús Gracia Sánchez
2do. Suplente: Dra. Lilia Reyes Chávez

Lugar o donde se realizó la tesis:



**INSTITUTO
DE INGENIERÍA
UNAM**

TUTOR DE TESIS:

Dr. Ramón Domínguez Mora

DEDICACIÓN

El presente trabajo es un esfuerzo que ha sido motivado por muchas personas, a quienes doy gracias por formar parte de mi vida...

A mis hijos Víctor Antonio y José Manuel

A mi madre y a mi padre, por darme la vida

A mi amada Lucila, por su amor y paciencia

A toda mi familia, por su cariño y confianza

A mis profesores y amigos, por su apoyo incondicional

...Es hermoso ver cómo has cambiado. Has resistido pruebas sumamente duras, por el simple placer de conocer las diversas posibilidades de experiencia. No dudes pues, de tus capacidades ni mires hacia donde ya has pisado. La evolución puede tomar muchas vetas de manifestación. Serás tú quien elijas si es el tiempo de servir, si es momento de reposar, si es propicio escoger a algún alumno que a su vez será maestro. Cualquiera que sea tu decisión, la felicidad ha de tocar a tu puerta. Busca siempre contagiarla, expandirla y hacer de ella una costumbre entre los que te rodean. Quizá así, su espíritu esté preparado para recibir el golpe de la risa eterna.

Fragmento del libro "Huellas de luz: reflexiones de los ángeles sobre el arte de ser humano", de Alex Slucki.

México, D.F., Abril de 2013

AGRADECIMIENTOS

Expreso mi mayor gratitud al Dr. Ramón Domínguez Mora, que como mi Tutor y valioso educador de la UNAM dedicó su tiempo y acertada conducción para la conclusión de la presente investigación.

Un agradecimiento especial a los miembros del comité Tutorial: Dr. Oscar Arturo Fuentes Mariles, Dr. Jesús Gracias Sánchez, Dr. Carlos A. Escalante Sandoval y Dra. Lilia Reyes Chávez, por sus enseñanzas a través de los años en Ciudad Universitaria, por su estímulo vital, críticas, sugerencias y asesoramiento durante el desarrollo de la tesis.

También expreso mi sincera gratitud a Luis Noriega, Javier Mendoza, Virginia Rocha y a todo el personal del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), por haber contribuido con la capacitación en el manejo de la base de datos y por haber proporcionado los datos hidrometeorológicos de la región de estudio.

Un agradecimiento excepcional al Instituto de Ingeniería de la UNAM y a todo el personal Académico y Administrativo, así como la oportunidad de ser parte del Grupo de Investigación en el campo de la Ingeniería Hidrológica y contribuir en mi formación.

Al Subcoordinador de Ingeniería Hidráulica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, Maestro Ing. Víctor Franco, por esa luz de humanismo que nos ha heredado, su apoyo y amistad a través de mi vida.

De igual forma, agradezco a la Universidad Mayor de San Andrés, por haberme permitido dedicar un tiempo en mi formación y otorgarme las oportunidades para lograrlo.

También agradezco a los becarios y becarias de la Coordinación de Hidráulica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, por su apoyo y tiempo para orientar, acompañar y formar una parte importante de mi vida... en nuestro segundo hogar, la universidad.

A mis maestros, a mis compañeros y generaciones posteriores...

México, D.F., Abril de 2013

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 2-1. Formación de la lluvia y sus componentes. Adaptado de Mays (2011)</i>	2-2
<i>Figura 2-2. Tormentas de Tipo Orográfico y convectivo. Adaptado de Masch (1984)</i>	2-3
<i>Figura 2-3. Frente frontal o ciclónico. Adaptado de Masch (1984)</i>	2-3
<i>Figura 2-4. Variación espacial de una tormenta y su influencia en la evolución temporal a la salida</i>	2-4
<i>Figura 2-5. Retención y Detención durante el proceso Lluvia Escorrentía</i>	2-5
<i>Figura 2-6. Resultados para la estación San Calixto. Periodo de Observación 1960 -1992 (SENAMHI, 2012)</i>	2-10
<i>Figura 2-7. Resultados para la estación El Alto–AASANA. Periodo de Observación 1974–2008 (SENAMHI, 2012)</i> 2-11	
<i>Figura 2-8. Resultados para la estación Laikacota. Periodo de Observación 1990–2008 (SENAMHI, 2012). Fuente: Elaboración propia</i>	2-12
<i>Figura 2-9. Aproximaciones numéricas de los parámetros estándar de Chen: a_1, b_1 y c_1 en términos del Factor de Convectividad, $R = P1TP24T$. Fuente: Elaboración propia con datos de Chen (1982)</i>	2-15
<i>Figura 2-10. Comparación de intensidades de lluvia observadas y estimadas, método de Chen (Est. San Calixto)</i> 2-18	
<i>Figura 2-11. Comparación de Factores por duración Kd_1 para el valor de R y la estación indicada</i>	2-18
<i>Figura 2-12. Comparación gráfica de los factores de ajuste por periodo de retorno con la curva media</i>	2-21
<i>Figura 2-13. Zonas geográficas para aplicar las distribuciones de lluvia total en 24 h (SCS, 1986)</i>	2-23
<i>Figura 2-14. Distribuciones de lluvia en 24 h para las zonas geográficas de la Figura 2-13 (SCS, 1986)</i>	2-23
<i>Figura 2-15. Hietogramas del Soil Conservation Service (1986)</i>	2-23
<i>Figura 2-16. Hietograma de diseño a) acumulado y b) acomodo de la lluvia por el método del bloque alterno</i>	2-25
<i>Figura 2-17. Hietograma hipotético según Keifer y Chu (Akan A. O., 1993)</i>	2-26
<i>Figura 2-18. Distribuciones de Tormenta de Huff (1967)</i>	2-28
<i>Figura 2-19. Curvas de precipitación máxima acumulada, método del Reino Unido (NERC, 1975)</i>	2-29
<i>Figura 2-20. Método de Yen y Chow (1994)</i>	2-32
<i>Figura 2-21. Hietograma típico</i>	2-32
<i>Figura 2-22. Factor de Reducción Areal para lluvias extremas de 24 h, cuenca del río La Paz</i>	2-40
<i>Figura 2-23. Factores de reducción por área en varias regiones, amplificadas hasta 20 mil km², criterio FRA unitario</i>	2-42
<i>Figura 2-24. Factores de reducción por área en varias regiones, valores hasta 1 000 km² (valores de la Tabla 2-25)</i>	2-42
<i>Figura 3-1. Prueba de Homogeneidad regional de Langbein</i>	3-6
<i>Figura 3-2. Ejemplo de estación discordante al grupo, Fuente: Hosking & Wallis (1997)</i>	3-8
<i>Figura 3-3. Precipitación promedio mensual y temperatura promedio diaria en la estación Central de La Paz (Laikacota), para el periodo 1980-2011</i>	3-19
<i>Figura 3-4. Régimen pluviométrico para la estación San Calixto (periodo 1918-2004)</i>	3-19
<i>Figura 3-5 Régimen pluviométrico anual en la estación San Calixto (periodo 2004-2011)</i>	3-20
<i>Figura 3-6. Comparación de lluvia anual y los promedios móviles de orden 2 a 20, estación San Calixto</i>	3-20
<i>Figura 3-7. Histograma de frecuencia de lluvias para los rangos indicados con lluvia diaria de 34 estaciones</i>	3-21
<i>Figura 3-8. Histograma de frecuencia de lluvias para los rangos indicados con lluvia diaria de 49 estaciones</i>	3-22
<i>Figura 3-9. Promedio de lluvia diaria del grupo de 49 estaciones influyentes en la cuenca del río La Paz (1976-2005)</i>	3-22
<i>Figura 3-10. Estaciones Pluviométricas de la Cuenca del Río La Paz</i>	3-24
<i>Figura 3-11. Diagramas de Momentos-L con datos de la región de estudio</i>	3-27
<i>Figura 3-12. Diagramas Híbridos de Momentos-L para conformar Regiones Homogéneas, obtenidos al conformar grupos con similares características aplicando el método de las k-Medias con distancias Euclidianas</i>	3-27
<i>Figura 3-13. Análisis de Frecuencia Regional para la Región 1. Ajuste con la FDP Doble-Gumbel</i>	3-28
<i>Figura 3-14. Análisis de Frecuencia Regional para la Región 2. Ajuste con la FDP Doble-Gumbel</i>	3-28
<i>Figura 3-15. Análisis de Frecuencia Regional para la Región 3. Ajuste con la FDP GVE por Momentos-L</i>	3-29
<i>Figura 3-16. Análisis de Frecuencia Regional para la Región 4. Ajuste con la FDP Doble-Gumbel</i>	3-29
<i>Figura 3-17. Regiones meteorológicas homogéneas de precipitación máxima diaria anual para la zona de estudio</i> 3-31	
<i>Figura 3-18. Comparación de FDP ajustadas individualmente y las obtenidas por Ajuste Regional para algunas SAM's de la región de estudio</i>	3-32

Figura 3-19. Comparación con estaciones de mayor record de información	3-34
Figura 3-20. Isoyetas de promedios de precipitaciones diarias máximas anuales, en [mm], para la Red de Estaciones Meteorológicas (REM) de la zona de estudio.....	3-36
Figura 4-1. Ejemplo de una cuenca y red neuro-hidrológica. Adecuado de (Abrahart, Kneale, & See, 2004)	4-9
Figura 4-2. a) Neurona biológica y sus características, y b) Detalle del proceso de una neurona. Adaptado de (Samarasinghe, 2007).....	4-11
Figura 4-3. Modelo de a) neurona artificial simple; b) Red biológica de neuronas, c) Red de neuronas artificiales. Adaptado de (Samarasinghe, 2007) y (Haykin, 1999).....	4-11
Figura 4-4. Modelo neuronal de perceptrón estándar de dos capas.....	4-13
Figura 4-5. Micro estructura de una RN en términos de las unidades de procesamiento.....	4-14
Figura 4-6. Posibles escenarios del error al entrenar una RNA después de múltiples épocas, según Abrahart, Kneale y See (2004)	4-16
Figura 4-7. Curvas de la función de error para una neurona lineal.....	4-18
Figura 4-8. Perceptrón Multicapa y pesos de entrada, en la capa oculta y la respectiva salida.....	4-23
Figura 4-9. Caso general de una RNA de MLP con múltiples salidas	4-24
Figura 4-10. Modelo de pronóstico de un MLP con una neurona simple (por ejemplo, con los datos de una estación)	4-26
Figura 4-11. Etapa de Calibración. Series pronosticada y observada en el tiempo $t + 1$, con datos precedentes de 10 años (1980-1990), estación San Calixto	4-30
Figura 4-12. Serie pronosticada al tiempo $t + 1$ con datos precedentes de 5 años, estación San Calixto	4-31
Figura 4-13. Red MLP para el ejemplo de pronóstico de lluvia en la estación El Alto	4-32
Figura 4-14. Fases de Entrenamiento-Prueba y Pronóstico de una Red Neuronal con 6 neuronas en la CO, estación meteorológica El Alto	4-33
Figura 4-15. Fases de Entrenamiento-Prueba y Pronóstico de una Red Neuronal con 12 neuronas en la CO, estación meteorológica El Alto.....	4-33
Figura 4-16. Ubicación de 34 y 49 estaciones meteorológicas que influyen en la Cuenca del Río La Paz.....	4-35
Figura 4-17. Serie pronosticada al tiempo $t + 2$ con datos precedentes de 10 años, Estación San Calixto	4-36
Figura 4-18. Serie pronosticada al tiempo $t + 1$ con datos precedentes de 5 años, Estación San Calixto	4-36
Figura 4-19. Zona de estudio, cuenca del Río La Paz, Bolivia	4-37
Figura 4-20. Comparación de cinco tormentas de lluvia diaria observadas y pronosticadas en [mm].....	4-40
Figura 4-21. Comparación de tres tormentas de lluvia diaria observada y pronosticada en [mm]	4-41
Figura 4-22. Comparación de lluvia media areal observada y pronosticada en tres subcuencas	4-42
Figura 5-1. Secuencia de la obtención de un hidrograma.....	5-3
Figura 5-2. Zonas y procesos del flujo del agua. Adaptado de Aparicio (1996).....	5-3
Figura 5-3. Cuenca Hidrológica. Adaptado de Mays (2011).....	5-4
Figura 5-4. Registros de hidrogramas de crecidas. Adaptado de (Domínguez M., Fuentes M., & Franco, 1981)....	5-6
Figura 5-5. Componentes del hidrograma de una corriente (Subramanya, 1994).....	5-7
Figura 5-6. Curva de infiltración de Horton	5-9
Figura 5-7. Características de los hietogramas y la infiltración media.....	5-10
Figura 5-8. Relaciones Q y P para diferentes valores del número de la curva N (SCS, 1972).....	5-12
Figura 5-9. Características del método Racional Modificado	5-14
Figura 5-10. Esquema de proporcionalidad.....	5-15
Figura 5-11. Hidrograma Unitario Instantáneo.....	5-16
Figura 5-12. Método del HU instantáneo.....	5-17
Figura 5-13. Características del Hidrograma Unitario Sintético de Snyder	5-18
Figura 5-14. Hidrograma Unitario Sintético del SCS.....	5-19
Figura 5-15. Hidrograma Unitario Triangular.....	5-21
Figura 5-16. Cuenca del Río La Paz	5-23
Figura 5-17. Parámetros geomorfológicos en la cuenca del Río Kaluyo para aplicar el método del HUIG	5-26
Figura 5-18. Relación de los parámetros geomorfológicos de Horton: RB , RL y RA , cuenca Río Kaluyo.....	5-27
Figura 5-19. Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico (HUIG) para la cuenca del Río Kaluyo, con velocidad media de 1 a 3 m/s y duración efectiva de 1 hora.	5-28
Figura 5-20. Hidrograma observado (05-Mzo-1982), subcuenca Río Kaluyo.....	5-30
Figura 5-21. Hidrograma Observado (25-Feb-1984), subcuenca Río Kaluyo	5-30
Figura 5-22. Hidrograma del 23-Ene-1992, subcuenca del Río Achumani	5-30
Figura 5-23. Hidrograma del 29-Ene-1990, subcuenca del Río Huayllani	5-30

<i>Figura 5-24. Hidrograma de escurrimiento directo observado y hietograma de lluvia efectiva estimada para la cuenca del Río Kaluyo, tormenta del 5/Mzo/1982.....</i>	<i>5-33</i>
<i>Figura 5-25. HUIG para la tormenta del 5/Mzo/1982 en la cuenca del Río Kaluyo</i>	<i>5-34</i>
<i>Figura 5-26. Hidrograma sintético para una tormenta de lluvia diaria en la cuenca del Río Kaluyo</i>	<i>5-37</i>
<i>Figura 6-1. Curvas masa y hietogramas de la tormenta ocurrida en la ciudad de La Paz, Bol., el 19/Feb./2002, registros de pluviógrafo y pluviómetros de la REM.</i>	<i>6-2</i>
<i>Figura 6-2. Isoyetas de lluvia diaria del 19 de Febrero del 2002, registrada en la red de pluviómetros de la cuenca del Río La Paz, Bolivia.....</i>	<i>6-3</i>
<i>Figura 6-3. Vista espacial de la cuenca del Río La Paz (Fuente: GAMLP)</i>	<i>6-4</i>
<i>Figura 6-4. Antecedentes de Lluvias para establecer criterios de alarma. Fuente GAMLP.....</i>	<i>6-5</i>
<i>Figura 6-5. Codificación de alerta nacional de riesgos para atender emergencias por Inundación. Ref. GAMLP .</i>	<i>6-6</i>
<i>Figura 6-6. Niveles de Alerta Hidrológica según el GAMLP. Fuente: GAMLP</i>	<i>6-6</i>
<i>Figura 6-7. Estación hidrométrica Achachícala sobre el río Kaluyo, limnigrama de los periodos 2010-2012 y curva de descarga con 1886 aforos (Dic-1982 a Oct-2011). En el limnigrama se indica el nivel de alerta, 60 cm. Obsérvese que el borde del canal está en el nivel 170 cm (SENAMHI, 2012).</i>	<i>6-7</i>
<i>Figura 6-8. Comparación de eventos meteorológicos extremos del mundo con los de la cuenca del río La Paz....</i>	<i>6-11</i>
<i>Figura 6-9. Frecuencia de lluvias diarias según la magnitud.....</i>	<i>6-12</i>
<i>Figura 6-10. Precipitación promedio diaria y umbrales de lluvia para la sub-cuenca del Río Kaluyo</i>	<i>6-17</i>
<i>Figura 6-11. Precipitación diaria media observada y pronosticada para definir confiabilidad del umbral de alerta</i>	<i>6-21</i>
<i>Figura 6-12. Eventos de precipitación diaria promedio real y pronosticada, generados en forma aleatoria para la cuenca del Río Kaluyo, comparados con los umbrales de máximos, de daños y de pronóstico o alerta meteorológica.</i>	<i>6-23</i>
<i>Figura 6-13. Simulación de eventos observados y pronosticados para varios umbrales de pronóstico.....</i>	<i>6-25</i>

ÍNDICE DE TABLAS

<i>Tabla 2-1. Secuencia del Análisis de Frecuencia aplicado a Eventos Hidrometeorológicos Extremos. Fuente: Elaboración propia.....</i>	<i>2-9</i>
<i>Tabla 2-2. Intensidad de lluvia para la Estación San Calixto. Periodo 1960-1992. Fuente: Elaboración propia ..</i>	<i>2-10</i>
<i>Tabla 2-3. Intensidad de lluvia para la estación El Alto AASANA. Periodo 1974-2008.....</i>	<i>2-11</i>
<i>Tabla 2-4. Intensidad de Lluvia para la estación Laikacota, Periodo 1990-2008</i>	<i>2-11</i>
<i>Tabla 2-5. Factores K_d (1) en función de R y la duración d. Fuente: Elaboración propia con datos de Chen (1983)</i>	<i>2-16</i>
<i>Tabla 2-6. Comparación de Intensidad de lluvia observada y calculada con el método de Chen</i>	<i>2-17</i>
<i>Tabla 2-7. Factores de duración respecto a 1 hora, $K_{d1} = PdTP1T$ y parámetros a_1, b_1 y c_1</i>	<i>2-19</i>
<i>Tabla 2-8. Factores de ajuste por duración respecto a 24 horas, para tormentas de larga duración</i>	<i>2-20</i>
<i>Tabla 2-9. Factores de ajuste por periodo de retorno para la estación y periodo de retorno indicados.....</i>	<i>2-21</i>
<i>Tabla 2-10. Distribuciones de lluvia como fracción de la precipitación total para el tipo de tormenta indicado, según el Soil Conservation Service (1986)</i>	<i>2-24</i>
<i>Tabla 2-11. Valores recomendados del coeficiente de avance de tormenta (FHA, 1979).....</i>	<i>2-27</i>
<i>Tabla 2-12. Distribuciones medias de Tormentas de lluvia puntual, P/Pd (%) para 4 cuartiles, (Huff F. A., 1967) .</i>	<i>2-28</i>
<i>Tabla 2-13. Valores porcentuales acumulados respecto a la precipitación total.....</i>	<i>2-30</i>
<i>Tabla 2-14. Distribución de la lluvia máxima en periodos de 6 horas.....</i>	<i>2-31</i>
<i>Tabla 2-15. Distribución de lluvia máxima de 1 hora.....</i>	<i>2-31</i>
<i>Tabla 2-16. Factores de ajuste por duración, según Franco y Domínguez (DGCOH, 1982).....</i>	<i>2-33</i>
<i>Tabla 2-17. Factores de ajuste por periodo de retorno, según Franco y Domínguez (DGCOH, 1982)</i>	<i>2-33</i>
<i>Tabla 2-18. Valores incrementales de lluvia para una tormenta de diseño con el 50% de picudez (DGCOH, 1982) .</i>	<i>2-33</i>
<i>Tabla 2-19. Relaciones $K_{d1} = PdTP1T$ promedio para las estaciones El Alto, Laikacota y San Calixto</i>	<i>2-34</i>
<i>Tabla 2-20. Relaciones $K_{d24} = PdTP24T$ promedio para las estaciones El Alto, Laikacota y San Calixto.....</i>	<i>2-35</i>
<i>Tabla 2-21. Relaciones $K_T = PdTPd10$ promedio para las estaciones El Alto, Laikacota y San Calixto</i>	<i>2-35</i>
<i>Tabla 2-22. Cálculo del hietograma de diseño.....</i>	<i>2-37</i>
<i>Tabla 2-23. Factores de Reducción Areal de lluvia máxima diaria (FRA) para la Cuenca del Río La Paz.....</i>	<i>2-39</i>
<i>Tabla 2-24. Factor de Reducción Unitario, FRAU (Instituto de Ingeniería, UNAM).....</i>	<i>2-41</i>
<i>Tabla 2-25. Factores de Reducción por Área amplificados hasta 20 mil km^2, aplicando el concepto de FRA Unitario</i>	<i>2-43</i>
<i>Tabla 3-1. Límites inferior y superior de la prueba de homogeneidad de Dalrymple.....</i>	<i>3-5</i>
<i>Tabla 3-2. Valores críticos en función del número de estaciones, (Hosking & Wallis, 1997)</i>	<i>3-9</i>
<i>Tabla 3-3. Distribución F de Fisher. Valores de F en función de la probabilidad $PF_{v1, v2=5\%}$</i>	<i>3-11</i>
<i>Tabla 3-4. Valores de K_n con un nivel de significancia del 10%.....</i>	<i>3-16</i>
<i>Tabla 3-5. Parámetros climáticos promedio de La Paz. Fuente: Central SENAMHI (2012)</i>	<i>3-17</i>
<i>Tabla 3-6. Régimen mensual de precipitaciones para la Estación San Calixto (Periodo 1918-2004).....</i>	<i>3-19</i>
<i>Tabla 3-7 Frecuencia de lluvias con rangos indicados para 34 estaciones.....</i>	<i>3-21</i>
<i>Tabla 3-8. Frecuencia de lluvias con rangos indicados para 49 estaciones</i>	<i>3-22</i>
<i>Tabla 3-9. Características de las estaciones meteorológicas de la zona de estudio</i>	<i>3-25</i>
<i>Tabla 3-10. Resumen de parámetros que representan los centroides de las cuatro regiones homogéneas</i>	<i>3-27</i>
<i>Tabla 3-11. Factores regionales yT para las regiones 1, 2, 3 y 4.....</i>	<i>3-30</i>
<i>Tabla 3-12. Comparación de lluvia diaria máxima anual estimadas con análisis puntual y regional</i>	<i>3-33</i>
<i>Tabla 4-1. Sistemas de simulación de Inteligencia Artificial</i>	<i>4-8</i>
<i>Tabla 4-2. Potencial de los modelos. Adaptado de (Abrahart, Kneale, & See, 2004).....</i>	<i>4-9</i>
<i>Tabla 4-3. Funciones de transferencia típicas (compilación propia).....</i>	<i>4-15</i>
<i>Tabla 4-4. Estructura de datos de entrada los para m patrones o estaciones con n registros en el tiempo. Modelo de Pronóstico de Lluvia (mm) para el tiempo, $t = i + 1$ días, para la estación Sj</i>	<i>4-25</i>
<i>Tabla 4-5. Estructura de datos de entrada de m patrones (estaciones) con n registros en el tiempo y de salida, para el Pronóstico de Lluvia mm en el tiempo, $t = i + 1$ (días)</i>	<i>4-26</i>
<i>Tabla 4-6. Estructura de datos de entrada de m patrones (estaciones) con n registros en el tiempo y de salida, para el Pronóstico de Lluvia mm en el tiempo, $t = i + 1$ días.....</i>	<i>4-27</i>

Tabla 4-7. Características de 34 estaciones meteorológicas utilizadas para el pronóstico de tormentas.....	4-34
Tabla 4-8. Tormentas registradas y pronosticadas en la REM de la cuenca del Río La Paz	4-39
Tabla 4-9. Comparación de lluvia media, P, Observada y Pronosticada en tres subcuencas, en (mm).....	4-42
Tabla 5-1. Parámetros geomorfológicos de una cuenca.....	5-5
Tabla 5-2. Clasificación de las cuencas según su tamaño (Fuentes M, 1995; Campos A, 1998)	5-5
Tabla 5-3. Valores del Hidrograma Unitario Sintético del SCS	5-20
Tabla 5-4. Parámetros morfológicos de la subcuenca Kaluyo.....	5-24
Tabla 5-5. Parámetros morfológicos de la subcuenca Chicani	5-24
Tabla 5-6. Parámetros morfológicos de la subcuenca Kellumani	5-25
Tabla 5-7. Parámetros morfológicos de la subcuenca Huayllani	5-25
Tabla 5-8. Parámetros geomorfológicos de la cuenca del Río Kaluyo	5-27
Tabla 5-9. Datos del hidrograma del 5/Mzo/1982 en estación Achachicala, cuenca del Río Kaluyo	5-32
Tabla 5-10. Datos de lluvia horaria para la cuenca del Río Kaluyo	5-33
Tabla 5-11. Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico (de = 1 h), cuenca del Río Kaluyo.....	5-35
Tabla 5-12. Cálculo de lluvia media en cuenca del Río Kaluyo	5-35
Tabla 5-13. Factores Kd1 para el factor de convectividad R = 0.41	5-36
Tabla 5-14. Cálculo de la lluvia efectiva de una tormenta en la cuenca del Río Kaluyo.....	5-37
Tabla 5-15. Hidrograma de crecida para una lluvia diaria promedio, P = 20 mm, aplicación en la cuenca del Río Kaluyo	5-37
Tabla 6-1. Clasificación de la precipitación para España, según la intensidad (AEMET, 2012)	6-9
Tabla 6-2. Clasificación de las lluvias según su intensidad en 24 h (Salas S. & Jiménez E., 2007).....	6-9
Tabla 6-3. Registros Meteorológicos de Lluvias Extremas registrados en el mundo (McCuen, 1998; OMM, 2010; Moncho A., 2007; AEMET, 2012).....	6-10
Tabla 6-4. Lluvia extrema máxima registrada en tres estaciones pluviográficas de la cuenca del río La Paz	6-11
Tabla 6-5. Frecuencias de lluvias diarias	6-12
Tabla 6-6. Precipitaciones promedio máximas, en mm/día, para N días aplicando el método de la lluvia persistente	6-15
Tabla 6-7. Precipitaciones promedio máximas, en mm/día, para N días aplicando el método de la lluvia persistente	6-16
Tabla 6-8. Precipitaciones máximas promedio, en mm/día, en la Subcuenca del Río Kaluyo para N días, aplicando el método de la lluvia persistente	6-16
Tabla 6-9. Umbrales de precipitación media, en mm/día, en la sub-cuenca del Río Kaluyo, para las duraciones y periodos de retorno indicados.....	6-17
Tabla 6-10. Eventos extremos de precipitación diaria promedio en la cuenca del Río Kaluyo (periodo Septiembre-1975 a Febrero-1980)	6-22
Tabla 6-11. Eventos reales y pronosticados generados de lluvia para la cuenca del Río Kaluyo	6-25
Tabla 7-1. Propuesta de un criterio de alerta meteorológica con base en el pronóstico de lluvia diaria	7-6

RESUMEN

En recientes años se presentaron varios eventos meteorológicos extremos en la región de montañas de la cuenca del Río La Paz, Bolivia. Estos eventos han producido grandes daños por inundaciones y deslizamientos de taludes; y a consecuencia de estos problemas se produjeron fallas en diversas estructuras hidráulicas, pérdidas de vidas humanas y viviendas. Los desastres experimentados promovieron la implementación del actual *Sistema de Alerta Temprana*, del cual aun no se tienen resultados, siendo que los fenómenos meteorológicos se intensifican en cada temporada de lluvias.

Los problemas descritos motivaron realizar la presente investigación basada en la evaluación de la información de la red hidrometeorológica de la zona, con el objeto de analizar las tormentas y proponer criterios sistemáticos para establecer un procedimiento de cálculo para la revisión o el diseño de las obras hidráulicas; así como la prevención de los efectos que producen las lluvias intensas.

Para conocer el comportamiento hidrológicos de las cuencas es necesario estudiar la distribución temporal y espacial de las lluvias, estudiar el modelo lluvia – escorrentía y pronosticar su evolución a lo largo de las corrientes principales. La experiencia de modelación hidrológica y meteorológica en la cuenca tiene dificultades que no han sido resueltas. El presente trabajo propone un criterio para estimar las lluvias puntuales y cuantificar su distribución espacial en las cuencas; a partir de dicha información se pueden estimar las crecidas para un determinado periodo de retorno o para la lluvia pronosticada con anticipación de un día.

La investigación realizado presenta una comprensión de los eventos extremos de lluvias instantáneas y diarias (PREDICCIÓN), derivado de una regionalización de dichas lluvias, las cuales fueron relacionadas con su magnitud, duración y frecuencia de ocurrencia. En uno de los casos, se propone la aplicación de factores regionales para construir tormentas de diseño en sitios sin datos o con escasa información. También se propone un procedimiento para construir las tormentas para diseño hidrológico con mayor confiabilidad, ya que se análisis se fundamenta con información disponible en la Red Hidrometeorológica; y el procesamiento para lograr la regionalización de lluvias diarias máximas.

En otro caso, la regionalización de lluvias diarias conforma grupos de estaciones que definen distribuciones espaciales de lluvias, y mejor aún con los eventos extremos. La arquitectura de Perceptrones Multicapas con Redes Neuronales Artificiales posibilita estimar dichas distribuciones

espaciales con anticipación de un día (PRONÓSTICO). Su aplicación a la Red de Estaciones Meteorológicas de la Cuenca del Río La Paz, Bolivia, presenta resultados muy cercanos a la realidad.

Para la implementación de la PREDICCIÓN y el PRONÓSTICO DE TORMENTAS en la cuenca andina se plantean dos aplicaciones: Una con el campo de acción en el diseño hidrológico y la otra en la prevención.

La primera aplicación corresponde a la estimación de los Hidrogramas de Crecidas, los cuales pueden ser utilizados para prevención o mejoramiento del diseño de las obras hidráulicas en la región de estudio.

Otra aplicación corresponde a una propuesta para implementación en el Sistema de Alerta Temprana, que para contar con un mayor efecto en el objetivo se propone cambiar a Sistema de Alerta Temprana Meteorológica, debido a que las redes hidrológicas y meteorológicas aún no cuentan con información para realizar los pronósticos de las Crecidas Repentinas. Un criterio adecuado para la efectividad del Sistema de Alerta Temprana es establecer una alerta con un tiempo de anticipación suficiente, debido a que las corrientes de montañas y las características geomorfológicas de las subcuencas presentan respuestas muy rápidas ante las tormentas extremas de la región.

ABSTRACT

In recent years there were several extreme weather events in the mountain region of the Rio La Paz, Bolivia. These events have caused major damage by floods and landslides on slopes, as a result of these problems occurred in diverse hydraulic structures failures, losses of human lives and property. Experienced disasters promoted the implementation of the current early warning system, which results have not yet, being that weather events intensify in every rainy season.

The problems described motivated the evaluation of hydrometeorological network information of the region, in order to analyze the storm and and propose a systematic criteria to establish a calculation procedure for review or design of hydraulic works, and the prevention of the effects that heavy rains.

To know the hydrological behavior of watersheds is necessary to study the temporal and spatial distribution of rainfall, study the rainfall - runoff model and predict its evolution over the mainstream. The experience of hydrological and meteorological modeling in the basin has difficulties have not been resolved. This paper proposes an approach to estimate and quantify specific rainfall spatial distribution in the watershed from this information can be estimated for a given flood return period or for rain forecasted.

The work presents an comprehension of extreme rainfall events and daily rainfall (PREDICTION), derived from a regionalization of these rains, which were related to its magnitude, duration and frequency of occurrence. In one case, we propose the implementation of regional factors to construct design storms in places with no data or limited information. We propose a method for constructing hydrologic design storms with greater reliability from available information, product of maximum daily rainfall regionalization.

In another case, the regionalization of daily rainfall stations formed groups that define spatial distributions of rainfall, and even better with extreme events. The architecture of Multilayer Perceptrons with Artificial Neural Networks enables spatial distributions before of one day (FORECAST). Its application to the Meteorological Station Network River Basin La Paz, Bolivia, presents results very close to reality.

To implement the PREDICTION and FORECASTING OF STORMS in the Andean basin raises two applications: one with the scope in hydrological design and the other on prevention.

The first application corresponds to the estimated Flood Hydrographs, which can be used for prevention or improvement of the design of hydraulic works in the study region.

Another application is for a proposal to implement the Early Warning System, and to have a greater effect on the target is proposed to rename Meteorological Early Warning System, because the hydrological and meteorological networks still lack information forecasts for Flash Floods. An appropriate criterion for the effectiveness of Early Warning System is to establish an warning with enough time in advance, because the mountain streams and the geomorphologic characteristics of the sub-basins have very fast response to extreme storms in the region.

CONTENIDO

	<i>Pág.</i>
DEDICACIÓN	I
AGRADECIMIENTOS	III
ÍNDICE DE FIGURAS.....	V
ÍNDICE DE TABLAS	VIII
RESUMEN	XI
ABSTRACT	XIII
CONTENIDO	XVII
CAPÍTULO 1	1-1
1 INTRODUCCIÓN	1-1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1-2
1.2 OBJETIVOS.....	1-3
1.2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	1-4
1.3 UNA EXPLORACIÓN GENERAL DE LA TESIS.....	1-4
1.3.1 Las lluvias en la modelación de cuencas	1-5
1.3.2 Pronóstico de Tormentas.....	1-7
1.3.3 La simulación del proceso Lluvia – Escorrentía en las cuencas.....	1-8
1.4 CONTRIBUCIONES DEL AUTOR.....	1-8
1.5 OTROS APORTES DE LA INVESTIGACIÓN	1-10
CAPITULO 2	1-1
2 PREDICCIÓN DE TORMENTAS	2-1
2.1 FORMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN.....	2-1
2.1.1 Tipos de precipitación y formación de lluvias	2-2
2.1.2 Variabilidad temporal y espacial de la lluvia en una cuenca.....	2-3

2.2	ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN – DURACIÓN – FRECUENCIA	2-5
2.2.1	Obtención de datos y verificación de su aplicación	2-6
2.2.2	Pruebas de Independencia	2-6
2.2.3	Homogeneidad	2-6
2.2.4	Pruebas de Bondad de ajuste.....	2-7
2.3	ANÁLISIS DE FRECUENCIA DE LLUVIAS MÁXIMAS ANUALES	2-7
2.3.1	Resultados del Análisis de Frecuencia.....	2-10
2.3.2	Método de Bell	2-12
2.3.3	Método de Chen	2-14
2.3.4	Precipitación de diseño para Bolivia	2-18
2.3.5	Cálculo de la precipitación de diseño.....	2-22
2.4	DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA LLUVIA	2-22
2.4.1	Método del Soil Conservation Service	2-22
2.4.2	Método de la tormenta equilibrada.....	2-24
2.4.3	Método Chicago	2-25
2.4.4	Método de Huff (1967)	2-27
2.4.5	Método del Reino Unido (1975).....	2-29
2.4.6	Método USACE (2000).....	2-30
2.4.7	Método Yen y Chow (1980).....	2-31
2.4.8	Método de Franco y Domínguez	2-33
2.4.9	Distribución temporal de la Lluvia en la Región de Estudio	2-34
2.5	PROCEDIMIENTO PARA CONSTRUIR HIETOGRAMAS DE DISEÑO	2-36
2.6	DISTRIBUCIÓN AREAL DE LA LLUVIA.....	2-37
2.6.1	Método de Bell.....	2-38
2.6.2	Método del Análisis de Frecuencias.....	2-38
2.6.3	Factor de Reducción Areal de lluvia diaria para la Cuenca del Río La Paz.....	2-39
2.6.4	Comparación del FRA de varias regiones geográficas	2-40
CAPITULO 3.....	2-1
3	REGIONALIZACIÓN	3-1
3.1	ESTANDARIZACIÓN DE VARIABLES ALEATORIAS	3-2
3.2	METODOS PARA DELIMITAR REGIONES HOMOGÉNEAS	3-3
3.2.1	Método del Coeficiente de Variación.....	3-3
3.2.2	Método de Dalrymple	3-4
3.2.3	Método de Hosking y Wallis (1997)	3-6
3.2.3.1	Prueba de la discordancia.....	3-8
3.2.3.2	Prueba de Homogeneidad de Hosking y Wallis	3-9
3.2.4	Prueba F de Fisher	3-10
3.2.5	Método de la Región de Influencia	3-12
3.3	METODOS PARA LA ESTIMACIÓN REGIONAL.....	3-13
3.3.1	Método Avenida – Índice	3-13
3.3.2	Prueba de Independencia	3-14
3.3.3	Método Estaciones-Año	3-15

3.3.3.1	Prueba de datos dudosos	3-16
3.4	PREDICCIÓN DE TORMENTAS EN REGIONES CON ESCASA INFORMACIÓN	3-17
3.4.1	Descripción del clima y características meteorológicas de la zona de estudio	3-17
3.4.2	Régimen del clima	3-17
3.4.3	Régimen de Precipitaciones	3-18
3.4.4	Régimen Mensual	3-18
3.4.5	Régimen Anual	3-20
3.4.6	Régimen de Precipitaciones Máximas	3-21
3.5	REGIONALIZACIÓN DE LLUVIAS DIARIAS EN LA CUENCA DEL RÍO LA PAZ.....	3-23
3.5.1	Información disponible	3-23
3.5.2	Características de las Estaciones Meteorológicas.....	3-24
3.5.3	Identificación de Regiones Homogéneas	3-26
3.5.3.1	Análisis de Frecuencia Regional de Lluvias	3-26
3.5.3.2	Conformación de Regiones Mediante Diagramas Híbridos de Momentos-L	3-26
3.5.4	Curvas de Eventos para Distintos Periodos de Retorno.....	3-28
3.5.5	Verificación de las Curvas de Eventos Regionales	3-32
3.6	MÉTODO DE CÁLCULO PARA REGIONES SIN DATOS O CON ESCASA INFORMACIÓN.....	3-34
3.7	DISGREGACIÓN DE LA LLUVIA DIARIA.....	3-35
CAPITULO 4.....	3-1	
4	PRONÓSTICO DE LLUVIAS CON REDES NEURONALES ARTIFICIALES.....	4-1
4.1	INTRODUCCIÓN	4-1
4.2	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	4-4
4.2.1	Objetivos	4-6
4.2.2	Hipótesis	4-6
4.3	INTRODUCCIÓN A LAS REDES NEURONALES.....	4-6
4.4	REDES NEURONALES ARTIFICIALES APLICADO A LA HIDROLOGÍA.....	4-8
4.4.1	Perceptrón y perceptrones	4-10
4.4.2	Perceptrón de una neurona	4-12
4.4.3	Perceptrón por capas.....	4-12
4.4.4	Perceptrones por Multicapas (MLP)	4-13
4.4.5	Arquitectura de la red neuronal	4-13
4.5	APRENDIZAJE DE UN PERCEPTRON MULTICAPA	4-16
4.5.1	Aprendizaje Hebbian.....	4-17
4.5.2	Aprendizaje con la Regla Delta	4-18
4.5.3	Algoritmo Propagación Hacia Atrás (Backpropagation).....	4-19
4.5.4	Impulso o Momento	4-22
4.6	RED MULTIDIMENSIONAL DE PERCEPTRON MULTICAPA	4-22
4.7	ARQUITECTURA DEL PRONÓSTICO DE LLUVIA	4-23

4.7.1	Modelo de Pronóstico	4-24
4.7.2	Esquema Matricial	4-27
4.7.3	Eficiencia del modelo de pronóstico	4-28
4.7.4	Error Cuadrático Medio (EC)	4-29
4.7.5	Error Medio Absoluto	4-29
4.7.6	Coficiente de Eficiencia Modificado	4-29
4.8	APLICACIÓN DEL MODELO DE PRONÓSTICO	4-30
4.8.1	Pronóstico de la lluvia en una estación	4-30
4.8.2	Entrenamiento y Prueba de la RNA	4-31
4.9	MARCO GEOGRÁFICO Y DISPONIBILIDAD DE DATOS	4-37
4.9.1	Tormentas observadas	4-38
4.10	RESULTADOS	4-38
4.10.1	Selección de precipitaciones y su calibración para el pronóstico	4-38
4.10.2	Pronóstico de lluvia media en la cuenca y el centro de tormenta	4-39
4.10.3	Comparación de la distribución espacial de tormentas	4-39
4.10.4	Pronóstico de la precipitación media en tres subcuencas	4-42
CAPITULO 5	4-1
5	APLICACIÓN AL PRONÓSTICO DE AVENIDAS	5-1
5.1	INTRODUCCIÓN	5-1
5.2	ESCURRIMIENTO	5-2
5.3	CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DE LA CUENCA	5-4
5.3.1	Características de la red de drenaje	5-4
5.3.2	Parámetros geomorfológicos	5-4
5.4	CARACTERÍSTICAS DE LOS HIDROGRAMAS	5-6
5.4.1	Separación del escurrimiento directo de un evento de crecida	5-6
5.4.2	Tiempo de Concentración	5-7
5.5	INFILTRACIÓN	5-8
5.5.1	Estimación de la Capacidad de Infiltración	5-8
5.6	PRECIPITACIÓN EFECTIVA	5-10
5.6.1	Método del Índice de Infiltración ϕ	5-11
5.6.2	Método del coeficiente de escurrimiento	5-11
5.6.3	Método del U.S. Soil Conservation Service	5-12
5.7	CALCULO DEL CAUDAL PICO POR MÉTODOS EMPÍRICOS	5-13
5.7.1	Método Racional	5-13
5.7.2	Método Racional Modificado	5-14
5.8	HIDROGRAMA DE CRECIDAS POR MÉTODOS HIDROLÓGICOS	5-14
5.8.1	Hidrograma Unitario	5-15
5.8.2	Método del hidrograma unitario (HU)	5-15

5.8.2.1	Procedimiento para calcular el HU.....	5-15
5.8.3	Método del hidrograma unitario instantáneo (HUI).....	5-16
5.8.3.1	Propiedades del Hidrograma Unitario Instantáneo	5-16
5.8.4	Método discreto para determinar el HUI	5-16
5.8.5	Hidrogramas Unitarios Sintéticos	5-18
5.8.5.1	Hidrograma Unitario Sintético de Snyder	5-18
5.8.5.2	Hidrograma Adimensional del SCS	5-19
5.8.5.3	Hidrograma Unitario Triangular	5-20
5.8.5.4	Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico	5-21
5.9	CARACTERÍSTICAS DE LAS CUENCAS DE ESTUDIO	5-23
5.9.1	Características Morfológicas de las Subcuencas.....	5-24
5.9.2	Obtención de parámetros Geomorfológicos de Horton–Strahler	5-26
5.9.3	Hidrogramas Observados.....	5-29
5.9.4	Hidrogramas Calculados	5-31
5.9.4.1	Aplicación del HUIG en la cuenca del Río Kaluyo	5-31
CAPÍTULO 6.....	5-1
6	APLICACIÓN AL SISTEMA DE ALERTA METEOROLÓGICA.....	6-1
6.1	INTRODUCCIÓN	6-1
6.2	ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DE LAS TORMENTAS.....	6-4
6.2.1	Información del Gobierno Autónomo Municipal de La Paz (GAMLP)	6-5
6.2.2	Información del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología	6-7
6.2.3	Criterios que deben tomarse en cuenta para establecer niveles de alerta	6-8
6.2.4	Clasificación de la Lluvia según la Intensidad.....	6-9
6.2.5	Comparación de eventos extremos de lluvia con otras regiones	6-9
6.3	SISTEMAS DE ALERTA TEMPRANA	6-13
6.3.1	Niveles de Alerta Meteorológica	6-13
6.4	UMBRALES DE LLUVIA PARA SISTEMAS DE ALERTA TEMPRANA METEOROLÓGICA	6-14
6.4.1	Método del Periodo de Retorno	6-14
6.4.2	Método de la lluvia persistente	6-14
6.4.3	Umbral del Nivel del Agua en los Ríos	6-17
6.5	CRITERIOS DE VERIFICACIÓN DE UN PRONÓSTICO	6-18
6.5.1	Selección e Implementación de un Sistema de Alertamiento	6-18
6.6	DEFINICIÓN DEL UMBRAL DE ALERTAMIENTO.....	6-19
6.6.1.1	Criterio para definir los eventos a analizar	6-20
6.6.1.2	Aplicación	6-20
CAPITULO 7.....	6-1
7	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	7-1
7.1	INTRODUCCIÓN.....	7-1

7.2	ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS.....	7-2
7.2.1	Predicción de eventos extremos en la región	7-3
7.2.2	Pronóstico de la lluvia diaria	7-3
7.2.3	Aplicación al pronóstico del escurrimiento	7-4
7.2.4	Aplicación al sistema de alerta temprana meteorológica.....	7-5
7.3	RECOMENDACIONES E INVESTIGACIONES FUTURAS	7-7
8	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	8-1

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y DOCENCIA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA

UNAM

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

José Antonio Luna Vera

CAPÍTULO 1

1 INTRODUCCIÓN

La información sobre la variabilidad espacial y temporal de la precipitación juega un papel muy importante en el proceso de generación de escorrentía superficial, el conocimiento de su origen, sus formas, patrones y posibles efectos a futuro son fundamentales en diversas aplicaciones de la hidrología y el manejo de los recursos hídricos. Sin embargo, pocos estudios han trabajado en la categorización de la variabilidad espacial y temporal de las tormentas individuales derivadas de los registros de una red de pluviómetros o pluviógrafos. A pesar de los hallazgos que explican las ventajas de utilizar la lluvia de una “red meteorológica” y estimar la variabilidad espacial de precipitaciones en las cuencas hidrológicas (rurales y/o urbanas), e incorporar su distribución en el tiempo, se concluye que este criterio es un factor imprescindible para lograr un diseño óptimo de la red, que implicará su re-ubicación, la forma de recopilación de datos, almacenamiento y procesamiento, a fin de lograr el pronóstico de la cantidad de agua que caerá en una cuenca. Consecuentemente, hay una necesidad real de un enfoque holístico para comprender la importancia de la variabilidad espacial y temporal de los eventos de lluvia y un enfoque en tiempo real hacia una estimación más robusta de la respuesta de captación aplicando los mejores criterios.

El presente trabajo estudia la heterogeneidad espacial y temporal de las precipitaciones que se dan en una región de Los Andes y el Altiplano del Departamento de La Paz, Bolivia, originado por la influencia de fenómenos atmosféricos locales y aquellos que son producto de vientos polares del sur del continente.

El estudio presenta un trabajo minucioso de los valores extremos de las lluvias diarias y horarias. A través de esta información se obtienen predicciones asociadas a distintos periodos de retorno, elaboradas a partir del análisis de frecuencia de las tormentas horarias (para sitios con datos); y lluvias diarias (para las regiones sin datos o con poca información). Que para realizar un diseño hidráulico se requiere

obligatoriamente del estudio hidrológico en una cuenca, pues a partir de ello se pueden establecer el diseño de obras y/o la prevención de daños que ocasiona una tormenta extrema.

La investigación desarrollada en esta tesis formula una metodología para obtener el grado de variabilidad de las precipitaciones en dimensiones espaciales y temporales. Además, éstos criterios son utilizados para pronosticar las precipitaciones diarias (tormentas) por medio de las Redes Neuronales Artificiales (RNA), que en la forma de Perceptrón Multicapas (PMC), (Kuri M., 2009) se verifica su aplicabilidad en la región.

La información procesada es básicamente la lluvia o precipitación pluvial registrada en forma diaria por una red de pluviómetros y pluviógrafos de la zona. El criterio de medición de la lluvia en pluviómetros se basa en el procedimiento normado por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 1983; OMM, 1994), este proceso es una tradicional metodología en las entidades dedicadas a la administración de datos hidrometeorológicos de cada nación.

El hecho de que exista una baja densidad de estaciones y/o escasos datos en la red de medición de una región, obliga al hidrólogo aplicar criterios especiales que permitan realizar estimaciones en sitios sin datos o con poca información; así entonces se pueden aplicar técnicas regionales o implementarse políticas de mejoramiento de las redes de observación y, en otros casos, proponer una instrumentación adecuada.

La región estudiada dispone una red hidrometeorológica poco densa y registros con poca extensión de datos, razón por lo cual se propone un criterio para regionalizar y aprovechar la información de las estaciones con registros más extensos.

El desarrollo del presente documento demuestra que se pueden lograr mejores estimaciones de la distribución espacial de lluvias y, por lo tanto construir los hietogramas para el diseño hidrológico, adecuando a un paso de tiempo modulado, especialmente aplicado a las cuencas rurales y urbanas de la zona de estudio. Para verificar la funcionalidad del método se han probado algunas corridas que muestran resultados significativos y capaces de llevarlos a la práctica. Asimismo, se propone su aplicación como un medio alternativo a un Sistema de Alerta Temprana Meteorológica (SATM), a fin de anunciar a la población los posibles eventos extremos del día siguiente.

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La ciudad de La Paz cuenta con una población de 1'184.942 habitantes, estimada al año 2010 (INE). Dicha urbe está ubicada entre el altiplano andino y las cordillera oriental de Bolivia; la extensión urbana cubre una superficie actual de 18 mil hectáreas, según el gobierno local (HMLP, 2005). La ciudad tiene una configuración topográfica bastante irregular en la cuenca andina, con altitudes que varían de 2800 a más de 4000 msnm (BID, 2005). Sus vertientes nacen en las montañas hacia el río principal, que a su salida toma el nombre de "Río La Paz", y más abajo confluye con afluentes del Río Amazonas.

Por los sectores intermedios e inferiores de la cuenca del Río La Paz se forman las subcuencas de los ríos Choqueyapu, Orkojahuirá, Irpavi, Achumani, Jilusaya y Huayñajahuira, así como las subcuencas Alpacoma y Kotahuma, por donde fluyen torrentes montañosos que requieren especial atención de tipo estructural, geológico, hidráulico y social. La complejidad de las condiciones geológicas, geotécnicas, hidrológicas y topográficas, generan diversas dificultades que se manifiestan durante la época de lluvias (diciembre a marzo), dado que se producen frecuentes deslizamientos, derrumbes, riadas y eventuales inundaciones.

Las características de los problemas descritos son ejemplos típicos con frecuente ocurrencia; además, su diversidad de problemas en torno al agua, su interacción con los suelos y la misma cuenca; así con la influencia de las tormentas de tipo *Orográfica* y *Convectiva*, generadas por diversos mecanismos atmosféricos, presentan varios patrones meteorológicos que producen diversos efectos en la superficie; en consecuencia, la configuración de dichas tormentas tienden a cambiar tanto en el tiempo como en el espacio, produciendo una relación lluvia – escorrentía compleja y poco estudiada.

Las tormentas que se presentan en la región de montaña que envuelve a la ciudad de La Paz generan problemas adversos relacionados con el escurrimiento y los deslizamientos. En el primer caso, las tormentas tienen duraciones cortas y las crecidas son repentinas, con volúmenes cuantiosos de agua que fluyen y arrastran los sedimentos por las corrientes artificiales y naturales; en el otro caso, la repercusión de las lluvias prolongadas es el principal efecto que provoca movimientos de suelos. En consecuencia, el presente trabajo se concentra en el estudio de tormentas y su relación con los escurrimientos y las inundaciones, sin embargo, también es prioridad trabajar en la problemática que produce fallas e inestabilidad de taludes, debido a su gran importancia actual por los daños continuos.

Para mejorar las estimaciones de gastos y su relación espacial en las diversas cuencas de la región será conveniente: establecer una base de datos corregida para la región, de tal forma lograr un mejor conocimiento de la distribución espacial de tormentas y una adecuada modelación de la relación $P-Q$. Por consiguiente, el alcance y utilidad de la propuesta de investigación muestra el uso de los eventos medios y extremos, para determinar en forma anticipada su evolución en el espacio y el tiempo, con el objeto de planificar obras y anticipar acciones de prevención a deslizamientos de taludes, erosión, socavación, inundaciones y daños en la economía de agricultores, ganaderos, áreas dedicadas a la industria y sociedad en general.

1.2 OBJETIVOS

Proponer un modelo para el análisis de tormentas y realizar el pronóstico de la precipitación puntual o en una región de las montañas andinas, con la finalidad de estimar el peligro de daño que ocasionará una lluvia con determinada magnitud, caracterizada por su distribución temporal y espacial. El nivel del peligro de la lluvia pronosticada puede ser verificado por medio de un modelo de la relación lluvia – escorrentía de parámetros concentrados.

1.2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para lograr el objetivo general es necesario realizar varias tareas, estos conforman varios productos que interactúan entre ellos. A continuación se describen los objetivos específicos a desarrollar en el presente documento:

- Analizar la frecuencia de eventos extremos de lluvias instantáneas y diarias con información meteorológica de la red estaciones pluviográficas y pluviométricas, respectivamente.
- Obtener las relaciones de predicción meteorológica de eventos extremos mediante ecuaciones, figuras y valores para el diseño hidrológico; como las relaciones Intensidad–Duración–Periodo de Retorno puntual (*IDT*).
- Regionalizar las relaciones *IDT*, mediante el análisis del factor de convectividad, *R*, igual al cociente de las precipitaciones de 1 y 24 horas, $R = P_1/P_{24}$, así como su relación con el factor de reducción por duración y por periodo de retorno, K_d y K_T , respectivamente.
- Regionalizar la Precipitación Máxima Diaria Anual.
- Elaborar Mapas Regionales de Eventos Extremos de Lluvia Diaria.
- Determinar Factores de Reducción por Área para la lluvia diaria.
- Proponer un Modelo de Predicción de Tormentas con fines de Diseño Hidrológico.
- Determinar los parámetros fisiográficos de las subcuencas de prueba.
- Pronosticar Lluvias Diarias aplicando Redes Neuronales Artificiales.
- Aplicar un Modelo Lluvia – Escorrentía, relación P– Q, para estimar el pronóstico de la evolución de los niveles del agua a la salida de una cuenca.
- Analizar y verificar los resultados mediante aplicaciones.
- Plantear un modelo de prevención para alertar la amenaza meteorológica.

1.3 UNA EXPLORACIÓN GENERAL DE LA TESIS

A partir de la investigación emprendida, se espera contribuir a mejorar o innovar la forma de predicción y pronóstico de eventos de lluvia; llegando a la modelación de tormentas y conocer su respuesta hidrológica. Asimismo, la metodología podrá ser replicada en otras regiones del país, logrando el beneficio y

contribución en el conocimiento de las variables hidrometeorológicas y su consecuente empleo en la reducción de daños por inundaciones, en la medida del conocimiento de la información y su interpretación adecuada a cada región.

Es importante resaltar que el trabajo central está basado en el Análisis de la Información de Lluvia medida en la superficie terrestre, con objeto de establecer una relación entre la información precedente y 1) su *predicción a largo plazo* y 2) *pronóstico*¹ a corto plazo; a través del cual se podrá proponer criterios de diseño hidrológico y su apoyo en el Sistema de Alerta Temprana Meteorológica (SATM). De igual modo, el conocimiento de la lluvia de diseño hidrológico puede ser aplicado para la calibración de un modelo de Lluvia – Esguerramiento, el cual permitirá revisar y redefinir las dimensiones de las obras necesarias.

Se han desarrollado muchos estudios para predecir la magnitud de las tormentas, su evolución en el tiempo y en el espacio (Obled, Wendling, & Beven, 1994; Bouvier, 2002; Niemczynowicz, 1991; Guichard R., 2005), asimismo, se han creado modelos que permiten conocer la distribución de lluvias con ciertas características, entre estos, RAINGEN (Salsón & García-Bartual, 2003) aplicado por Guichard (2005) en la modelación de lluvias convectivas en una cuenca mediterránea de España, con el objeto de predecir eventos meteorológicos extremos y su modelación para evaluar la influencia del esguerramiento. La ventaja de los métodos mencionados involucra un análisis de los datos de cada región, lo que significa que en la cuenca de estudio se requiere procesar cuantiosa información para la obtención de relaciones que permitan realizar la predicción de eventos extremos.

1.3.1 Las lluvias en la modelación de cuencas

La lluvia es un proceso dinámico que varía el tiempo y en el espacio. Dada una misma cantidad de lluvia, el impacto sobre el flujo a través de una cuenca depende mucho de los patrones espaciales y temporales de dicha lluvia, ya que las lluvias accionan el proceso de formación del esguerramiento en la cuenca hidrológica. Para la comprensión del modelado de la lluvia, ésta proporciona una rica fuente de información de lo que ocurre en la atmósfera, así como los datos de entrada principal en la mayoría de los sistemas hidrológicos, la cantidad de agua del subsuelo y su calidad. En este documento se prioriza el estudio de la variabilidad de las precipitaciones en el espacio y el tiempo, así también se sugiere que deben ser considerados en todo estudio, a fin de proporcionar una información precisa para la modelación de la respuesta hidrológica en una cuenca.

En hidrología existen tres problemas importantes relacionados con la información de la lluvia precipitada en la cuenca, estas son:

1. La variabilidad de las precipitaciones en el tiempo y el espacio causan variación en la respuesta hidrológica de la cuenca.

¹ La *predicción* está asociada a las variables aleatorias, a través de modelos estocásticos; en cambio, los *pronósticos*, no consideran la aleatoriedad de variables en su totalidad, por tanto obedecen a *modelos determinísticos*, (Chow V. T., 1964).

2. Las precipitaciones son muy difíciles de medir con la precisión que se desearía, mucho más a través de escalas espaciales y temporales que son de interés en la hidrología local; entonces, se deben deducir resultados a partir de la información disponible.
3. Es difícil pronosticar la lluvia considerando su variabilidad multidimensional, y el lograrlo por algún medio causa incertidumbre a la hora de la predicción y/o pronóstico del escurrimiento.

Estas afirmaciones dan lugar a la formulación de los siguientes argumentos, mismos que han sido el propósito de la investigación desarrollada:

- La ambigüedad en la definición del comportamiento espacial de las precipitaciones en regiones de clima árido y montañas han demostrado ser un factor importante en la insuficiencia de análisis hidrológicos. Los diferentes grados de variabilidad de lluvias, generados por sistemas de tipo frontal, orográfico y por convección, generan la variabilidad espacial de las precipitaciones y resultan complejos para obtener mayor información de la red pluviométrica. Por tanto, existe la necesidad de lograr un mejor entendimiento del grado de variabilidad de los eventos extremos a través de las redes hidrometeorológicas de cuencas rurales y urbanas.
- La información sobre la variabilidad de patrones de precipitaciones deben ser esenciales para obtener una adecuada simulación hidrológica. Hasta hace algunos años, el trabajo del servicio meteorológico nacional ha consistido en recopilar datos y administrarlos celosamente, pero gracias a cooperación de organismos internacionales, la motivación de la investigación de los recursos hídricos y, por otro lado, la creciente necesidad de respuestas a daños provocados por eventos meteorológicos extremos, así como otros han experimentado un cambio trascendental, lo cual permitirá utilizar la información para beneficio de la población.
- El pronóstico meteorológico que se practica en la región es efectuado por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI, 2012). El procedimiento utilizado para pronosticar el clima, la temperaturas o la lluvias se basa en un análisis histórico de los datos normales de cada sitio de observación, y por medio de la modelación numérica atmosférica y su relación con información satelital se realizan estimaciones de dichas variables con anticipación de hasta varios días. Los pronósticos efectuados por el SENAMHI sólo presentan una descripción cualitativa y un rango de posibles valores de las variables climáticas; así por ejemplo; se dan los valores mínimo y máximo de la temperatura y una estimación cualitativa de la posibilidad o probabilidad de que un día posterior llueva en determinado sitio. Según la velocidad, el volumen o dimensión y la dirección del movimiento de las nubes observadas por vía satélite, el pronóstico puede resultar que dichas lluvias sean ligeras (lloviznas), o muy fuertes (tormentas).
- Aun no se tiene cuantificada la efectividad o ineficacia de los pronósticos, pero todos los habitantes reciben información anunciada por los responsables del servicio de meteorología, cuidan de no hacer especulaciones o simplemente se habla de probabilidades de que ocurra o no un evento importante, una tormenta fuerte, una helada o una ola de calor. Los pronósticos actuales deben salvar todos aquellos obstáculos que se han presentado en el pasado, pues ahora se cuenta con mayor tecnología y se tiene personal y profesionales calificados.

- Una desventaja de los sistemas actuales de pronósticos es que no dice cuánto lloverá ni mucho menos indica el lugar preciso en el que caerá cierta lámina de lluvia. Los modelos atmosféricos son una opción para realizar pronósticos a corto plazo, pero existe el inconveniente de que éstos requieren varios datos para su correcto funcionamiento, además que deben re-calibrarse continuamente, porque los fenómenos atmosféricos cambian casi con el mismo ritmo.
- La cuantificación de la precipitación por medio de un radar adecuado pueden estimar campos bidimensionales de lluvias con suficiente precisión. En primera instancia, se pensaría que un radar resuelva la complejidad estudiada, sin embargo, las resoluciones espacio-tiempo son demasiado gruesas en comparación con la escala de las cuencas hidrográficas de la zona de estudio, así en el presente documento se exponen ventajas y desventajas de su aplicación. Las mediciones puntuales próximas a la superficie terrestre, a través de una red telemétrica tampoco son buenas si ésta información no es complementada con información de los patrones de tormentas locales. Por lo tanto, hay una gran necesidad de evaluar la variabilidad bidimensional del campo de lluvias a fin de obtener niveles aceptables de su implementación en la modelación, que podrían deducirse de la escala espacio-tiempo, la cual proporciona una red terrestre óptima, de tal forma lograr su validación. A pesar de que en la bibliografía se han propuesto varios métodos para las estimaciones de tormentas con radares, existe poco entusiasmo en la región para su implementación, debido a los costos altísimos de su adquisición, implementación, calibración, operación y mantenimiento; además de que todo ello requiere de un personal calificado, idóneo en la investigación, juicioso, apolítico y permanente.
- Finalmente, una vez que se hayan determinado los patrones de lluvias, se comprende mejor la variabilidad de los eventos en forma espacial. Así también, se evalúan las metodologías desarrolladas para incorporar espacial y temporalmente las precipitaciones en los modelos que reproducen la respuesta real de la cuenca. Se busca proponer un criterio de eficiencia en el pronóstico o bien indagar en los parámetros que puedan mejorarla.

1.3.2 Pronóstico de Tormentas

Recientemente se ha introducido una herramienta matemática aplicada a la hidrología, las *Redes Neuronales Artificiales* (RNA) (Haykin, 1999); ésta se ha empleado en la predicción y pronóstico de distintas variables tales como valores climatológicos, caudales, series de tiempo y hasta la interpolación espacial. En el presente trabajo se utiliza dicha técnica para pronosticar la lluvia diaria en una red de estaciones meteorológicas. Se ha investigado su aplicabilidad para realizar el pronóstico de eventos meteorológicos de lluvia basados en la información precedente, específicamente para conocer la lluvia en el tiempo $t + 1$; o bien realizar investigaciones para el tiempo $t + 2$, $t + 3$...etc., donde las variables meteorológicas de una región o de un punto son: *los registros históricos de precipitación*.

La hipótesis del trabajo de investigación implica que los registros de lluvia de la red de una región son homogéneos, que no tengan tendencias y que los estadísticos de los datos se conserven en el tiempo. Aún

así, los modelos utilizados para pronosticar variables mediante procesos de inteligencia artificial no son del todo satisfactorios, pues siempre existen varias condicionantes en las modelaciones.

El comportamiento de las series de precipitación diaria de una red de estaciones puede ser ajustado por un modelo de Red Neuronal Artificial (RNA) a través de los modelos de *Perceptrones por Multicapas de neuronas*, cuya teoría base se presenta en un capítulo posterior.

1.3.3 La simulación del proceso Lluvia – Escorrentía en las cuencas

El proceso Lluvia–Escorrentía ($P - Q$) es uno de los fenómenos reales más complejos del mundo investigados por ingenieros dedicados al estudio del agua. Su investigación ha sido realizada desde que hubo necesidad de contar con el riego para la agricultura, generación de energía eléctrica, protección contra inundaciones y para la conservación de la vegetación en las cuencas. El conocimiento de ésta relación consiste en establecer una relación entre el movimiento de la lluvia a través de diferentes medios y su transformación en escorrentía por arroyos, ríos y canales. Por ejemplo, para efectuar un diseño apropiado de las obras hidráulicas, los ingenieros deben estimar el caudal pico de un gran número de tormentas registradas, y en el peor de los casos ésta información debe obtenerse en sitios sin datos o con poca información. La información obtenida es utilizada en diversas aplicaciones de diseño, así por ejemplo: presas, vertedores, alcantarillas, canales, etc. En otros campos de aplicación, también son útiles para la planificación de los recursos hídricos de una ciudad o de una nación, el desarrollo y operación de varios usos requieren estimaciones precisas de la respuesta hidrológica de las cuencas.

Desafortunadamente, muchas cuencas en la zona de estudio no están bien instrumentadas o se tiene poca información de los ríos, en consecuencia, no se conoce el comportamiento hidrológico de las cuencas. En otros casos, la información es insuficiente o inadecuada para aplicar modelos $P-Q$. Por supuesto, la precisión que otorgue un determinado modelo será función de la información que se tenga de la cuenca a modelar, así por ejemplo, en las cuencas del área no se ha realizado una calibración de los parámetros hidrológicos–geológicos como el de los suelos: su humedad, su distribución porcentual, cobertura vegetal y su influencia en el proceso $P-Q$, pues en la hidrología superficial es muy importante tener amplia información y una clara comprensión de la interacción suelo–agua.

1.4 CONTRIBUCIONES DEL AUTOR

Los pronósticos hidrometeorológicos se pueden utilizar para complementar el trabajo de la gestión de emergencias, operaciones de rutina, y aun más, proyectar los eventos a largo plazo logrando la planificación estratégica. El rango de aplicaciones potenciales del conocimiento es muy grande y pueden incluir advertencias de inundaciones, la previsión de la sequía, las operaciones adecuadas de reservorios para el agua potable, la inclusión de políticas del aprovechamiento de los recursos hídricos para la generación de la energía hidroeléctrica y la programación del riego; el control de la contaminación y manejo de cuencas hidrográficas. Los usuarios pueden requerir información en una variedad de formatos, y proporcionar resultados en diferentes tiempos y escalas espaciales, lo que significa que las técnicas que se utilizan deben ser adaptadas a cada aplicación.

El enfoque para la interpretación de los pronósticos también puede variar ampliamente, como aquellos que van desde la inspección visual de los resultados a través de sistemas de soporte basados en los riesgos y la toma de decisiones probabilísticas.

En el presente documento se presenta una introducción específica al pronóstico meteorológico, mediante una aplicación para la estimación de tormentas en una región de La Paz, Bolivia. La implementación de la técnica en otros lugares puede requerir una evaluación previa y un arduo trabajo para lograr lo deseado, sin tomar en cuenta que la red nacional es muy escasa, principalmente en las zonas donde se tiene mayor amenaza por los fenómenos hidrometeorológicos.

Se presenta un criterio y procedimiento para realizar el **pronóstico** y la **predicción** del peligro que ocasionan las lluvias en algunas cuencas de las montañas de Los Andes, con base en los registros históricos de lluvia medida en la superficie terrestre. Esta información es observada en la Red Meteorológica de la región que encierra a la ciudad de La Paz y algunas estaciones próximas. Estos sitios tienen el registro de un proceso evolutivo de los campos de lluvias y las tormentas extremas, de igual modo denotan las trayectorias de masas de nubes que provocan tormentas importantes.

La aplicación del pronóstico propuesto no abarca el concepto general del pronóstico hidrometeorológico, como actualmente se lo abordada en la bibliografía especializada, pues su implementación requiere muchos datos, información que en la actualidad se viene procesando desde el año 2010 (HMLP). El monitoreo hidrometeorológico actual está a cargo de un equipo de trabajo de la Alcaldía Municipal de La Paz. Éste equipo tiene la tarea principal de evaluar, gestionar y prevenir los riesgos en la urbe capitalina (Nippon KOEI, LTD.; PCA Consultores, 2007). Los resultados de los recientes eventos no están disponibles, tanto así que tampoco se tienen los eventos meteorológicos administrados por el SENAMHI, ya que el proceso de actualización de la información es muy lento y la propuesta de implementación del método de ésta tesis implica una total disponibilidad de la red principal de estaciones meteorológicas e hidrológicas, las que deben actualizarse en forma diaria y procesar los eventos hidrometeorológicos con ayuda de personal especialista y exclusivo para ésta tarea. Tomando en cuentas estas limitantes, se establecen las opciones alternativas para realizar un pronóstico que proporcione la magnitud de la lluvia en forma espacial, y lo que es más atractivo, proporciona un medio económico para obtener resultados estimativos adecuados.

Las áreas que se examinan sólo incluyen necesidades para los usuarios de pronóstico de tormentas, con enfoques para la toma de decisiones, su implementación a datos en tiempo real con técnicas generales que se utilizan para el pronóstico meteorológico; de alguna manera, complementarse con los hidrológicos. Asimismo, las técnicas pueden ser empleadas para el pronóstico de la demanda de abastecimiento de agua, riego y generación de energía, que requieren un paso de tiempo de análisis mayor al diario, y que generan menos complejidad en los cálculos. Por otra parte, en la zona ocurren otros fenómenos relacionados con estos temas, por ejemplo los eventos El Niño y La Niña, que requieren una especial atención. Algunas de las aplicaciones que se presentan en capítulos posteriores pueden ser ampliadas por el lector, basadas en bibliografía especializada.

1.5 OTROS APORTES DE LA INVESTIGACIÓN

La modelación espacio-temporal de tormentas incluye información puntual como lluvia diaria e instantánea registradas en la red de estaciones meteorológicas. La red pluviográfica en la zona de estudio tan solo tiene 3 estaciones con más de 20 años de registro y 7 estaciones instaladas desde el 2010. El actual trabajo está referido al análisis de lluvias instantáneas, por otra parte, a las precipitaciones diarias y su relación con tormentas de menor duración; con un total de 114 estaciones meteorológicas y un periodo de registro de 30 años. Los datos de la red meteorológica de lluvia diaria permitieron generar regiones homogéneas, con las cuales se generan tormentas de diseño en sitios sin datos o con poca información.

Por una parte, se supone que el dato de lluvia medido por los instrumentos es un reflejo del complejo comportamiento atmosférico de las tormentas estacionales y aquellas acciones físico-atmosféricas influenciadas por otros factores, como *la incidencia de frentes fríos del sur*, que hacen singulares a los eventos extremos de larga duración.

Otro aspecto importante en el análisis es la inclusión de la variación altitudinal de la lluvia, ya que los relieves topográficos montañosos otorgan información relevante sobre los patrones de tormentas, así por ejemplo, las tormentas por encima de los 4000 msnm son mucho menores que las de menor altitud; ya que esas precipitaciones son de tipo sólida, con distinto efecto sobre el escurrimiento. Las estaciones incluidas en el estudio tienen altitudes que varían desde 375 hasta 4550 msnm.

En la actualidad se tiene la ventaja de mayor conocimiento y tecnología para realizar simulaciones matemáticas del proceso hidrológico de una cuenca, así por ejemplo, el criterio formulado permite la aplicación de métodos sintéticos para establecer umbrales de lluvia e incluso hidrológicos, tales que permitan determinar ciertos niveles de riesgo por inundación. Todo el trabajo puede iniciar a partir del análisis de un Modelo Digital de Elevación (MDE). Por ejemplo, los resultados del análisis meteorológico e hidrológico presentado en este estudio han procesado un grupo de mosaicos ASTER, con precisión espacial de 30 m.

Finalmente, es conveniente recalcar que el trabajo central está basado en el Análisis de la Información de Lluvia, y que el objetivo final es lograr una relación entre la información precedente con 1) la **predicción a largo plazo** y 2) el **pronóstico** a corto plazo; así entonces, a través de ésta relación se puede establecer un *Sistema de Alerta Temprana Meteorológico* alternativo que no requiere tecnología ni grandes recursos económicos, ya que la realidad actual de la zona de estudio aun no se ha contemplado el uso de recursos más tecnificados como satélites de percepción remota, radares o redes meteorológicas satelitales, tal como se lleva a la práctica en muchos países desarrollados.

Se presentan dos capítulos de aplicación de los pronósticos, el primero para estimar el escurrimiento o hidrograma de crecida, en el que se presentan varios métodos que pueden ser aplicados de acuerdo con la disponibilidad de la información. Al respecto, el análisis de los datos de la región indica que se debe rediseñar la red hidrometeorológica, pues en las condiciones actuales existen estaciones pluviográficas que no registran las lluvias dentro de las cuencas, o bien las estaciones pluviométricas son insuficientes para realizar modelaciones hidrológicas precisas, pues algunas estaciones proporcionan información a las

cuencas hasta un 70%, siendo que el óptimo debería ser del orden de 15%, por ejemplo basado en los polígonos de Thiessen.

Otra aplicación se refiere a la metodología propuesta para establecer un criterio óptimo del alertamiento de lluvias, basado en el criterio de Alerta Meteorológica con información obtenida del modelo de pronóstico de lluvias diarias. Así también se presenta un criterio para establecer una política de prevención y alertamiento por amenazas hidrometeorológicas. Esta herramienta puede ser empleada para establecer niveles de riesgo en lluvias, caudales, niveles de agua, cantidad de lluvia acumulada en los días, etc.

Entre otros resultados, se logró la elaboración y exposición de un artículo en el Congreso Latinoamericano de Hidráulica, llevado a cabo en Punta del Este, Uruguay, Noviembre del 2010 (Luna V. & Domínguez M., 2010) . El trabajo titulado “*Comparación de Hietogramas Sintéticos para Diseño Hidrológico*” está referido a la distribución temporal de la lluvia, basado en algunos resultados del análisis pluviográfico y la comparación de métodos empleados en la práctica hidrológica, así como para la construcción de hietogramas sintéticos.

Por otra parte, se realizó el análisis regional de lluvia máxima diaria anual y se elaboró un artículo referido a éste tema, en el cual se presentan los resultados para la región de estudio en el capítulo respectivo. La regionalización de lluvias máximas diarias permitirá aplicar criterios de diseño hidrológico en sitios sin datos o con escasa información. Asimismo, los resultados coadyuvan y mejoran los resultados al hacer que los registros de una región sean mayores y se convierta en un elemento confiable para el diseño y complementen el pronóstico de lluvias.

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y DOCENCIA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA

UNAM

CAPÍTULO 2

PREDICCIÓN DE TORMENTAS DE DISEÑO

JOSÉ ANTONIO LUNA VERA

CAPITULO 2

2 PREDICCIÓN DE TORMENTAS

La *precipitación*² constituye el principal dato de ingreso para el análisis hidrológico de una cuenca. Debido a su variabilidad, la precipitación se mide en el espacio y en el tiempo. La medición de la precipitación es útil en una variedad de aplicaciones hidrológicas, de ahí que en éste capítulo se estudian los datos y los métodos para el análisis de la precipitación, asimismo, se describe el clima y algunas características meteorológicas del área de estudio.

2.1 FORMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Para que se produzca la precipitación se requiere el ascenso de grandes masas de aire-agua en la atmósfera, en forma de vapor, de tal forma que su enfriamiento condense las partículas de agua y en consecuencia forme la precipitación en forma de lluvia, nieve o granizo. El mecanismo que la origina se debe a las fuerzas que intervienen en la circulación atmosférica que proviene de: a) Rotación del planeta y b) La transferencia de energía calórica entre los polos y la zona del Ecuador, donde la energía llega a ser del orden 270 W/m^2 , siendo que el promedio en el planeta es poco más de 200 W/m^2 y la de los polos alcanzan los 90 W/m^2 (Chow & Et_al, 1994).

Si el planeta no tuviese rotación, el efecto de radiación del sol provocaría una circulación del aire desde el ecuador hacia los polos (Circulación de Hadley), en cambio, debido a la rotación del planeta se generan fuerzas centrífugas que producen la circulación atmosférica. Esta presenta un patrón de circulación con tres celdas: tropical, polar y la central. A su vez, el movimiento de traslación alrededor del sol produce una oscilación de éstas celdas, que al momento de presentarse oscilaciones muy grandes pueden producir

² Los hombres han realizado mediciones simples de la precipitación por más de 2000 años; de hecho la primera información de lluvia registrada en la India data del año 400 ac. Los primeros pluviómetros fueron utilizados en Corea por los años 1400s dc, y 200 años más tarde, Sir Christopher Wren, de Inglaterra, inventó el pluviógrafo (Shaw, 2005).

zonas de muy baja presión, ocasionando fuertes lluvias en las llanura y regiones bajas; al contrario, las zonas altas presentarán condiciones opuestas. Por otra parte, las oscilaciones pequeñas generan zonas de alta presión generando periodos secos. Por todo esto, se considera que la circulación atmosférica es un fenómeno muy complejo, así tan sólo se ha podido identificar el patrón general de movimiento (Chow & Et_al, 1994; Ponce, 1994).

2.1.1 Tipos de precipitación y formación de lluvias

La condensación inicia en los “núcleos de condensación” que son aerosoles (partículas muy pequeñas, de 10^{-3} a $10 \mu\text{m}$ compuestas de polvo o sal). En la etapa inicial de condensación las gotitas de partículas de hielo son muy pequeñas y se mantienen flotando en el aire y actúan como núcleos de condensación (Mays, 2011). Al principio, las gotitas tienden a repelerse entre sí, pero en presencia de un campo eléctrico en la atmósfera, se atraen y se vuelven lo suficientemente grandes ($\sim 0.1 \text{ mm}$) y pesados como para caer a través de la atmósfera, algunas gotitas se evaporan en la atmósfera, otras se hacen más pequeñas y otras crecen por impacto y agregación, como se observa en la Figura 2-1a.

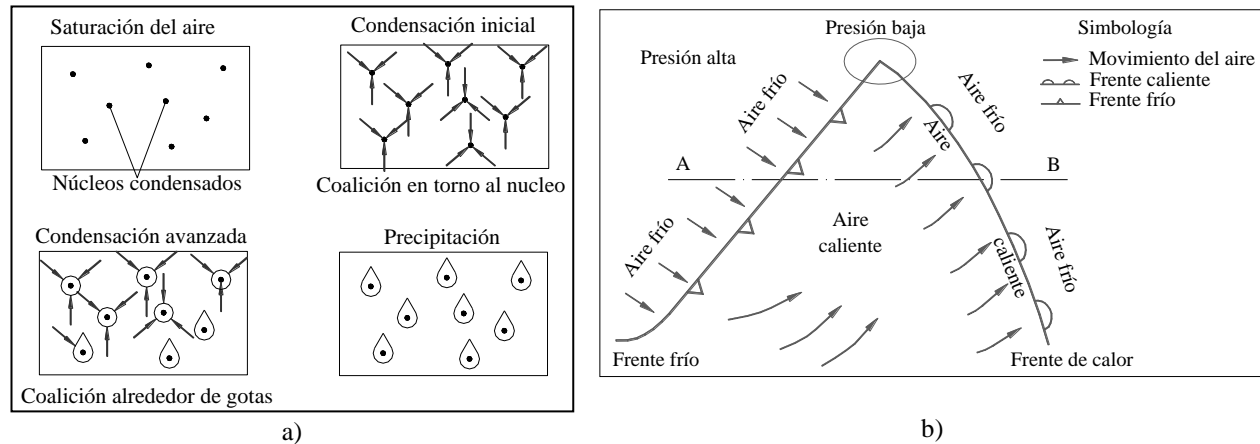


Figura 2-1. Formación de la lluvia y sus componentes. Adaptado de Mays (2011)

Básicamente la formación de la lluvia requiere de la elevación de una masa de aire en la atmósfera, la cual se enfría y parte de sus componentes se condensan (Figura 2-1b), (Mays, 2011). Los principales mecanismos de elevación en la masa de aire son: Frente frontal o ciclónica, convectiva y orográfica.

- Elevación orográfica:** ocurre cuando una masa de aire se eleva y alcanza o sobrepasa la altura de una montaña, ver Figura 2-2a.
- Elevación convectiva:** ocurre cuando una masa de aire se estira hacia arriba por una acción convectiva, formando una o varias células de tormentas, como ocurre en el centro de una tormenta eléctrica, ver Figura 2-2b.
- Elevación frontal:** ocurre cuando una masa de aire caliente se eleva sobre una masa de aire frío a través de un pasaje frontal, Figura 2-3. Este tipo es característico de los ciclones o huracanes y también es del tipo que adoptan los frentes polares, aunque en éstos últimos no se presentan fuertes tormentas.

De acuerdo con los autores de algunos estudios desarrollados en la región de estudio (Ahenke O, 1992; Mendoza R, 1994; Ramírez, 1995; Villegas A., 2001; Mejía, 2005) el clima es árido y semiárido, característico de las montañas andinas. Las condiciones climáticas permanecen durante casi todo el año, apreciándose extremos en el verano y el invierno, aunque éstos últimos tienen una magnitud menor y corta

duración se consideran eventos importantes. A pesar de que en la región hay una presencia clara de tormentas orográficas y convectivas, también es influida por los frentes polares del sur.

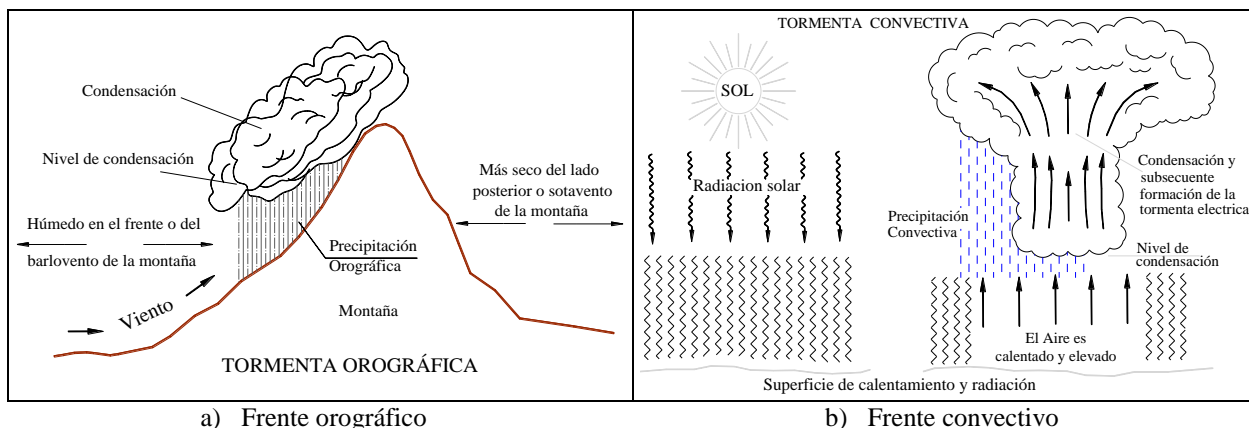


Figura 2-2. Tormentas de Tipo Orográfico y convectivo. Adaptado de Masch (1984)

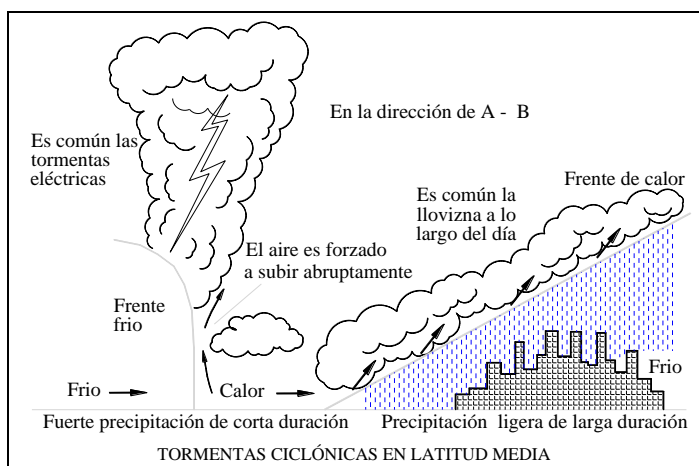


Figura 2-3. Frente frontal o ciclónico. Adaptado de Masch (1984)

2.1.2 Variabilidad temporal y espacial de la lluvia en una cuenca

Para determinar la escurrentía en una cuenca se requiere conocer la precipitación que la produce. La cuenca hidrográfica es el área de tierra que drena el agua por una corriente hacia un determinado lugar. Los diferentes procesos de flujo superficial de agua del ciclo hidrológico se desarrollan en una cuenca. Al inicio de una tormenta, una gran proporción de la lluvia contribuye al almacenamiento superficial, y conforme el agua se infiltra, se almacena la humedad en el suelo, entonces ocurren ambos tipos de almacenamiento (retención y detención). Las tormentas pueden variar significativamente en el espacio y tiempo como resultado del patrón general de circulación y factores locales.

En general, las precipitaciones varían de acuerdo con ciertos ciclos estacionales determinados por los movimientos de rotación y traslación terrestre, además, su posición astronómica respecto al sol y la posición geográfica del sitio de interés también son elementos que influyen en la variación temporal de las precipitaciones, así como las que se presentan en zonas tropicales o regiones áridas.

Por ejemplo, en una pequeña zona del globo terráqueo se pueden obtener las *isoyetas* (curvas de nivel de lluvias constantes) para desarrollar mapas de igual profundidad de lluvia, éstos mapas son una interpolación de los datos de precipitación registrados en los instrumentos de medición, por lo regular se supone que éstos son puntos calibrados, en cambio, aquellos sitios donde no se cuenta información serán los extrapolados, ya sea mediante isoyetas o con un criterio matemático adecuado para la interpolación espacial de las lluvias (Hartkamp, De Beurs, Stein, & White, 1999; Luna V., 1997).

La variación espacial de las lluvias en una cuenca tiene importancia en la estimación de la escorrentía, así interesa conocer la dirección y magnitud de la tormenta a lo largo y ancho de la cuenca, pues una tormenta con cierta magnitud, dirección y distribución espacial producirá una respuesta hidrológica distinta a otra, así existen diferentes combinaciones probables, sin embargo, las regiones tienen un patrón característico que puede asociarse con su duración, magnitud y movimiento a través de la cuenca. La Figura 2-4 muestra un esquema de la variación espacial de una tormenta y su repercusión en la escorrentía.

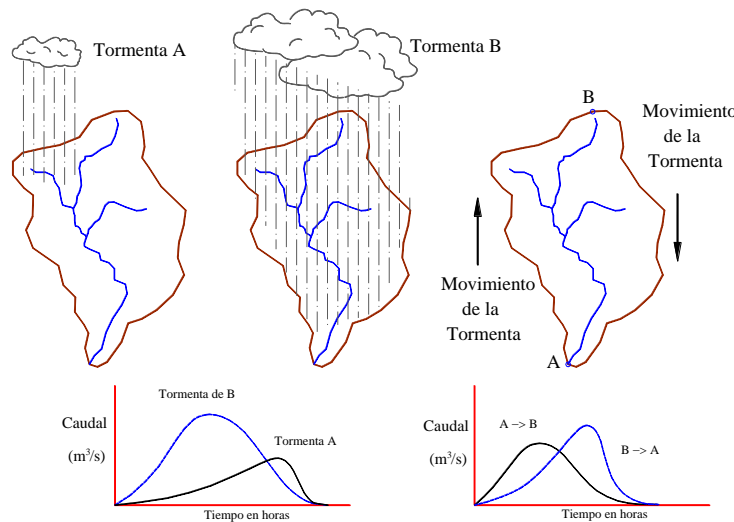


Figura 2-4. Variación espacial de una tormenta y su influencia en la evolución temporal a la salida

Por otra parte, la *retención* de almacenamiento en la cuenca se lleva a cabo durante un largo período de tiempo y se agota por evaporación (cuando ocurre en depresiones del terreno), mientras que el almacenamiento por *detención* tiene lugar durante en un tiempo corto y se agota por el flujo desde el lugar de almacenamiento. La Figura 2-5 explica los casos descritos.

El movimiento de una tormenta y su influencia en la escorrentía ha sido investigado por varios autores (Sutcliffe, March, 1978; Singh, 1992; Chow & Et_al, 1994), en los que se estudió principalmente la forma del hidrograma, características del caudal pico y su relación con la dirección de las tormentas, proporción de la masa referente al área de la cuenca, así como la magnitud y duración de estas. Una conclusión importante de estos estudios es la importancia de analizar la proporción del volumen de agua de lluvia que escurre, referente a lo que se precipita en una cuenca, la cual tiene influencia directa en la respuesta hidrológica sobre dicha cuenca. Otros factores importantes son la intensidad de la lluvia y la velocidad de movimiento de las tormentas.

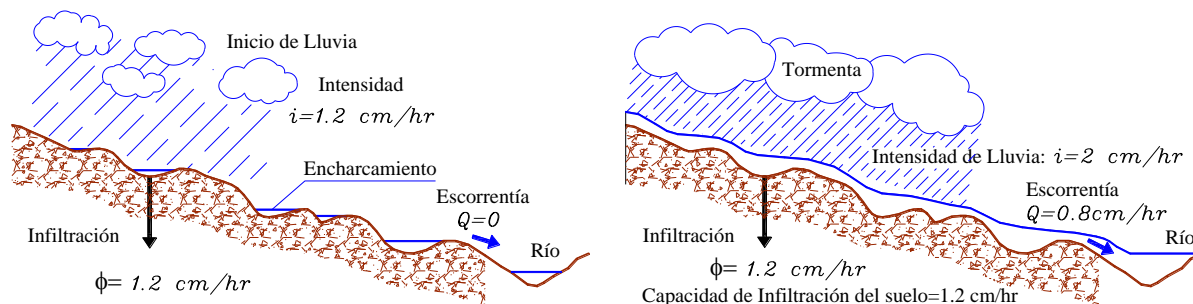


Figura 2-5. Retención y Detención durante el proceso Lluvia Escorrentía

En el acápite siguiente se estudia en detalle la distribución puntual de las precipitaciones extremas, para esto se hace un análisis de las precipitaciones instantáneas, se obtiene las relaciones IDF y se prepara la información para que luego realizar un análisis de su distribución temporal. En un capítulo posterior se analiza la distribución espacial de las tormentas, a fin de efectuar la predicción de la lluvia en condición estática.

2.2 ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN – DURACIÓN – FRECUENCIA

Las tormentas puntuales representan los eventos meteorológicos que se registran en un sitio, y para su definición se emplean datos de láminas de precipitación o intensidades máximas de lluvia registradas en una estación. Las tormentas puntuales son analizadas con la relación entre la intensidad de lluvia, la duración y el periodo de retorno o frecuencia de ocurrencia (*IDF*). Estas son válidas para áreas cuya extensión este definida por la denominada *zona de influencia de la estación*. Algunos autores han definido al área de influencia como aquella superficie igual o menor a 25 km^2 (Campos A, 1998). Más adelante se discute el tema de la distribución de tormentas puntuales en determinadas superficies, éstas se relacionan mediante el Factor de Reducción por Área (*FRA*), como el trabajo desarrollado por Guichard (2005) y otros (Rodríguez I. & Mejía, 1974; Berndtsson & Niemczynowicz, 1988).

Existen tres enfoques distintos para la construcción de curvas *IDF*. Para periodos de retorno, T , por debajo de la extensión del registro disponible, se puede estimar directamente de las precipitaciones máximas anuales, utilizando una fórmula empírica como: Weibull, Hazen, Cunnane, etc., véase Singh (1992). Este enfoque no produce curvas suaves, pero en los pocos casos en que se tiene disponible un registro continuo y largo es una alternativa viable. Es más frecuente utilizar procedimientos para un registro histórico amplio, que en el presente caso sólo están disponibles para la precipitación diaria. Otra forma de analizar las lluvias extremas es mediante los valores empíricos de las relaciones *IDF* para duraciones de 1 día y menores, en estos casos se pueden utilizar calibraciones de las curvas *IDF* generadas por procedimientos alternativos o para limitar la dependencia de un valor con un determinado periodo de retorno (Koutsoyiannis, 2004).

El análisis de frecuencia aplicado a la precipitación fue desarrollado con información de los eventos de registro instantáneo (pluviógrafos) de una gran cantidad de estaciones del país, incluidas las del área de estudio. Estos datos están asociados a su duración y a una frecuencia de ocurrencia de eventos extremos que involucre sucesos máximos extraordinarios. La forma general de las relaciones *IDF* se logra a partir del cociente de la magnitud de la precipitación, P , en [mm], con su duración, d , en [min]; y su frecuencia o probabilidad de ocurrencia, F . La intensidad de la lluvia se define como un promedio de la precipitación por unidad de tiempo, $I = P/d$, en [mm/h].

Inicialmente se presenta un detalle sobre la obtención de la información, su validación y la conformación de una base de datos nacional de lluvia instantáneas y diarias (SENAMHI, 2012; Vauchel, 2005). Seguidamente se describe brevemente los análisis efectuados a los datos mencionados, a fin de verificar la independencia, pruebas de homogeneidad, análisis de frecuencia y pruebas de bondad de ajuste aplicado a las estimaciones.

2.2.1 Obtención de datos y verificación de su aplicación

Los trabajos de Mendoza (1994), Valencia (2009), Castillo et al. (2010), Amaya et al (2009), recopilaron y actualizaron información de lluvia pluviográfica administrada por el SENAMHI (2012) y con la ayuda del Instituto de Hidráulica e Hidrología – UMSA presentaron los resultados del análisis de frecuencia de las lluvias instantáneas, clasificadas para diferentes duraciones (ver el Anexo A1). En éste análisis se realizan estimaciones de eventos para distintos periodos de retorno y son validados oficialmente para evaluar los eventos extremos del país. De las estaciones analizadas en los trabajos mencionados se tienen tres estaciones que abarcan la actual zona de estudio: Laikacota, El Alto y San Calixto.

La información registrada en papel ha sido digitalizada y pasada a formato digital, para su análisis con el programa administrador de Base de Datos y Procesamiento Hidrometeorológico “HYDRACCESS” (Vauchel, 2005). De igual forma, se realizó una depuración de las lluvias máximas en 24 horas, cuidando que las muestras cumplan con las condiciones de independencia y homogeneidad (Escalante S & Reyes Ch, 2005; Campos A, 1998). Posteriormente, se aplicó el análisis de frecuencia a estos datos siguiendo la secuencia de cálculo mostrada en la Tabla 2-1.

2.2.2 Pruebas de Independencia

Para verificar la independencia de las series analizadas se utilizó el criterio del correlograma, mediante el cual se verificó la independencia de una mayoría de las series, puesto que esas series tienen un coeficiente $r(k = 1)$ en el rango de los límites y sólo algunas series tienen uno o dos puntos fuera de dicho límites, siendo estos menor al 10% de los puntos calculados (Escalante S & Reyes Ch, 2005). Para el caso de algunas estaciones, las series de Lluvia Máxima Instantánea (Horaria) y series Diarias, los límites que definen la prueba de independencia fueron rebasados por un valor y en menores veces por dos valores. En estos casos se han obviado su efecto en el análisis de frecuencia, puesto que los eventos son poco significativos comparados con las longitudes de los registros. Los anexos de los trabajos desarrollados para la red meteorológica del país presentan los resultados de las pruebas de independencia.

2.2.3 Homogeneidad

De acuerdo con Campos (1998), Escalante y Reyes (2005), una serie histórica de datos es homogénea si sus estadísticos permanecen, lo cual sólo se da si la muestra proviene de una única población.

La homogeneidad de los datos fue verificada aplicando el método de las Secuencias y las Pruebas de Cramer (Campos A, 1998; Escalante S & Reyes Ch, 2005). En una mayoría de los casos, las muestras de lluvias máximas horaria como diaria presentan homogeneidad en la distribución de los datos. Por tanto, es posible aplicar las ecuaciones probabilísticas, considerando que las variables están distribuidas aleatoriamente. En el anexo del trabajo ejecutado para toda la red meteorológica del país se proporcionan los resultados del análisis de la homogeneidad de los datos.

La homogeneidad de una serie de datos sólo evalúa su comportamiento homogéneo en el tiempo, por lo que éste análisis implica la detección de tendencias de aumento o disminución de los valores normales. El proceso para la detección de homogeneidad o no homogeneidad de los datos fue efectuada desde su

interrelación espacial con otras estaciones, la cual fue tomada en cuenta al conformar regiones homogéneas, como se detalla en el capítulo de regionalización.

2.2.4 Pruebas de Bondad de ajuste

La prueba de bondad de ajuste consiste en elegir el modelo probabilístico que mejor describe a los datos ajustados de una misma serie histórica, para lograrlo se cuenta con métodos tradicionales como la prueba χ^2 -cuadrado de Pearson (χ^2), de Kolmogorov-Smirnov y el Error Estándar de Ajuste (Campos A., 2006).

El criterio de bondad de ajuste para seleccionar la distribución de probabilidad utilizado en el presente trabajo está basado en el mínimo Error Estándar de Ajuste (EEA), (Kite, 1988). En una mayoría de los ajustes se encontró que el valor del mínimo EEA corresponde a las funciones Log-normal y Gumbel. En general, los ajustes con la función Log-Normal proporcionan los EEA más pequeños que los de la función Gumbel. Con el fin de uniformar los ajustes y considerar que la función probabilística Log-Normal no refleja un exacto comportamiento de los eventos extremos, y debido a que ésta función sobreestima los eventos extremos mayores a 50 años, se ha preferido realizar la predicción de eventos con la función Gumbel, la cual muestra una estimación más congruente, como se ha observado en las estaciones con registros amplios. El análisis de frecuencia de cada serie incluye su prueba de bondad de ajuste, tal como puede apreciarse en los resultados que se dan en el Anexo A1.

Una base teórica que define claramente el comportamiento de eventos extraordinarios es el estudio regional llevado a cabo en la zona. Este análisis demuestra que al compartir información entre todas las estaciones cercanas, el “registro virtual regional” muestra que la mejor función de distribución de probabilidad es la Gumbel, y para el caso de eventos extraordinarios ocurridos en algunas estaciones, su comportamiento se modela mediante la distribución de dos poblaciones, como la FDP Doble Gumbel.

2.3 ANÁLISIS DE FRECUENCIA DE LLUVIAS MÁXIMAS ANUALES

Cuando se cuenta con información de lluvia puntual se pueden construir las curvas $I - D - T$ utilizando como base en el *análisis de frecuencia*. El análisis de frecuencias de lluvias máximas anuales diarias y para otras duraciones fue realizado con el ajuste de las funciones de distribución de probabilidad Normal, Log-normal 2P y 3P, Gumbel, Pearson 2P y 3P, Log-Pearson 2P y Doble Gumbel (Kite, 1988; Escalante S & Reyes Ch, 2005), finalmente, se eligió el ajuste con la FDP Gumbel, como se ha explicado en 2.2.4. En la mayoría de los ajustes se emplearon los métodos de momentos, máxima verosimilitud y el método de Momentos-L. Para el caso de las series de Duración Parcial se empleó la distribución exponencial, en los que el ajuste probabilístico fue obtenido mediante la minimización del error estándar de ajuste.

Para el análisis de lluvias máximas diarias anuales se incluyó la función GVE (General de Valores Extremos). En muchos ajustes de lluvia diaria se encontró que el método de Momentos-L (MOL) es un criterio de mejor ajuste, razón por la que se empleó dicha función para una mayoría de las series de las estaciones meteorológicas.

Es preciso notar que para cuencas pequeñas menores a 250 km² (Aparicio M, 1996; Campos A, 1998)), la duración correspondiente al gasto máximo debe igualarse con el tiempo de concentración. En cambio, para cuencas de mayor magnitud es necesario realizar un estudio particular para cada caso, tomando en cuenta las lluvias y caudales registrados, es decir, hietogramas e hidrogramas.

El análisis de frecuencia consiste en desarrollar una secuencia de pasos, los que serán efectuados para cada estación y para cada una de sus series de datos, definidos básicamente por la duración. En la Tabla 2-1 se

presenta un esquema de la secuencia de pasos para realizar el análisis puntual de la lluvia máxima, y a continuación se explica el procedimiento a seguir, basado en una recopilación de diversas fuentes:

1. A partir de la información pluviográfica seleccionar las tormentas extremas de cada año hidrológico. Se determina la magnitud de las precipitaciones máximas para cada duración y se conforman series históricas para todos los años de registro. Para lograr buenos resultados, se sugiere emplear registros con extensión igual o mayor a 10 años (Aparicio M, 1996; Kite, 1988).
2. Seleccionar las duraciones y sus series históricas de valores máximos. Las duraciones son variables y se pueden elegir entre las siguientes:
 - De corta duración
 $d = 10, 15, 20, 30, 45, 60, 90, 120, 180$ minutos
 - De larga duración
 $d = 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 18, 20, 22$ y 24 horas
3. Realizar la Prueba de Independencia: Calculando el correlograma de la serie y verificando que éste no exceda los límites de confianza (Salas, Delleur, Yevjevich, & Lane, 1997). Si resultan más del 10% de los coeficientes de correlación fuera de los límites entonces la muestra es dependiente y no se aplica el análisis de frecuencia (Escalante S & Reyes Ch, 2005).
4. Aplicar la Prueba de Homogeneidad a cada serie: Para esto se pueden emplear los métodos de Secuencias, Helmert, Cramer o t-Student (Campos A, 1998; Escalante S & Reyes Ch, 2005).
5. Se ajustan una o más Funciones de Distribución de Frecuencias a cada serie de datos, se elige la del mínimo valor del error estándar de ajuste (Kite, 1988; Escalante S & Reyes Ch, 2005).
6. Para elegir la mejor función, se sugiere construir una tabla comparativa de errores y adoptar la función que tenga el promedio mínimo de errores. A veces es mejor perder un poco de precisión a cambio de lograr mejores estimaciones con eventos extrapolados muy grandes.
7. Utilizando la FDP elegida en el paso anterior, interpolar y/o extrapolar los eventos de la variable estudiada para los periodos de retorno seleccionados; estos dependen del riesgo esperado durante la vida útil de la obra y el daño que ocasione a la sociedad:
 - Obras pequeñas a medianas
 $T = 1.0101, 1.1111, 1.25, 2, 5, 10, 20, 50, 100$ años
 - Obras medianas a muy grandes
 $T = 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 500, 1\ 000, 2\ 000, 5\ 000$ y 10 000 años
8. Calcular los límites de confianza con base a los datos de la serie ajustada y los parámetros de la FDP elegida (Kite, 1988; Escalante S & Reyes Ch, 2005).
9. Elaborar las curvas que relacionan las tres variables: Precipitación, duración y periodo de retorno.
10. Se obtiene la intensidad de lluvia con los valores hallados en el paso 7, aplicando la relación $I = P/d$, donde P está en [mm] y d está en [horas], por tanto, I está en [mm/h].
11. Se elaboran las curvas que relacionan la Intensidad con la duración y el periodo de retorno.

Tabla 2-1. Secuencia del Análisis de Frecuencia aplicado a Eventos Hidrometeorológicos Extremos. Fuente: Elaboración propia

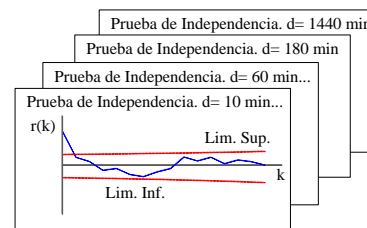
1)

Lluvia máxima anual, P, para la duración, d .	
d	10 15 20 min ... 240 360 720 1440
Año	
1960	...
1961	...
:	...
2005	...

2)

d = 10 min	
d	10 min
Año	
1960	
1961	
:	
2005	

3)



4)

No.	Año	P máx (mm)	Signo	S	O	C
1	1960	3.05	-1			
2	1961	5.27	1	C		
3	1962	6.00	1	S		
:	:	:	:	:	:	:
31	1990	4.91	1	S		
32	1991	2.97	-1	C		

Promedio, m = 4.40
 Secuencias, S = 21
 Cambios, C = 10
 (n-1)*0.5 = 5.57
 S - C = 11

5)

m	T	Z	P máx Obs. (mm)	P máx Calc. (mm)	error ²
1	33.0	3.481	96.5	95.1	1.88
2	16.5	2.772	93.6	91.2	5.76
3	11.0	2.351	66.6	65.9	0.36
:	:	:	:	:	:
31	1.065	-1.031	24.4	24.8	0.16
32	1.031	-1.252	16.7	16.2	0.26

Promedio = 59.3 57.1
 Desv. Est. = 12.6 11.9
 Suma, SEC = 16.42

6)

SELECCIÓN de una Función de Distribución
 Estación: San Calixto
 Comparación del error²

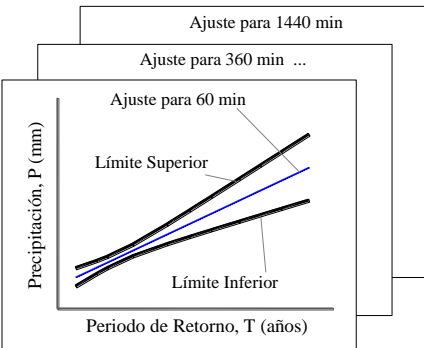
d (min)	Gamma	Log-Normal	...	Gumbel
10	33.0	3.4	...	5.1
20	27.7	9.5	...	5.8
30	18.9	15.0	...	7.0
:	:	:	...	:
720	20.2	11.3	...	6.3
1440	23.9	12.8	...	3.1
-----	-----	-----	-----	-----
Prom=	59.3	57.1	...	6.8

7)

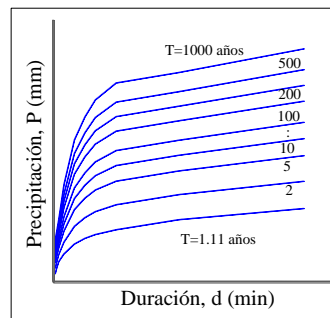
CÁLCULO DE PRECIPITACIONES
 Estación: San Calixto FDP: Gumbel
 P-d-T

T (años)	10 min	20 min	...	720 min	1440 min
1.11	5.2	7.4	...	15.1	21.2
2	7.7	9.3	...	18.8	35.6
5	8.9	14.0	...	21.0	59.2
:	:	:	...	:	:
500	19.2	21.3	...	29.3	74.2
1000	23.5	24.8	...	33.1	80.5

8)



9)

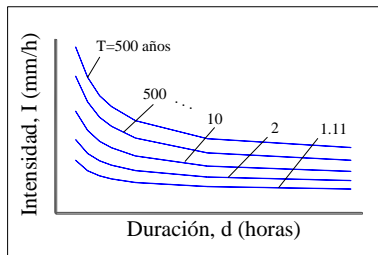


10)

CONVERSION A INTENSIDADES
 Estación: San Calixto FDP: Gumbel
 I-d-T

T (años)	10 min	20 min	...	720 min	1440 min
1.11	8.6	12.9	...	1.49	0.88
2	24.0	18.4	...	2.09	1.20
5	33.2	23.5	...	2.65	1.51
:	:	:	...	:	:
500	64.1	40.7	...	4.55	2.54
1000	71.6	44.9	...	5.00	2.79

11)

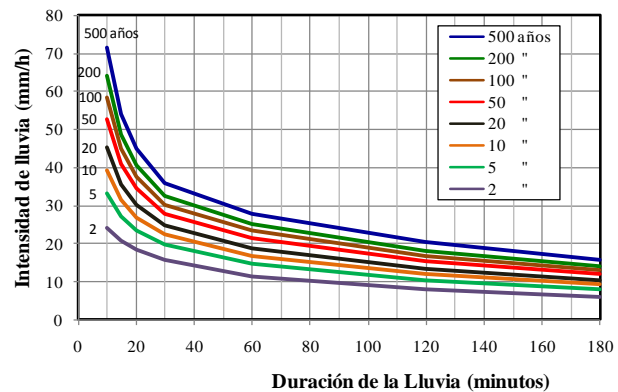
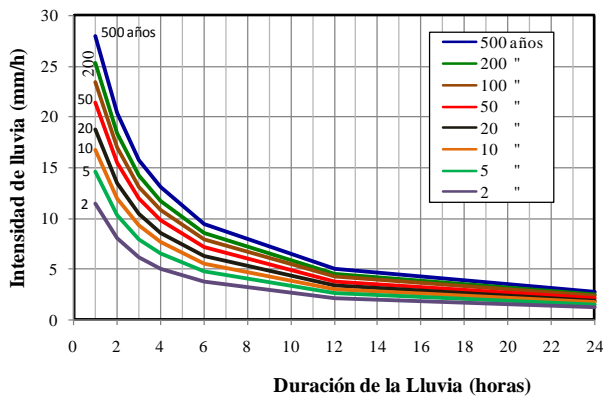


2.3.1 Resultados del Análisis de Frecuencia

Las siguientes tablas y figuras muestran los resultados obtenidos para tres estaciones de la región estudiada (San Calixto, El Alto y Laikacota), elegidos como sitios representativos de la Cuenca del Río La Paz. En el Anexo A1 se muestran los resultados para las estaciones utilizadas en el presente estudio. Más adelante se presentan y discuten algunos parámetros hallados para dichas estaciones, estos son la base fundamental para obtener relaciones *IDF* en cualquier sitio de la región, a través del procedimiento metodológico sugerido.

Tabla 2-2. Intensidad de lluvia para la Estación San Calixto. Periodo 1960-1992. Fuente: Elaboración propia

Duración de la lluvia [horas]	1/6	1/4	1/3	1/2	1	2	3	4	6	12	24
[minutos]	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
Periodo de retorno, <i>T</i>	Intensidad de lluvia, <i>I</i> , en [mm/h]										
500 años	71.61	54.14	44.92	35.84	27.94	20.36	15.76	13.04	9.51	5.00	2.79
200 "	64.14	48.88	40.76	32.70	25.35	18.42	14.25	11.79	8.60	4.55	2.54
100 "	58.48	44.89	37.60	30.32	23.39	16.95	13.11	10.84	7.90	4.20	2.35
50 "	52.79	40.89	34.43	27.93	21.42	15.47	11.96	9.88	7.21	3.85	2.16
20 "	45.21	35.55	30.20	24.74	18.79	13.50	10.43	8.61	6.28	3.39	1.91
10 "	39.35	31.42	26.93	22.28	16.77	11.97	9.24	7.62	5.57	3.03	1.71
5 "	33.24	27.12	23.53	19.71	14.65	10.39	8.01	6.60	4.82	2.65	1.51
2 "	24.02	20.62	18.38	15.84	11.45	7.99	6.15	5.05	3.69	2.09	1.20
1.11 "	14.25	13.74	12.93	11.73	8.07	5.45	4.17	3.40	2.50	1.49	0.88

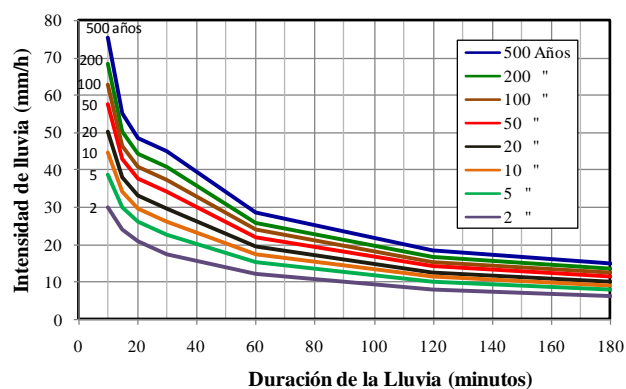
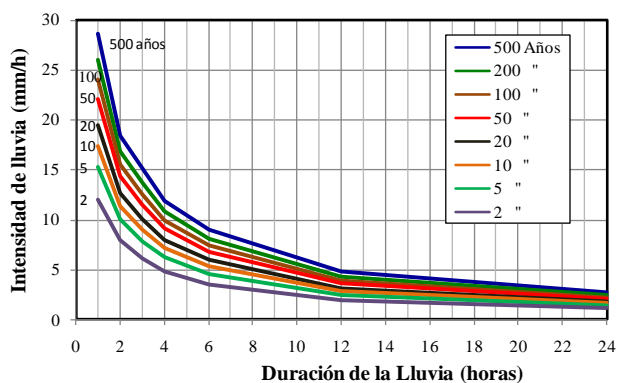


a) Intensidades de lluvia para duraciones largas b) Intensidades de lluvia para duraciones cortas

Figura 2-6. Resultados para la estación San Calixto. Periodo de Observación 1960 -1992 (SENAMHI, 2012)

Tabla 2-3. Intensidad de lluvia para la estación El Alto AASANA. Periodo 1974-2008

Duración de la lluvia [horas]	Duración de la lluvia										
	1/6	1/4	1/3	1/2	1	2	3	4	6	12	24
[minutos]	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
Periodo de retorno, T	Intensidad de lluvia [mm/h]										
500 años	75.54	55.34	48.71	45.14	28.60	18.42	15.05	11.89	8.94	4.69	2.66
200 "	68.40	50.42	44.32	40.78	26.00	16.79	13.64	10.78	8.09	4.26	2.42
100 "	62.99	46.70	40.99	37.47	24.03	15.55	12.58	9.94	7.44	3.94	2.23
50 "	57.55	42.96	37.65	34.15	22.05	14.31	11.51	9.09	6.79	3.61	2.05
20 "	50.30	37.97	33.19	29.72	19.41	12.65	10.08	7.96	5.92	3.17	1.81
10 "	44.70	34.11	29.75	26.30	17.37	11.37	8.98	7.09	5.25	2.83	1.62
5 "	38.86	30.09	26.16	22.73	15.25	10.04	7.83	6.18	4.55	2.48	1.43
2 "	30.04	24.02	20.74	17.34	12.03	8.02	6.09	4.81	3.50	1.95	1.13
1.11 "	20.70	17.59	15.00	11.63	8.63	5.89	4.25	3.36	2.38	1.39	0.82



c) Intensidades de lluvia para duraciones largas

d) Intensidades de lluvia para duraciones cortas

Figura 2-7. Resultados para la estación El Alto–AASANA. Periodo de Observación 1974–2008 (SENAMHI, 2012)

Tabla 2-4. Intensidad de Lluvia para la estación Laikacota, Periodo 1990-2008

Duración de la lluvia [horas]	1/6	1/4	1/3	1/2	1	2	3	4	6	12	24
[minutos]	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
Periodo de retorno, T	Intensidad de lluvia [mm/h]										
500 años	107.66	92.48	83.25	71.52	43.42	25.37	18.21	14.56	9.74	5.13	2.93
200 "	97.27	83.23	74.70	63.82	38.79	22.66	16.32	13.06	8.76	4.61	2.64
100 "	89.40	76.22	68.23	57.99	35.28	20.61	14.90	11.92	8.01	4.23	2.43
50 "	81.49	69.18	61.73	52.13	31.76	18.55	13.46	10.77	7.26	3.84	2.21
20 "	70.95	59.79	53.06	44.31	27.06	15.80	11.55	9.25	6.26	3.32	1.92
10 "	62.80	52.53	46.36	38.27	23.42	13.68	10.07	8.07	5.49	2.92	1.69
5 "	54.31	44.97	39.37	31.98	19.64	11.47	8.53	6.84	4.69	2.50	1.46
2 "	41.48	33.54	28.82	22.47	13.92	8.13	6.21	4.98	3.47	1.87	1.11
1.11 "	27.89	21.44	17.65	12.39	7.86	4.59	3.74	3.01	2.19	1.20	0.73

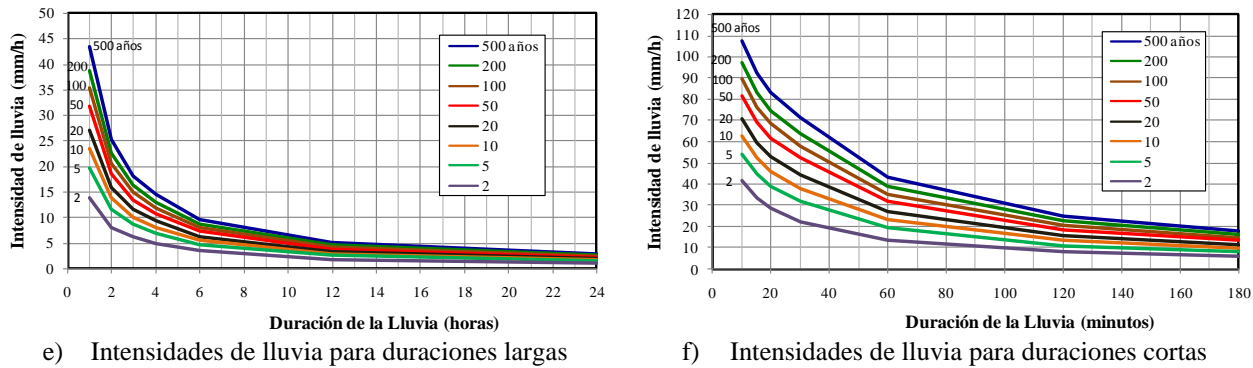


Figura 2-8. Resultados para la estación Laikacota. Periodo de Observación 1990–2008 (SENAMHI, 2012). Fuente: Elaboración propia

2.3.2 Método de Bell

El método de Bell (1969) es un criterio que evalúa parámetros empíricos, se sugiere emplearlo en regiones donde predominan los eventos de tormentas de corta duración, menor o igual a 2 horas. El método de Bell está basado en el análisis de datos de lluvia excedente anual registrada en varias regiones (USA y Puerto Rico). Los resultados de Bell fueron contrastados con estudios desarrollados en Australia y África, utilizando datos de 157 estaciones ubicadas en USA y 7 en Australia; así, Bell obtuvo una relación empírica basada en la relación Precipitación–Duración ($P - d$), logrando el cociente de la precipitación con duración, d , y la precipitación de una hora, ambas para el mismo periodo de retorno, T , es decir

$$K_h = (P_d^T / P_{1h}^T) \quad (2.1)$$

Bell observó que los valores de K_h se relacionan con la duración y se ajustan aproximadamente a una línea recta trazada en escala de Probabilidad–Gumbel, este autor planteó la siguiente ecuación como una aproximación de esa relación

$$K_h = 0.54 d^{0.25} - 0.5 \quad (2.2)$$

Donde P_d^T es la precipitación con duración, d , minutos; y periodo de retorno, T , años; P_{1h}^T , es la precipitación con duración de 1 hora ($d = 1 \text{ h}$ ó 60 min) y periodo de retorno, T , años; d es la duración de la precipitación de interés, en minutos.

Además, Bell encontró que la variación de los coeficientes K_h no depende del periodo de retorno, por tanto, basándose en los valores promedio sugirió el empleo de la ecuación (2.2), válida en el rango de duraciones: $5 \leq d \leq 120 \text{ min}$.

Por otro lado, Bell encontró una dependencia empírica de la relación Precipitación – Periodo de Retorno, basada en la duración de 1 hora y periodos de retorno de 2 y 10 años. Así, tomando como referencia los 10 años, se tiene:

$$K_T = \frac{P_d^T}{P_d^{10}} = 0.21 \ln T + 0.52 \quad (2.3)$$

Donde: P_d^T es la precipitación con duración, d , [min], y periodo de retorno, T , [años] ; P_d^{10} es la precipitación con duración, d , [min] y periodo de retorno, $T = 10$ [años] .

Del mismo modo que la relación $P-D$, Bell encontró que la variación de los coeficientes K_T no dependen de la duración, y con base en los valores promedio encontró que la ecuación (2.3) , válida en el rango: $2 \leq T \leq 100$ años.

Combinando las expresiones (2.2) y (2.3) , y realizando unos pasos algebraicos se obtiene la expresión empírica propuesta por Bell

$$P_D^T = [0.21 \ln T + 0.52] (0.54 d^{0.25} - 0.50) P_1^{10} \quad (2.4)$$

Válida si: $5 \leq d \leq 120$ min y $2 \leq T \leq 100$ años

Donde: P_d^T es la precipitación para cualquier duración y periodo de retorno; P_1^{10} es la lluvia con duración de 1 hora y frecuencia igual a 10 años; T es el periodo de retorno, en años, y los parámetros promedio que ha sugerido Bell.

Una expresión similar se obtiene al repetir el proceso para la relación del factor K_T , y luego considerando un periodo de retorno de 2 años se obtiene

$$P_d^T = [0.35 \ln T + 0.76] (0.54 d^{0.25} - 0.50) P_1^2 \quad (2.5)$$

Estas ecuaciones representan las relaciones $P - d - T$ para eventos extremos en un sitio, a partir de éstas relaciones se pueden obtener los valores para distintas duraciones y periodos de retorno, consecuentemente se consiguen las curvas *IDF*. La principal desventaja del método de Bell es que requiere datos de lluvia pluviográfica, porque previamente requiere datos de lluvia con duración de 1 h y periodo de retorno de 2 ó 10 años.

Al aplicar el método de Bell, ecuaciones (2.4) ó (2.5), y con los datos de la estación San Calixto–La Paz, (Tabla 2-2): $P_1^{10} = 16.77$ mm ó $P_1^2 = 11.45$ mm; por ejemplo, y empleando la primera expresión con $T = 10$ años, Ec. (2.4), se obtienen los siguientes valores, contrastados con los observados que se indican entre paréntesis:

$$P_D^T = [0.21 \ln T + 0.52] (0.54 d^{0.25} - 0.50) \times 16.77$$

$$d = 15 \text{ min ; } P_{15}^{10} = [0.21 \ln 10 + 0.52] (0.54 (15)^{0.25} - 0.50) \times 16.77 = 9.47 \text{ mm; } \quad (6.73)$$

$$d = 30 \text{ min ; } P_{30}^{10} = [0.21 \ln 10 + 0.52] (0.54 (30)^{0.25} - 0.50) \times 16.77 = 12.85 \text{ mm; } \quad (11.14)$$

$$d = 120 \text{ min ; } P_{120}^{10} = [0.21 \ln 10 + 0.52] (0.54 (120)^{0.25} - 0.50) \times 16.77 = 21.66 \text{ mm; } \quad (23.94)$$

La diferencia observada en los cálculos anteriores se debe a que la ecuación de Bell no refleja el comportamiento de las relaciones *PDT* de la estación San Calixto, ya que el criterio se satisface para datos con las relación promedio de $R = R_1^{10}/R_{24}^{10} = 0.4$ y $x = R_1^{100}/R_1^{10} = 1.48$, en cambio los valores equivalentes para la estación San Calixto, con $R_1^{10} = 16.77$ mm, $R_{24}^{10} = 1.71 \times \left(\frac{1440}{24}\right) = 41.04$ mm y $R_1^{100} = 23.39$ mm, son: $R = 16.77/41.04 \cong 0.41$ y $x = 23.39/16.77 = 1.395$.

Para la zona de estudio se emplearon los datos de la estación San Calixto (Luna V, 2002) y se obtuvo relaciones con base en el planteamiento de Bell (1969), para obtener relaciones *IDF* para tormentas de corta y larga duración, ecuaciones (2.6) y (2.7), respectivamente. La ventaja de aplicar estas ecuaciones es que no requieren información de lluvia pluviográfica, ya que están basadas en datos de lluvia máxima en 24 horas observadas en pluviómetros, puesto que la región cuenta con pocas estaciones pluviográficas:

Para *duraciones cortas*, $15 \leq d \leq 120$ min y $2 \leq T \leq 100$ años

$$P_D^T = 0.4558 [0.1929 \ln T + 0.5455] (0.1826 d^{0.4568} - 0.1952) P_{24}^{10} \quad (2.6)$$

y, para *duraciones largas*, $60 \leq d \leq 1440$ min y $2 \leq T \leq 100$ años

$$P_D^T = [0.1929 \ln T + 0.5455] (-3.3881 d^{-0.342} + 1.2756) P_{24}^{10} \quad (2.7)$$

Además, el autor sugiere corregir el resultado final aplicando el factor de corrección por intervalo fijo, igual a 1.13, como lo establecen los estudios basados en la cuantificación de lluvias horarias (Aparicio M, 1996; Campos A, 1998).

Es importante notar que las precipitaciones máximas anuales utilizadas en un análisis de frecuencia cambian de un año a otro, de ahí que se sugiere actualizar periódicamente las ecuaciones de las curvas *IDF*, porque se tiene mayor información y probablemente ocurran eventos extremos distintos, más aun con la presencia del Cambio Climático.

2.3.3 Método de Chen

Chen (1982) propuso una ecuación general de la relación *IDT*, en términos de la precipitación total acumulada, para duraciones de 5 minutos a 24 horas. Para aplicar éste criterio, el mencionado autor expuso una teoría bastante amplia que puede ser revisada en el artículo original (DGCOH, 1982), la base del método implica la cuantificación de 3 parámetros, R_1^{10} , R_{24}^{10} y R_1^{100} , a fin de obtener las relaciones *IDT* mediante el cálculo inicial de los siguientes parámetros:

- i. La relación promedio **lluvia–duración o factor de convectividad**, $R = R_1^T / R_{24}^T$; donde R_1^T y R_{24}^T son la precipitación total con duración de 1 y 24 horas, respectivamente, ambas para el mismo periodo de retorno, T años (Baeza R, 2007). Chen propone fijar el factor de convectividad para el periodo de retorno de 10 años.
- ii. La relación promedio **lluvia–periodo de retorno**, dada por la expresión: $x = R_d^{100} / R_d^{10}$; donde R_d^{100} y R_d^{10} son la precipitación con duración de d minutos, para los periodo de retorno de 100 y 10 años, respectivamente, en caso de haber independencia con la duración se utiliza un promedio.

La fórmula de Chen (1982), dada por la ecuación (2.8), propone el cálculo de la precipitación en términos de la duración de la lluvia y su periodo de retorno de series parciales:

$$R_t^T = \frac{a_1 R_1^{10} \text{Log}(10^{2-x} T_p^{x-1})}{(t + b_1)^{c_1}} \left(\frac{t}{60} \right) \quad (2.8)$$

Para $5 \text{ min} \leq t \leq 24 \text{ h}$ y $T_p \geq 1$ año

Donde: R_t^T es la precipitación, en [mm]; t es la duración, en [min]; $T_p = \{ \text{Ln}[T/(T - 1)] \}^{-1}$, T es el periodo de retorno de series máximas anuales, en [años]; T_p es el periodo de retorno de series parciales, en [años]. $x = R_1^{100}/R_1^{10}$, es la relación de lluvias R_1^{100} y R_1^{10} , correspondientes a una duración igual a 1 h y periodos de retorno igual a 100 y 10 [años], respectivamente.

Según Chen los cocientes de lluvia para diferentes duraciones respecto a la lluvia de 1 hora pueden expresarse en función de los factores x y $R = R_1^{10}/R_{24}^{10}$, que suponen características meteorológicas locales y que pueden ser aplicados en cualquier lugar, lo cual presupone su universalidad por medio de los parámetros de la Figura 2-9, en función del factor de convectividad, R . En la misma figura se dibujaron los parámetros hallados por Chen (1982): a_1 , b_1 y c_1 , indicados con símbolos; y las líneas continuas son polinomios aproximados a dichos puntos, ecuaciones (2.9) a (2.11), respectivamente.

$$a_1 = -87.9266 R^3 + 155.9848 R^2 - 0.751 R + 3.321 \quad (2.9)$$

$$b_1 = -1.6718 R^3 - 21.2623 R^2 + 44.6238 R - 7.0648 \quad (2.10)$$

$$c_1 = 2.5348 R^3 - 4.2581 R^2 + 3.0053 R + 0.0522 \quad (2.11)$$

Entonces, para obtener una lámina de lluvia R_t^T con el método de Chen se aplica el procedimiento siguiente: a) obtener los tres datos básicos: R_1^{10} , R_{24}^{10} y R_1^{100} ; b) Calcular los parámetros x y R ; c) Con el **factor de convectividad**, R , se obtienen los parámetros a_1 , b_1 y c_1 utilizando la Figura 2-9 o los polinomios (2.9) a (2.11); finalmente, d) todos los parámetros son sustituidos en la ec. (2.8), tomando en cuenta que en esa ecuación se debe utilizar el periodo de retorno, T_p , de series parciales. Cuando $T > 10$ años la diferencia entre T y T_p es poco significativa.

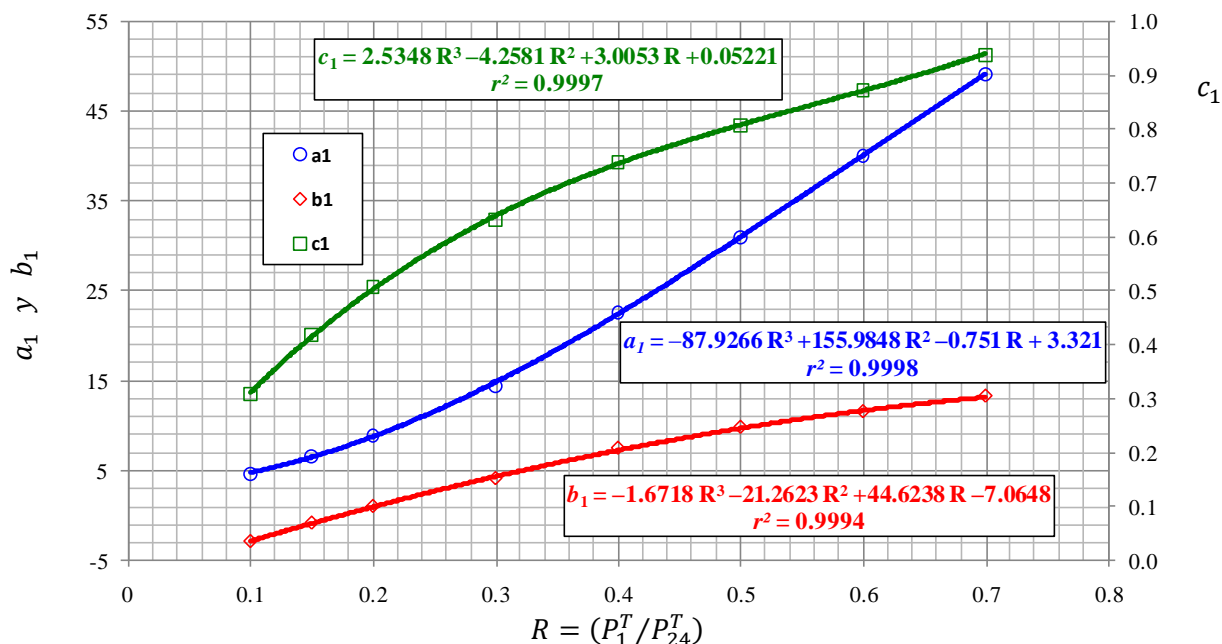


Figura 2-9. Aproximaciones numéricas de los parámetros estándar de Chen: a_1 , b_1 y c_1 en términos del Factor de Convectividad, $R = (P_1^T / P_{24}^T)$. Fuente: Elaboración propia con datos de Chen (1982)

Otra alternativa para aplicar el método de Chen es utilizando los factores de duración: $K_{d1} = R_d^T/R_1^T$, presentados en la Tabla 2-5, los cuales fueron extraídos de la publicación original de Chen (1982), basado en la propuesta de Domínguez y Franco (2002). Estos valores pueden emplearse de forma similar a la ecuación (2.8), en función a la duración de la tormenta y el factor de convectividad, R .

Tabla 2-5. Factores K_d (1) en función de R y la duración d . Fuente: Elaboración propia con datos de Chen (1983)

$K_d = P_d^T/P_1^T$, en función de la duración, d , y el factor de convectividad, $R = P_1^T/P_{24}^T$												
d [min]	$R =$	0.1	0.15	0.2	0.25⁽²⁾	0.3	0.35⁽²⁾	0.4	0.45⁽²⁾	0.55⁽²⁾	0.6	0.65⁽²⁾
5		0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29
10		0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45
15		0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57
30		0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79
60		1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
120		2.00	1.70	1.50	1.37	1.30	1.27	1.25	1.22	1.15	1.10	1.05
180		3.00	2.30	1.95	1.72	1.55	1.46	1.40	1.35	1.25	1.20	1.15
240⁽²⁾		3.91	2.86	2.34	2.03	1.80	1.64	1.53	1.45	1.33	1.29	1.25
360		5.50	3.90	3.00	2.54	2.25	1.98	1.75	1.59	1.43	1.40	1.36
480⁽²⁾		6.59	4.59	3.46	2.88	2.53	2.20	1.91	1.71	1.51	1.46	1.42
720		7.75	5.26	4.00	3.26	2.75	2.37	2.10	1.90	1.64	1.55	1.45
1440		10.01	6.67	4.99	4.02	3.34	2.85	2.50	2.22	1.83	1.67	1.50

(1) Valores convertidos a cocientes de lámina de lluvia, $K_d = (I_d^T/I_1^T) \times (d/60)$
 (2) Valores interpolados o extrapolados con la técnica Spline.

Los parámetros empleados por Chen establecen un enfoque distinto para la construcción de curvas IDF y por éste medio se puede obtener hietogramas de tormentas extremas, tal como se verá más adelante, pues al tomar en cuenta la variación del factor de convectividad, $R = P_1^T/P_{24}^T$ (Domínguez & Franco, 2002), se aprecia una importante diferencia en la forma y magnitud de los hietogramas, en función a la duración de la tormenta, aspecto que antes no ha sido considerado (Luna V. & Domínguez M., 2010).

Aplicando el método de Chen a los datos de la estación San Calixto, valores de lluvias en la Tabla 2-2: $R_1^{10} = 16.77$ mm , $R_{24}^{10} = 41.04$ mm y $R_1^{100} = 23.39$ mm . Luego, el factor de convectividad es igual a $R = R_1^{10}/R_{24}^{10} = 16.77/41.04 = 0.4086$ y el factor $x = R_1^{100}/R_1^{10} = 23.39/16.77 = 1.3947$; los coeficientes a_1 , b_1 y c_1 se estiman con las ecs. (2.9) a (2.11)

$$a_1 = -87.9241 (0.4086)^3 + 155.9823 (0.4086)^2 - 0.7503 (0.4086) + 3.321 = 23.06$$

$$b_1 = -24.4028 (0.4086)^3 + 1.1729 (0.4086)^2 + 38.2579 (0.4086) - 6.5731 = 7.59$$

$$c_1 = 2.8775 (0.4086)^3 - 4.5964 (0.4086)^2 + 3.1013 (0.4086) + 0.0448 = 0.74$$

Aplicando la Ec. (2.8) , para los periodos de retorno de 100, 50 y 10 años ($T_p = \{ Ln[T/(T - 1)] \}^{-1}$), se tiene

$$T_{p100} = \{ Ln[100/(100 - 1)] \}^{-1} = 99.5$$

$$T_{p50} = \{ Ln[50/(50 - 1)] \}^{-1} = 49.5 \tag{2.12}$$

$$T_{p10} = \{ Ln[10/(10 - 1)] \}^{-1} = 9.49$$

Para cada T_p y las duraciones 10, 15, 30, ..., 1440 minutos, se obtiene la lluvia al sustituir los anteriores valores en la ecuación de Chen:

$$R_t^{100} = \frac{23.06 (16.77) \text{Log}(10^{2-1.394} \times 99.5^{1.394-1})}{(t + 7.59)^{0.74}} \left(\frac{t}{60}\right) = \frac{538.75}{(t + 7.59)^{0.74}} \left(\frac{t}{60}\right) \quad (2.13)$$

$$R_t^{50} = \frac{23.06 (16.77) \text{Log}(10^{2-1.394} \times 49.5^{1.394-1})}{(t + 7.59)^{0.74}} \left(\frac{t}{60}\right) = \frac{492.55}{(t + 7.59)^{0.74}} \left(\frac{t}{60}\right) \quad (2.14)$$

$$R_t^{10} = \frac{23.06 (16.77) \text{Log}(10^{2-1.394} \times 9.49^{1.394-1})}{(t + 7.59)^{0.74}} \left(\frac{t}{60}\right) = \frac{383.25}{(t + 7.59)^{0.74}} \left(\frac{t}{60}\right) \quad (2.15)$$

Las ecuaciones (2.13) a (2.15) se aplican para duraciones de 5 a 1440 min. Los valores calculados para esas duraciones son consignados en la Tabla 2-6; y por otro lado, la Figura 2-10 muestra la comparación entre esos productos. Una inspección rápida de estos valores, nos explica que el método de Chen no es aplicable a la zona de estudio, puesto que la región tiene tormentas extremas con efectos orográfico y convectivo distintos a las tormentas analizadas por Chen. Sin embargo, el método es una buena aproximación para sitios donde no se tiene información o en cuencas con pocos datos.

Tabla 2-6. Comparación de Intensidad de lluvia observada y calculada con el método de Chen

T [años] = d [min]	Intensidad de Lluvia [mm/h]					
	100 años		50 años		10 años	
	Chen ⁽¹⁾	Observado ⁽²⁾	Chen ⁽¹⁾	Observado ⁽²⁾	Chen ⁽¹⁾	Observado ⁽²⁾
5	82.67	58.48	75.58	52.79	58.81	39.35
10	64.55	44.89	59.01	40.89	45.92	31.42
15	53.64	37.6	49.04	34.43	38.16	26.93
30	36.80	30.32	33.64	27.93	26.18	22.28
60	23.84	23.39	21.79	21.42	16.96	16.77
120	14.90	16.95	13.62	15.47	10.60	11.97
180	11.20	13.11	10.24	11.96	7.97	9.24
240	9.12	10.84	8.34	9.88	6.49	7.62
360	6.81	7.9	6.22	7.21	4.84	5.57
480	5.52	---	5.05	---	3.93	---
720	4.11	4.2	3.76	3.85	2.92	3.03
1440	2.47	2.35	2.26	2.16	1.76	1.71

⁽¹⁾ Se aplica el método de **Chen** con la ecuación (2.8).
⁽²⁾ Son valores **Observados**, obtenidos por medio del análisis de frecuencia, Tabla 2-2.

La Figura 2-10 muestra la comparación entre series observadas y estimadas con el método de Chen, valores de la Tabla 2-6. Esta figura muestra fuertes diferencias entre los valores observados y los obtenidos con el método de Chen. Una conclusión interesante de éste análisis es que el método sólo puede aplicarse a algunas estaciones, así entonces no es posible suponer la universalidad de los parámetros recomendados por Chen. Sin embargo, este criterio puede aplicarse en otros sitios justificando el empleo de los parámetros de la ec. (2.8), o en su caso utilizar los valores de la Tabla 2-7, los cuales tienen validez exclusiva para la estación indicada o una zona de influencia de 25 km², y para áreas mayores deberá justificarse con criterios de homogeneidad y regionalización (ver el Capítulo 3).

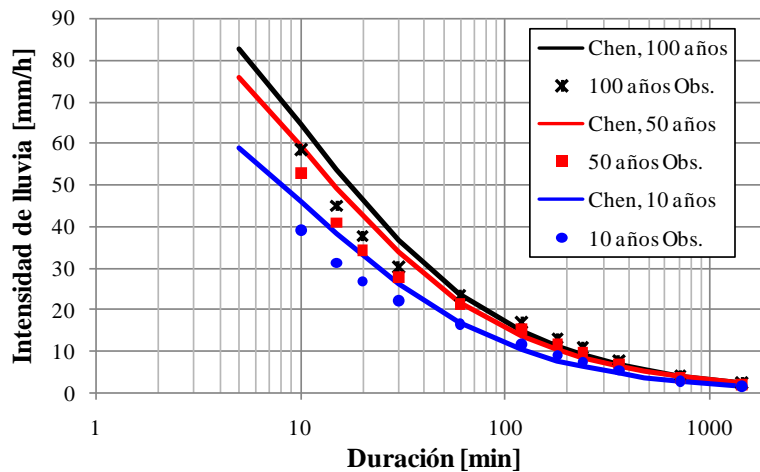


Figura 2-10. Comparación de intensidades de lluvia observadas y estimadas, método de Chen (Est. San Calixto)

2.3.4 Precipitación de diseño para Bolivia

Con la información de las estaciones meteorológicas de Bolivia, se calcularon los parámetros puntuales para las estaciones indicadas en la Tabla 2-7, y aplicando los conceptos de Chen (1983) se propone obtener las curvas IDF en gran parte de la República de Bolivia. Así entonces, para sitios cercanos a la estación y que además se justifiquen que la tormenta es de corta duración (< 3 h) se sugiere utilizar los factores de duración K_{d1} , o aplicar la ecuación (2.8) con los parámetros R , a_1 , b_1 y c_1 de la Tabla 2-7.

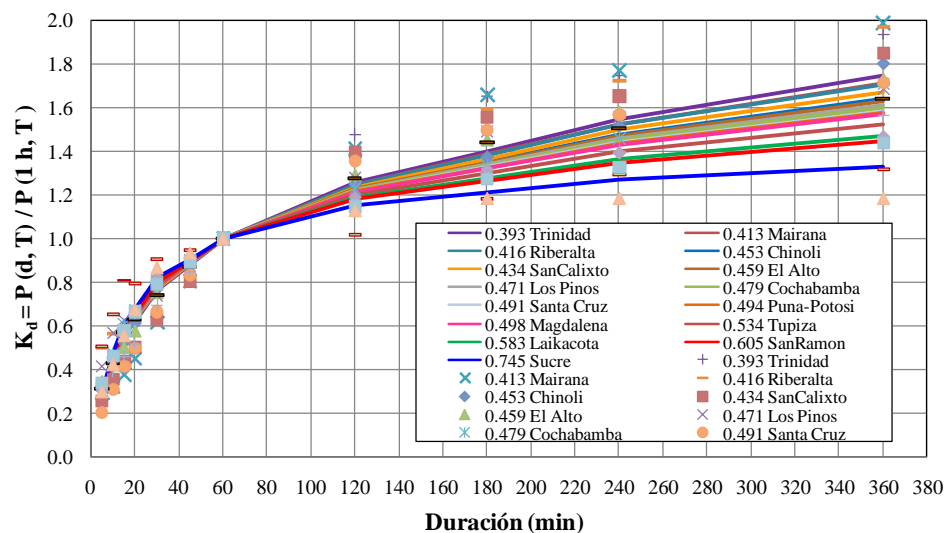


Figura 2-11. Comparación de Factores por duración K_{d1} para el valor de R y la estación indicada.

Por otro lado, si se justifica que las tormentas del sitio estudiado son de larga duración (> 2 h y hasta 24 horas); entonces se tienen dos alternativas para construir las curvas IDF: i) Aplicar los factores K_{d1} o los coeficientes R , a_1 , b_1 y c_1 de la Tabla 2-7, o bien, ii) emplear los factores de ajuste por duración respecto a 24 horas, K_{d24} , resumidos en la Tabla 2-8. La Figura 2-11 muestra una comparación de los

factores K_{d1} de todas las estaciones, en esta se aprecia una gran dispersión de dichos factores, razón por la cual no es posible aplicar los parámetros sugeridos en el Método de Chen.

Tabla 2-7. Factores de duración respecto a 1 hora, $K_{d1} = P_d^T/P_1^T$ y parámetros a_1 , b_1 y c_1

No.	Estación	Factores K_{d1} para la duración , en minutos											R	Parámetros		
		10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440		P_1^T/P_{24}^T	a_1	b_1
1	Apolo-LaPaz	0.43	0.47	0.52	0.65	1.00	1.38	1.66	1.95	2.34	3.57	3.91	0.261	4.8990	-5.4464	0.4203
2	Campanario-Tja-DP	0.47	0.59	0.65	0.81	1.00	1.22	1.37	1.46	1.57	1.71	2.08	0.483	27.6266	8.1260	0.7858
3	Chaqui-Potosi-DP	0.40	0.48	0.56	0.78	1.00	1.26	1.38	1.51	1.51	1.69	1.75	0.571	28.1683	14.5164	0.7797
4	Chicani-Potosi-DP	0.34	0.48	0.57	0.74	1.00	1.27	1.32	1.36	1.42	1.65	1.95	0.516	118.4597	39.9322	1.0338
5	Chinoli-Potosi	0.43	0.51	0.60	0.76	1.00	1.24	1.35	1.50	1.72	1.90	2.14	0.467	18.5361	6.9298	0.7039
6	Cochabamba-Aerop.	0.46	0.60	0.67	0.81	1.00	1.21	1.31	1.43	1.62	1.82	1.97	0.507	38.0155	11.7565	0.8471
7	Colcha_K-Potosi	0.40	0.48	0.55	0.73	1.00	1.44	1.74	1.92	1.98	2.00	2.08	0.484	11.0712	4.5584	0.5815
8	ElAlto-LaPaz	0.43	0.49	0.58	0.76	1.00	1.28	1.44	1.57	1.71	1.90	2.15	0.465	13.4164	3.5293	0.6384
9	ElTejar-Tarija	0.33	0.43	0.54	0.65	1.00	1.33	1.37	1.35	1.38	1.47	1.49	0.680	69.0303	35.4000	0.9370
10	Escara-Potosí	0.38	0.48	0.59	0.76	1.00	1.17	1.28	1.38	1.41	1.44	1.74	0.574	77.7712	28.6419	0.9724
11	Laikacota-LaPaz	0.44	0.56	0.66	0.82	1.00	1.17	1.28	1.37	1.39	1.48	1.71	0.585	58.8739	18.1781	0.9317
12	LosPinos-Potosi	0.56	0.61	0.64	0.73	1.00	1.28	1.52	1.58	1.65	1.81	2.06	0.485	11.0114	-2.9398	0.6080
13	Magdalena	0.48	0.56	0.62	0.75	1.00	1.28	1.44	1.53	1.63	1.81	2.03	0.494	14.3769	1.6347	0.6575
14	Mairana	0.32	0.38	0.46	0.62	1.00	1.38	1.64	1.77	1.96	2.41	2.47	0.406	8.9714	8.0241	0.5446
15	Potosi-Aerop.	0.48	0.57	0.66	0.77	1.00	1.24	1.39	1.52	1.77	1.96	2.19	0.455	19.1279	4.2837	0.7122
16	Puna-Potosi	0.39	0.46	0.52	0.68	1.00	1.16	1.34	1.49	1.60	1.76	2.16	0.466	12.7543	4.7924	0.6392
17	Riberalta	0.59	0.64	0.67	0.76	1.00	1.36	1.59	1.79	1.98	2.27	2.46	0.411	10.4154	-3.6658	0.5840
18	SanCalixto-LaPaz	0.40	0.47	0.54	0.66	1.00	1.44	1.66	1.83	2.00	2.16	2.44	0.410	9.7327	1.8967	0.5726
19	SanRamon	0.43	0.55	0.63	0.76	1.00	1.18	1.28	1.37	1.45	1.60	1.69	0.592	38.6219	13.9542	0.8539
20	SantaCruz	0.31	0.41	0.50	0.65	1.00	1.32	1.49	1.63	1.74	2.00	2.07	0.484	30.7114	28.0116	0.7744
21	SnIg-Moxos	0.34	0.42	0.50	0.65	1.00	1.35	1.47	1.60	1.70	1.79	1.89	0.528	16.2437	13.3417	0.6679
22	Sucre-Aerop.	0.45	0.59	0.70	0.85	1.00	1.13	1.20	1.22	1.27	1.42	1.52	0.660	144.3133	26.3146	1.1061
23	Tarapaya	0.38	0.52	0.61	0.77	1.00	1.22	1.38	1.51	1.78	1.92	2.05	0.484	48.5809	22.2727	0.8751
24	Trinidad	0.36	0.46	0.53	0.65	1.00	1.48	1.66	1.72	1.95	2.29	2.41	0.416	10.7812	6.2762	0.5788
25	Tupiza	0.70	0.83	0.85	0.91	1.00	1.08	1.22	1.36	1.43	1.68	1.99	0.502	51.4802	4.4585	0.9364
26	Uyuni	0.54	0.60	0.66	0.75	1.00	1.33	1.42	1.44	1.48	1.58	1.90	0.529	13.9772	-0.5788	0.6579
27	Valle Grande	0.60	0.66	0.77	0.81	1.00	1.17	1.21	1.29	1.42	1.58	1.66	0.603	25.8679	2.0123	0.7933
28	Vallecito	0.37	0.43	0.50	0.61	1.00	1.64	1.96	2.21	2.49	2.78	2.92	0.343	5.1502	-2.1271	0.4192
29	Viru-Viru	0.42	0.53	0.62	0.73	1.00	1.25	1.55	1.73	1.95	2.18	2.27	0.441	17.5049	7.2739	0.6810
Promedio		0.44	0.53	0.60	0.74	1.00	1.28	1.45	1.57	1.70	1.92	2.11	0.493	---	---	---
Desviación Estándar		0.091	0.093	0.087	0.073	0.00	0.119	0.178	0.225	0.291	0.448	0.467	0.0885	---	---	---

La diferencia de utilizar la ec. (2.8) con los coeficientes R , a_1 , b_1 y c_1 respecto a la aplicación de los factores K_d son mínimos, lo importante es diferenciar su aplicación con la duración de la lluvia, ya sea de corta o larga duración. Los coeficientes K_{d1} y K_{d24} fueron obtenidos con las intensidades de lluvia observadas, para la estación San Calixto se usa la Tabla 2-2, y para la estación AASANA – El Alto se emplea la Tabla 2-3; luego, la Tabla 2-4 para la estación Laikacota. Los datos de las estaciones mencionadas corresponden son las más representativas para la Cuenca del Río La Paz. Si se desea conocer para estaciones o regiones del país, entonces se debe utilizar las tablas del Anexo A1, según correspondan al sitio o región deseada.

Tabla 2-8. Factores de ajuste por duración respecto a 24 horas, para tormentas de larga duración

No.	Estación	$R = P_{1h}^T / P_{24h}^T$	Factores K_{d24} respecto a 24 h, $K_{d24} = P_d^T / P_{24h}^T$										
			Duración , en minutos										
			10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
1	Apolo-LaPaz	0.261	0.11	0.12	0.14	0.17	0.26	0.36	0.43	0.51	0.60	0.91	1.0
2	Campanario-Tarija-DP	0.483	0.23	0.28	0.31	0.39	0.48	0.59	0.66	0.70	0.76	0.82	1.0
3	Chaqui-Potosi-DP	0.571	0.23	0.27	0.32	0.45	0.57	0.72	0.79	0.86	0.86	0.96	1.0
4	Chicani-Potosi-DP	0.516	0.18	0.24	0.29	0.38	0.52	0.66	0.68	0.70	0.73	0.85	1.0
5	Chinoli-Potosi	0.467	0.20	0.24	0.28	0.35	0.47	0.58	0.63	0.70	0.80	0.89	1.0
6	Cochabamba-Aerop.	0.507	0.23	0.30	0.34	0.41	0.51	0.61	0.67	0.73	0.82	0.92	1.0
7	Colcha_K-Potosi	0.484	0.19	0.23	0.26	0.35	0.48	0.70	0.84	0.92	0.95	0.96	1.0
8	ElAlto-LaPaz	0.465	0.20	0.23	0.27	0.35	0.46	0.60	0.67	0.73	0.79	0.88	1.0
9	ElTejar-Tarija	0.680	0.22	0.29	0.36	0.44	0.68	0.91	0.93	0.92	0.94	0.99	1.0
10	Escara-Potosí	0.574	0.22	0.28	0.34	0.44	0.57	0.67	0.74	0.79	0.81	0.83	1.0
11	Laikacota-LaPaz	0.585	0.26	0.32	0.38	0.48	0.59	0.68	0.75	0.80	0.81	0.86	1.0
12	LosPinos-Potosi	0.485	0.27	0.30	0.31	0.35	0.49	0.62	0.74	0.77	0.80	0.88	1.0
13	Magdalena	0.494	0.24	0.27	0.31	0.37	0.49	0.63	0.71	0.75	0.80	0.89	1.0
14	Mairana	0.406	0.13	0.16	0.19	0.25	0.41	0.56	0.66	0.72	0.79	0.98	1.0
15	Potosi-Aerop.	0.455	0.21	0.26	0.30	0.35	0.45	0.56	0.64	0.69	0.80	0.89	1.0
16	Puna-Potosi	0.466	0.18	0.21	0.24	0.32	0.47	0.54	0.63	0.69	0.74	0.82	1.0
17	Riberalta	0.411	0.24	0.26	0.27	0.31	0.41	0.56	0.65	0.73	0.81	0.92	1.0
18	SanCalixto-LaPaz	0.410	0.16	0.19	0.22	0.27	0.41	0.59	0.68	0.75	0.82	0.89	1.0
19	SanRamon	0.592	0.25	0.32	0.37	0.45	0.59	0.70	0.76	0.81	0.86	0.95	1.0
20	SantaCruz	0.484	0.15	0.20	0.24	0.31	0.48	0.64	0.72	0.79	0.84	0.97	1.0
21	Snlg-Moxos	0.528	0.18	0.22	0.27	0.34	0.53	0.71	0.78	0.84	0.90	0.95	1.0
22	Sucre-Aerop.	0.660	0.30	0.39	0.46	0.56	0.66	0.74	0.79	0.80	0.84	0.93	1.0
23	Tarapaya	0.484	0.18	0.25	0.29	0.36	0.48	0.59	0.68	0.74	0.88	0.95	1.0
24	Trinidad	0.416	0.15	0.19	0.22	0.27	0.42	0.61	0.69	0.71	0.81	0.95	1.0
25	Tupiza	0.502	0.35	0.42	0.43	0.46	0.50	0.54	0.61	0.68	0.72	0.85	1.0
26	Uyuni	0.529	0.28	0.31	0.35	0.40	0.53	0.70	0.75	0.76	0.78	0.83	1.0
27	Valle Grande	0.603	0.36	0.40	0.46	0.49	0.60	0.71	0.73	0.78	0.86	0.95	1.0
28	Vallecito	0.343	0.13	0.15	0.17	0.21	0.34	0.56	0.67	0.76	0.85	0.95	1.0
29	Viru-Viru	0.441	0.18	0.23	0.27	0.32	0.44	0.55	0.68	0.76	0.86	0.96	1.0
	Promedio =	0.493	0.21	0.26	0.30	0.37	0.49	0.63	0.70	0.76	0.82	0.91	1.0
	Desv Est =	0.0885	0.06	0.07	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07	0.05	0.0

Una vez que se ha determinado la lluvia de diseño para la duración deseada, lo que sigue es corregir dicha lluvia con el factor por periodo de retorno, K_T (Tabla 2-9); así entonces, la lluvia de diseño, P_d^T , se obtiene aplicando la Ec. (2.16), con la duración, d [min], y el periodo de retorno requerido, T [años].

En la Tabla 2-9 se proporcionan los factores de ajuste por periodo de retorno para las estaciones indicadas. Al dibujar estos factores K_T contra los periodos de retorno, se observa que estas curvas tienden a reagruparse en una curva promedio; así, al final de la mencionada Tabla 2-9 se ha calculado el promedio de todos los valores. La Figura 2-12 presenta los factores K_T de la anterior tabla y la curva promedio se puede emplear como una aproximación general para todas las estaciones estudiadas.

Tabla 2-9. Factores de ajuste por periodo de retorno para la estación y periodo de retorno indicados

i	Estación	$R = P_{1h}^T / P_{24h}^T$	Factores K_T respecto a 10 años. $K_T = P_d^T / P_d^{10}$							
			Periodo de Retorno, en años							
			500	200	100	50	20	10	5	2
1	Apolo-LaPaz	0.261	1.69	1.53	1.41	1.29	1.13	1.0	0.87	0.67
2	Campanario-Tarija-DP	0.483	1.83	1.64	1.49	1.35	1.15	1.0	0.84	0.60
3	Chaqui-Potosi-DP	0.571	1.72	1.55	1.42	1.30	1.13	1.0	0.87	0.66
4	Chicani-Potosi-DP	0.516	2.08	1.83	1.64	1.45	1.20	1.0	0.80	0.49
5	Chinoli-Potosi	0.467	1.69	1.53	1.41	1.29	1.12	1.0	0.87	0.67
6	Cochabamba-Aerop.	0.507	1.78	1.60	1.46	1.32	1.14	1.0	0.85	0.63
7	Colcha_K-Potosi	0.484	1.78	1.60	1.46	1.32	1.14	1.0	0.85	0.63
8	ElAlto-LaPaz	0.465	1.64	1.49	1.38	1.27	1.12	1.0	0.88	0.69
9	ElTejar-Tarija	0.680	1.83	1.63	1.49	1.34	1.15	1.0	0.84	0.61
10	Escara-Potosí	0.574	1.94	1.72	1.56	1.39	1.17	1.0	0.82	0.55
11	Laikacota-LaPaz	0.585	1.79	1.61	1.47	1.33	1.14	1.0	0.85	0.62
12	LosPinos-Potosi	0.485	1.68	1.52	1.40	1.28	1.12	1.0	0.87	0.68
13	Magdalena	0.494	1.71	1.55	1.42	1.30	1.13	1.0	0.87	0.66
14	Mairana	0.406	1.72	1.56	1.43	1.30	1.13	1.0	0.86	0.66
15	Potosi-Aerop.	0.455	1.78	1.60	1.46	1.32	1.14	1.0	0.85	0.63
16	Puna-Potosi	0.466	1.62	1.48	1.37	1.26	1.11	1.0	0.88	0.70
17	Riberalta	0.411	1.79	1.60	1.47	1.33	1.14	1.0	0.85	0.63
18	SanCalixto-LaPaz	0.410	1.69	1.53	1.41	1.29	1.13	1.0	0.87	0.67
19	SanRamon	0.592	1.91	1.70	1.54	1.38	1.17	1.0	0.83	0.57
20	SantaCruz	0.484	1.86	1.66	1.51	1.36	1.16	1.0	0.84	0.59
21	SnIg-Moxos	0.528	1.76	1.59	1.45	1.32	1.14	1.0	0.86	0.64
22	Sucre-Aerop.	0.660	1.88	1.68	1.52	1.37	1.16	1.0	0.83	0.58
23	Tarapaya	0.484	1.84	1.65	1.50	1.35	1.15	1.0	0.84	0.60
24	Trinidad	0.416	1.77	1.59	1.45	1.32	1.14	1.0	0.85	0.64
25	Tupiza	0.502	1.66	1.51	1.39	1.28	1.12	1.0	0.87	0.69
26	Uyuni	0.529	1.99	1.76	1.59	1.41	1.18	1.0	0.81	0.53
27	Valle Grande	0.603	1.89	1.69	1.53	1.37	1.16	1.0	0.83	0.58
28	Vallecito	0.343	1.87	1.67	1.52	1.36	1.16	1.0	0.84	0.59
29	Viru-Viru	0.441	1.92	1.71	1.54	1.38	1.17	1.0	0.83	0.56
	Promedio =	0.493	1.80	1.61	1.47	1.33	1.14	1.0	0.85	0.62
	Desv. Estándar =	0.0885	0.11	0.09	0.07	0.05	0.02	0.0	0.02	0.05

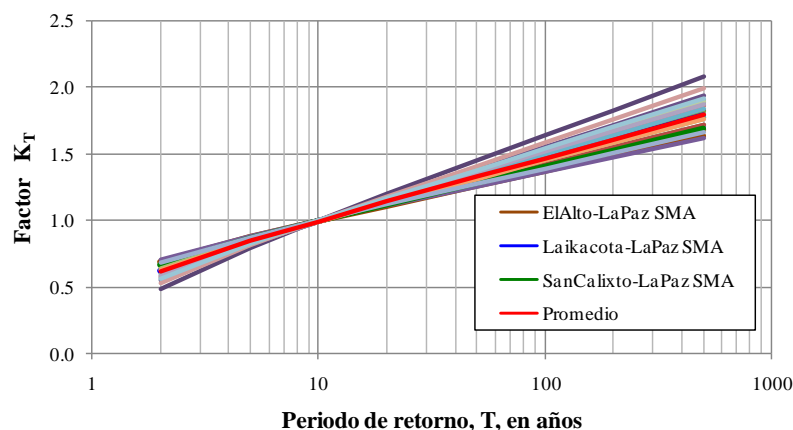


Figura 2-12. Comparación gráfica de los factores de ajuste por periodo de retorno con la curva media

2.3.5 Cálculo de la precipitación de diseño

Empleando alguno de los criterios expuesto en las secciones 2.3.1 a 2.3.4 se pueden obtener la precipitación de diseño en un punto para cualquier duración y periodo de retorno. En general, la altura de lluvia para cualquier duración, periodo de retorno y área de la cuenca se obtiene en función de la lluvia pluviométrica aplicando la siguiente expresión

$$P_d^T = K_{d1} \times K_T \times FRA \times (R \cdot P_{24}^{10}) \quad (2.16)$$

Donde

P_d^T	altura de lluvia para el área, duración y periodo de retorno que se analice, en mm .
R	Factor de convectividad, igual al cociente de lluvia con duración de 1 h respecto a la lluvia diaria, $d = 24$ h y periodo de retorno de 10 años, P_{24}^{10} , en mm.
K_{d1}	factor de ajuste por duración, respecto a 1 h (Tabla 2-7), adimensional
K_T	factor de ajuste por periodo de retorno (Tabla 2-9), adimensional.
FRA	factor de ajuste por área, adimensional (ver sección 2.6)

El Factor de reducción por área, FRA , se utiliza para reducir la lluvia observada en forma puntual y convertirla en una lluvia promedio sobre un área determinada, con la acción de la tormenta sobre el área de interés, ya que no es probable que una tormenta con un periodo de retorno; por ejemplo de 50 años, ocurra simultáneamente en todas las estaciones de dicha cuenca. En la sección 2.6 se discuten los métodos de cálculo de éste factor y de igual modo se proporcionan los factores de reducción por área calculados para la cuenca del Río La Paz.

2.4 DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LA LLUVIA

Las intensidades de lluvia varían con la duración; por ejemplo, una mejora en representación de esta variación temporal implica mejorar el cálculo del escurrimiento a través de algún modelo Lluvia – Escorrentía ($P-Q$).

En la literatura actual se disponen algunos métodos que proponen la forma de las distribuciones de la intensidad de lluvia (precipitaciones) para una tormenta de diseño, estas distribuciones se emplean para estimar los hidrogramas de avenidas. Cuando la cuenca a estudiar no cuenta con una red meteorológica homogénea se emplean las distribuciones típicas de tormentas máximas, después éstas se convierten a hietogramas.

Los hietogramas de lluvia son gráficos de altura de precipitación contra el tiempo (o bien, intensidad de lluvia en función del tiempo), estas distribuciones afectan significativamente a la forma y el pico del hidrograma resultante. A continuación se describen algunos métodos:

2.4.1 Método del Soil Conservation Service

El Soil Conservation Service (1986), con sus siglas en inglés (SCS), propuso una clasificación de cuatro regiones geográficas de los Estados Unidos de América (USA): Tipo I, IA, II y III, ver Figura 2-13. Ésta clasificación se debe a una análisis riguroso de varias distribuciones de lluvias adimensionales que representan a las regiones de USA. Las formas de las distribuciones se muestran en la Figura 2-14 y los valores adimensionales en la Tabla 2-10, donde: t = tiempo, P_{Total} = altura total de lluvia, y P = altura de lluvia acumulada hasta el tiempo t .



Figura 2-13. Zonas geográficas para aplicar las distribuciones de lluvia total en 24 h (SCS, 1986)

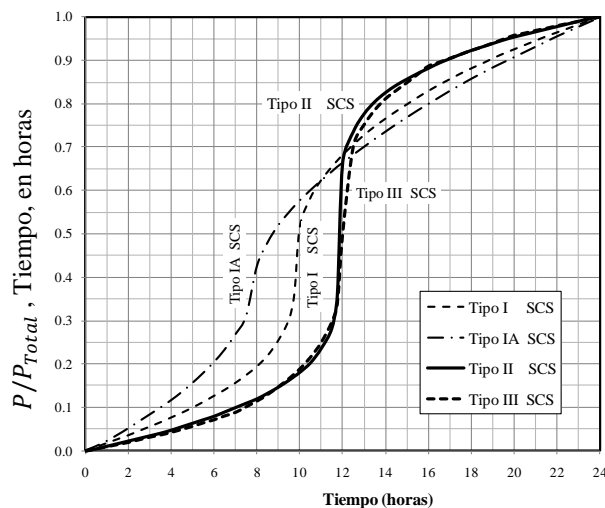
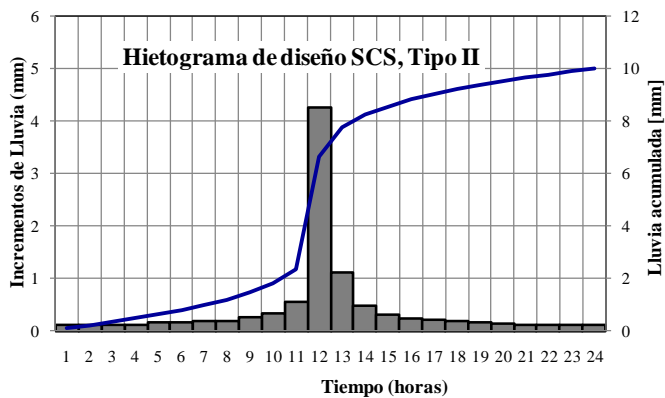


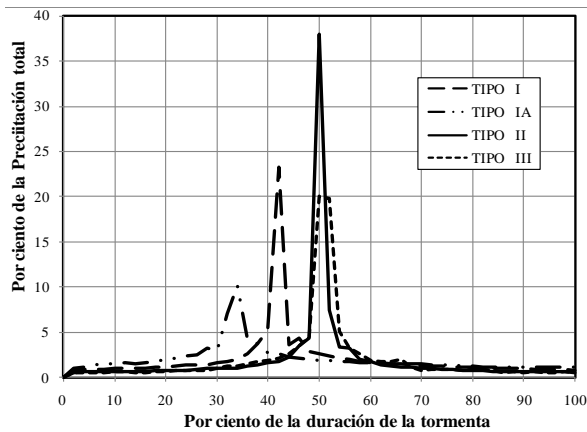
Figura 2-14. Distribuciones de lluvia en 24 h para las zonas geográficas de la Figura 2-13 (SCS, 1986)

El estudio TR-55 del SCS (1986) expresa que las tormentas de larga duración (24 horas) siguen patrones de lluvia basados en datos de los Estados Unidos. Los perfiles de tormentas o distribuciones estándar del SCS se emplean para duraciones de 1 a 24 h (SCS, 1986). Dichos patrones de tormenta de lluvia se desarrollan en 24 horas y no son uniformes, porque influyen diversos factores que los modifican.

Un gráfico del tiempo con los incrementos de precipitación nos da el hietograma de diseño, Figura 2-15a, en la misma se ha incluido la precipitación acumulada (Curva Masa), en línea continua. Por otro lado, las curvas adimensionales de tormentas de diseño del SCS son distintas, puesto que algunas tienen el pico de la tormenta antes de la mitad de la duración, como es el caso para la Tipo I y IA, en cambio las tormentas Tipo II y III tienen el pico a la mitad, Figura 2-15b.



a) Hietograma SCS, Tipo II



b) Hietogramas adimensionales SCS

Figura 2-15. Hietogramas del Soil Conservation Service (1986)

Tabla 2-10. Distribuciones de lluvia como fracción de la precipitación total para el tipo de tormenta indicado, según el Soil Conservation Service (1986)

<i>t</i> [hr]	<i>P/P_{Total}</i>				<i>t</i> [hr]	<i>P/P_{Total}</i>			
	Tipo I	Tipo IA	Tipo II	Tipo III		Tipo I	Tipo IA	Tipo II	Tipo III
0.00	0.000	0.000	0.000	0.000
0.50	0.008	0.010	0.005	0.005	12.00	0.682	0.664	0.663	0.500
1.00	0.017	0.022	0.011	0.010	12.50	0.706	0.683	0.735	0.702
1.50	0.026	0.036	0.017	0.015	13.00	0.728	0.701	0.776	0.751
2.00	0.035	0.051	0.023	0.020	13.50	0.748	0.719	0.804	0.785
2.50	0.045	0.067	0.029	0.026	14.00	0.766	0.736	0.825	0.811
3.00	0.055	0.083	0.035	0.032	14.50	0.783	0.753	0.842	0.830
3.50	0.065	0.099	0.041	0.037	15.00	0.799	0.769	0.856	0.848
4.00	0.076	0.116	0.048	0.043	15.50	0.815	0.785	0.869	0.867
4.50	0.087	0.135	0.056	0.050	16.00	0.830	0.800	0.881	0.886
5.00	0.099	0.156	0.064	0.057	16.50	0.844	0.815	0.893	0.895
5.50	0.112	0.179	0.072	0.065	17.00	0.857	0.830	0.903	0.904
6.00	0.126	0.204	0.080	0.072	17.50	0.870	0.844	0.913	0.913
6.50	0.140	0.233	0.090	0.081	18.00	0.882	0.858	0.922	0.922
7.00	0.156	0.268	0.100	0.089	18.50	0.893	0.871	0.930	0.930
7.50	0.174	0.310	0.110	0.102	19.00	0.905	0.884	0.938	0.939
8.00	0.194	0.425	0.120	0.115	19.50	0.916	0.896	0.946	0.948
8.50	0.219	0.480	0.133	0.130	20.00	0.926	0.908	0.953	0.957
9.00	0.254	0.520	0.147	0.148	20.50	0.936	0.920	0.959	0.962
9.50	0.303	0.550	0.163	0.167	21.00	0.946	0.932	0.965	0.968
9.75	0.362	0.564	0.172	0.178	21.50	0.956	0.944	0.971	0.973
10.00	0.515	0.577	0.181	0.189	22.00	0.965	0.956	0.977	0.979
10.50	0.583	0.601	0.203	0.216	22.50	0.974	0.967	0.983	0.984
11.00	0.624	0.623	0.236	0.250	23.00	0.983	0.978	0.989	0.989
11.50	0.655	0.644	0.283	0.298	23.50	0.992	0.989	0.995	0.995
11.75	0.669	0.655	0.357	0.339	24.00	1.000	1.000	1.000	1.000

2.4.2 Método de la tormenta equilibrada

Este criterio es conocido como el *Método del Bloque Alternó*, su aplicación es una forma rápida de hacer una estimación del hietograma de diseño de una tormenta; fue propuesto por Chow (1994) con la finalidad de contribuir a diseñar obras hidráulicas. Para su aplicación es necesario conocer la relación intensidad – duración – periodo de retorno, *IDT*. El hietograma resultante está formado por *n* bloques de precipitación, con intervalos de tiempo constantes, Δt , de tal forma que la duración total es: $d = n \Delta t$.

Para construir un hietograma por el método del bloque alternó se debe elegir una curva que relacione la intensidad con la duración, ambas para el periodo de retorno deseado. En resumen, para la aplicación del método, se pueden seguir los siguientes pasos:

- i. Se elige la duración de la tormenta seleccionada, *d*.
- ii. Se selecciona el número, *n*, de fracciones o intervalos de tiempo, Δt , en minutos o en horas. Se calcula el tiempo $d_j = j \cdot \Delta t$; donde $j = 1, \dots, n$.
- iii. Se calculan las intensidades de lluvia para el *j*-ésimo tiempo, *I_j*, a partir de una relación *IDT*. Por ejemplo: $I = a/(d + b)^c$, $I = a \cdot T^b/(d^c + b)$, $I = a \cdot T^b/(d + b)^c$, etc. Los parámetros *a*, *b* y *c* son constantes a ser determinadas del conjunto de datos *I*, *d* y *T*.
- iv. Se calcula la precipitación para cada duración obtenida, multiplicando la intensidad de lluvia por la duración: $P_j = I_j \cdot d_j$.

- v. Se calculan las precipitaciones incrementales de cada intervalo de tiempo, $\Delta P_j = P_j - P_{j-1}$, en la actual posición y la del paso de tiempo anterior, Figura 2-16a.
- vi. Distribuir los valores de precipitación incremental en forma alternada. El bloque mayor al centro, el siguiente a la izquierda, el que sigue a la derecha y así sucesivamente, hasta acomodar todos los valores en forma alternada (ver Figura 2-16b).

Las ordenadas del hietograma obtenido pueden ser utilizadas como una lluvia para el diseño hidrológico a través del proceso lluvia–escurrimiento ($P - Q$).

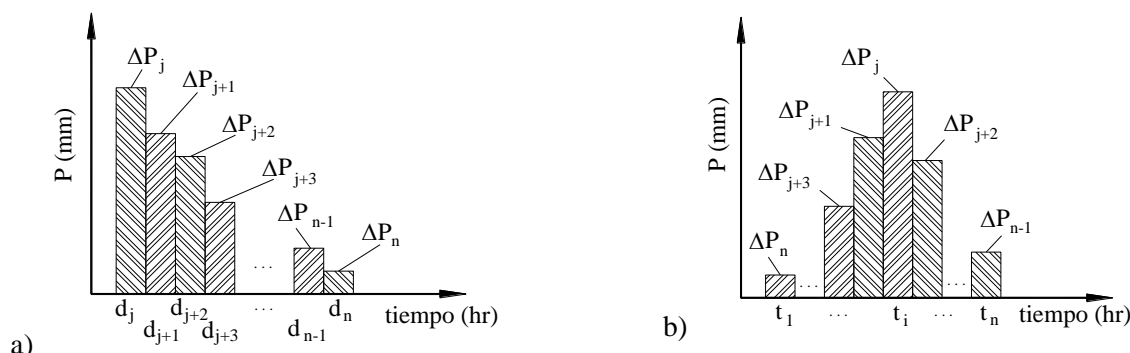


Figura 2-16. Hietograma de diseño a) acumulado y b) acomodo de la lluvia por el método del bloque alterno.

2.4.3 Método Chicago

El método Chicago se atribuye a Keifer y Chu (1957), quienes lo presentaron por primera vez como un método para el cálculo de tormentas para el diseño de alcantarillas para la ciudad de Chicago (Akan A. O., 1993; Akan & Houghtalen, 2003). El concepto de éste criterio se basa en la distribución de valores de las curvas *IDT*; y su hietograma resultante es una lluvia sintética distribuida en el tiempo. Si se conoce la ecuación que define la relación *IDT*, se puede desarrollar ecuaciones que describen la variación de la intensidad de lluvia con el tiempo, y por consiguiente el hietograma de diseño; por ejemplo, Keifer y Chu, utilizan la siguiente ecuación

$$I_{prom} = \frac{a}{b + d^c} \quad (2.17)$$

Donde I_{prom} intensidad promedio de lluvia [mm/h], $d = t =$ duración de la tormenta [min]; a , b y c son parámetros de la función *IDT*.

Considere el hietograma de la tormenta mostrada en la Figura 2-17. La intensidad promedio trazada con el valor I_{prom} intercepta el hietograma definiendo la curva de ascenso y la de descenso, quedando entre éstas el valor más alto de la tormenta.

Se define t_a al tiempo que pasa desde la intercepción de la curva de ascenso con I_{prom} , hasta la intensidad pico; luego, t_b es el tiempo después del pico. Entonces la duración total de la tormenta, t_d , estará definida por la suma de esos tiempos.

$$t_d = t_a + t_b \quad (2.18)$$

Por otro lado, se define el coeficiente de avance de la tormenta, r , como la proporción del tiempo al pico de la tormenta respecto a su duración total. Éste coeficiente define una asimetría en la forma de la

tormenta, en el intervalo: $0 < r < 1$, de igual forma, r define el punto en el que la tormenta con duración, t_d , alcanza la máxima intensidad de lluvia, por tanto

$$r = \frac{t_a}{t_d} \quad (2.19)$$

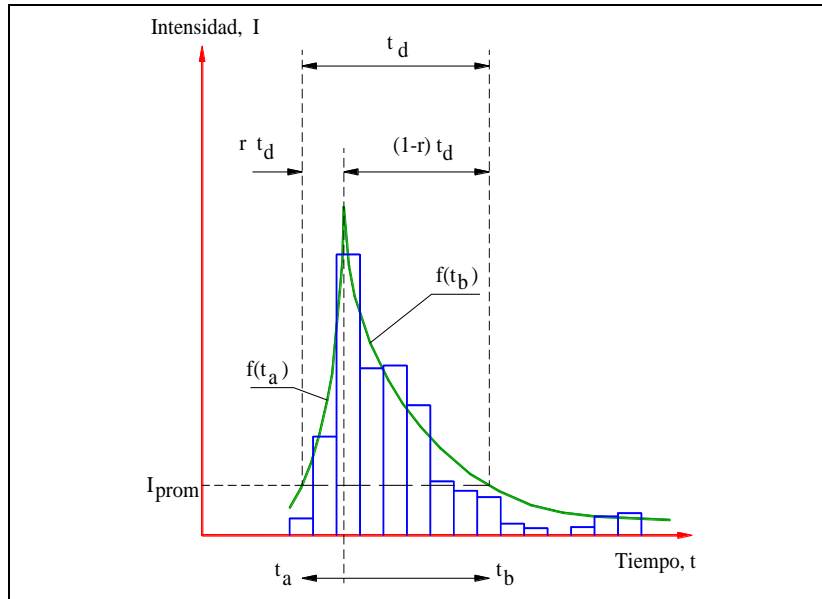


Figura 2-17. Hietograma hipotético según Keifer y Chu (Akan A. O., 1993)

Igualando con la ecuación de la duración de la tormenta, t_d , se obtiene

$$t_d = \frac{t_b}{(1-r)} \quad (2.20)$$

La variación de la intensidad en las curvas de ascenso y descenso se describen por funciones $I_a = f(t_a)$ y $I_b = f(t_b)$, respectivamente. Luego, la lluvia total durante el tiempo, t_d , será igual al área bajo las curvas definidas por esas funciones.

$$P = \int_0^{r t_d} f(t_a) dt_a + \int_0^{(1-r) t_d} f(t_b) dt_b \quad (2.21)$$

Es fácil observar que la intensidad promedio para la duración, t_d , es I_{prom}

$$\frac{dP}{dt_d} = I_{prom} \cdot t_d \quad (2.22)$$

Diferenciando la ecuación anterior, y considerando su equivalencia con las integrales, se tiene

$$\frac{dP}{dt_d} = I_{prom} + \frac{d I_{prom}}{dt_d} \cdot t_d = f(t_a) = f(t_b) \quad (2.23)$$

Luego, la diferencial de la intensidad promedio es

$$\frac{d I_{prom}}{dt_d} = \frac{d}{dt_d} \left[\frac{a}{(b + t_d^c)} \right] = - \frac{a c t_d^{c-1}}{(b + t_d^c)^2} \quad (2.24)$$

Por consiguiente, la diferencial buscada queda

$$\frac{dP}{dt_d} = \frac{a}{b + t_d^c} - \frac{a c t_d^{c-1}}{(b + t_d^c)^2} = \frac{a[(1 - c)t_d^c + b]}{[b + t_d^c]^2} \quad (2.25)$$

Ahora, expresando la anterior ecuación en términos de r , t_a y t_b , podremos obtener las ecuaciones de la intensidad de ascenso y descenso, respectivamente

$$I_a = f(t_a) = \frac{a \left[(1 - c) \left(\frac{t_a}{r} \right)^c + b \right]}{\left[b + \left(\frac{t_a}{r} \right)^c \right]^2} \quad (2.26)$$

$$I_b = f(t_b) = \frac{a \left[(1 - c) \left(\frac{t_b}{1 - r} \right)^c + b \right]}{\left[b + \left(\frac{t_b}{1 - r} \right)^c \right]^2} \quad (2.27)$$

Cuando las curvas de la intensidad–duración están definidas por la expresión (2.17), habiendo establecido un periodo de retorno, la función de intensidad de lluvia será

$$I = \frac{a[b - (c - 1)t_d]}{(b + t_d)^{c+1}} \quad (2.28)$$

El método Chicago es utilizado en la hidrología moderna para dimensionar las alcantarillas, las cuales drenan las aguas producidas por las tormentas con duración de 3 h o menores, aunque no existen otras limitantes para aplicar este método. Sin embargo, es posible extenderlo a duraciones mayores o el drenado de mayores superficies. La Tabla 2-11 contiene algunos valores del coeficiente r recomendados para algunas regiones de USA, Canadá y Australia (FHA, 1979).

Tabla 2-11. Valores recomendados del coeficiente de avance de tormenta (FHA, 1979)

r	Ubicación	Autor
0.37	Chicago (83 estaciones)	Keifer & Chu
0.31	Winnipeg, Canada, 60 eventos de lluvia	MacLaren
0.50	Montreal, Canada, 22 tormentas extremas	Mitci
0.53	400 Tormentas – Est. Precip. USA, 1950	Hershfield
0.37	Promedio registros de USA	S.C.S.
0.56	Promedio curva masa de lluvia extrema puntual – intensidades de 5 min	Los Ángeles
0.50	Cleveland	Chien & Sarikelle
0.50	Sydney, Australia	Pilgrim & Cordery

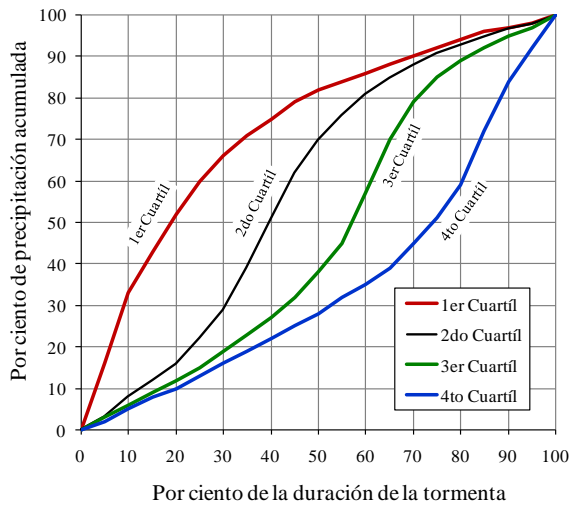
2.4.4 Método de Huff (1967)

Basado en datos de cuencas del medio oeste de USA, Huff (1967; 1990) sugirió una familia de curvas adimensionales con patrones temporales de tormentas. Los eventos de lluvias extremas analizadas se dividieron en cuatro grupos, de acuerdo con la fracción de intervalo de tiempo en el cual se presentaba la máxima intensidad de lluvia: en el primer, segundo, tercer o cuarto cuartil o intervalos de la duración de la tormenta (Figura 2-18a). Dentro de cada grupo se delineó la distribución promedio para cuyas duraciones quedaron en los diferentes cuartiles. Además, Huff asoció la probabilidad de ocurrencia de los patrones de tormentas, de 10 a 90%, que indican la probabilidad de que un patrón de tormenta se encuentre ubicado

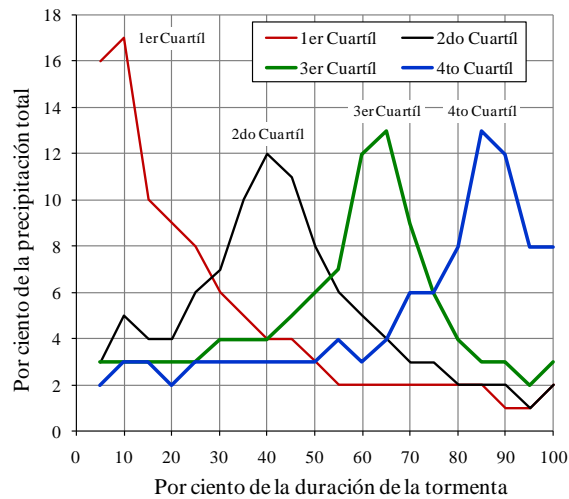
a la izquierda de cada curva. La Figura 2-18a muestra las curvas adimensionales de los patrones de tormenta con probabilidad del 50%, los valores se dan en la Tabla 2-12, (Huff F. A., 1967); asimismo, la Figura 2-18b presenta los respectivos hietogramas de las curvas de Huff.

Tabla 2-12. Distribuciones medias de Tormentas de lluvia puntual, P/P_d (%) para 4 cuartiles, (Huff F. A., 1967)

Por ciento de duración de la tormenta (%)	Por ciento de la Lluvia acumulada (%)			
	1er Cuartíl	2do Cuartíl	3er Cuartíl	4to Cuartíl
0	0	0	0	0
5	16	3	3	2
10	33	8	6	5
15	43	12	9	8
20	52	16	12	10
25	60	22	15	13
30	66	29	19	16
35	71	39	23	19
40	75	51	27	22
45	79	62	32	25
50	82	70	38	28
55	84	76	45	32
60	86	81	57	35
65	88	85	70	39
70	90	88	79	45
75	92	91	85	51
80	94	93	89	59
85	96	95	92	72
90	97	97	95	84
95	98	98	97	92
100	100	100	100	100



a) Distribución de la tormenta



b) Hietograma de tormenta

Figura 2-18. Distribuciones de Tormenta de Huff (1967)

Las curvas de Huff (1967) son consideradas como un gran aporte para el diseño de tormentas (Bonta, 2004), su análisis inicia con un estudio llevado a cabo para Illinois, en el que se determinaron las curvas que definen la distribución de la lluvia en el tiempo para superficies entre 25.9 a 1037 km². Las curvas Figura 2-18a están clasificadas de acuerdo con la ubicación de la magnitud más intensa de lluvia respecto a la duración de las tormentas, generalizándolas de la siguiente manera:

- 1er. Cuartil, es característico de las tormentas con duraciones menores a 6 h,
- 2do. Cuartil, para tormentas que duran entre 6 y 24 h;
- 3er. Cuartil, para tormentas con duraciones entre 12 y 24 h; y
- 4to. Cuartil, para precipitaciones asociadas a tormentas de larga duración (d > 24 h).

Es posible generalizar muchas tormentas con duraciones características, así como lo planteó Huff, sin embargo, es aconsejable tomar en cuenta otras posibilidades; por ejemplo, la asimetría de las lluvias respecto al pico, la duración y magnitud de la tormenta. Estos factores no pueden ser considerados como elementos estándar, a no ser que se tengan similitud en los parámetros para los que fueron obtenidos en cada método, ya que diferentes autores sugieren considerar elementos meteorológicos homogéneos, a fin de englobar las características más adecuadas al caso y el sitio de estudio.

2.4.5 Método del Reino Unido (1975)

El método del Reino Unido (NERC, 1975), para la determinación de hietogramas de diseño (Sutcliffe, March, 1978), se resume a la aplicación de la Figura 2-19, la cual es un resultado del análisis de muchas tormentas, clasificadas en función a la relación de lluvias de máxima intensidad respecto a la lluvia total. Los resultados de los estudios mencionados se resumen en la Figura 2-19a, éstas curvas fueron calificadas como independientes del periodo de retorno y de la ubicación geográfica, siendo las tormentas de invierno o verano y el grado de picudez de las tormentas los únicos parámetros que se diferencian entre ellas, equivalente a la ubicación y la magnitud del pico del hietograma.

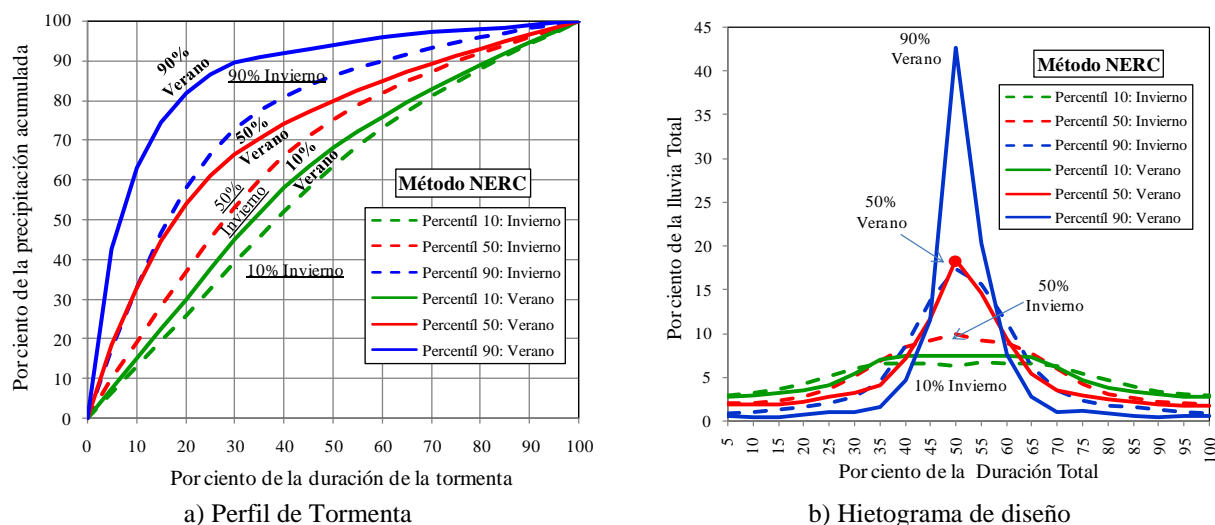


Figura 2-19. Curvas de precipitación máxima acumulada, método del Reino Unido (NERC, 1975)

La menos picuda refleja un 10% de la distribución, comparada con la de 90% que es la de mayor picudez. En una mayoría de diseños de obras hidráulicas urbanas se emplean los valores medios, es decir las

distribuciones con el 50%. Para obras muy grandes e importantes, en los que se trata de tomar en cuenta eventos muy extremos, se emplea el 90%. En la Tabla 2-13 y en la Figura 2-19a y b se muestran las curvas de precipitación acumulada contra el porcentaje de la duración.

Tabla 2-13. Valores porcentuales acumulados respecto a la precipitación total

Por ciento [%] de la duración	Verano			Invierno		
	10 %	50 %	90 %	10 %	50 %	90 %
5	7.5	18.4	42.7	6.3	9.9	17.4
10	15.0	33.0	63.0	13.0	19.0	33.0
15	22.5	44.7	74.5	19.5	28.1	46.7
20	30.0	54.0	82.0	26.0	37.0	58.0
25	37.5	61.1	86.7	32.6	45.4	66.6
30	44.8	66.5	89.5	39.2	53.1	72.9
35	51.8	70.6	91.0	45.7	60.0	77.5
40	58.0	74.0	92.0	52.0	66.0	81.0
45	63.4	77.1	93.0	57.9	71.1	83.8
50	68.1	79.9	94.1	63.3	75.3	86.2
55	72.2	82.6	95.1	68.4	78.9	88.2
60	76.0	85.0	96.0	73.0	82.0	90.0
65	79.5	87.2	96.7	77.2	84.8	91.7
70	82.8	89.3	97.2	81.1	87.4	93.3
75	86.0	91.2	97.6	84.7	89.8	94.7
80	89.0	93.0	98.0	88.0	92.0	96.0
85	91.9	94.8	98.4	91.2	94.1	97.1
90	94.6	96.5	98.9	94.2	96.1	98.2
95	97.3	98.3	99.5	97.1	98.1	99.1
100	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

2.4.6 Método USACE (2000)

Las tormentas propuestas por el Cuerpo de Ingenieros de la Armada los Estados Unidos (US Army Corps of Engineers) proviene de un estudio de la probabilidad basado en el método de la tormenta hipotética que se desarrolla en el centro de tormentas (USACE, 2000), si el estudio está fuera deberá hacerse la corrección empleando el Factor de Reducción por Área (*FRA*), como se verá más adelante.

Para determinar la distribución de la lluvia en el tiempo se requiere calcular la precipitación total de diseño, para una probabilidad de excedencia. Además, los datos de Precipitación–Duración (*P – D*) pueden ser obtenidos de una relación *IDT*; conocidos el periodo de retorno de diseño, *T*, la duración de tormenta, *d* o *t_d* (comprendido entre 1 h y 10 días). También requiere la duración de la máxima intensidad de lluvia (entre 15 min y 6 horas) y la ubicación del centro del pico respecto a la duración (25%, 33%, 50%, 67% y 75%). Área de la tormenta (o en su caso el área total de la cuenca de drenaje), de modo que un factor de reducción de área se puede aplicar a cuencas superiores a 25 km², como lo indica el criterio USACE (2000).

Por ejemplo, la distribución de la lluvia total en 96 horas se calcula utilizando la ecuación siguiente

$$P = \sum_{i=1}^4 [(R_{24})_i (SPFE)] \tag{2.29}$$

y

$$(R_{24})_i = \begin{cases} 3.5 & Si \quad i = 1 \\ 15.5 & Si \quad i = 2 \\ 182.15 - 14.3537 \times Ln(TRSDA) & Si \quad i = 3 \\ 6.0 & Si \quad i = 4 \end{cases} \quad (2.30)$$

Donde, $SPFE$ = Índice de Precipitación Estándar, en pulgadas; $(R_{24})_i$ = por ciento del índice de precipitación ocurrida en el i -ésimo periodo de 24 horas. $TRSDA$ es el área de la tormenta, en millas².

Cuando se requiere disgregar lluvias de 24 horas, se dividen en 4 periodos de 6 horas, y se calculan de la siguiente manera

$$(R_6)_i = \begin{cases} (R_6)_4 - 0.033 & Si \quad i = 1 \\ 0.055 \times (SPFE - 6)^{0.51} & Si \quad i = 2 \\ 13.42 / (SPFE + 11)^{0.93} & Si \quad i = 3 \\ 0.5 \times (1 - (R_6)_3 - 3(R_6)_2) + 0.0165 & Si \quad i = 4 \end{cases} \quad (2.31)$$

Donde: $(R_6)_i$ es la relación de la precipitación de 24 horas con el de i -ésimo periodo de 6 horas.

Las tormentas con duración de 6 horas o de 1 h pueden ser disgregadas como se indica en la Tabla 2-14 para tormentas de 6 horas y la Tabla 2-15 para tormentas con duración de 1 h.

Tabla 2-14. Distribución de la lluvia máxima en periodos de 6 horas

d [h]	SPS [%]	SPS Acum. [%]
1	10	10
2	12	22
3	15	37
4	38	75
5	14	89
6	11	100

Tabla 2-15. Distribución de lluvia máxima de 1 hora

d [min]	SPS [%]	SPS Acum [%]
5	3	3
10	4	7
15	5	12
20	6	18
25	9	27
30	17	44
35	25	69
40	11	80
45	8	88
50	5	93
55	4	97
60	3	100

2.4.7 Método Yen y Chow (1980)

Éstos autores analizaron casi diez mil tormentas en regiones de Estados Unidos de América (Chow & Et al, 1994), y encontraron que la mayoría de los hietogramas de las tormentas fuertes eran idénticos a un triángulo, de ahí que en muchos textos se conoce como **Método del Hietograma Triangular**. La única variación notable fue causada por la duración de la tormenta, algunas omisiones de las mediciones y la ubicación geográfica.

Los parámetros del “**hietograma triangular**” son: la base del triángulo, igual a la duración total de la tormenta, t_d ; y la altura de precipitación h . Por consiguiente, el área del triángulo es igual a la precipitación total de la tormenta, esto es: $P = d \times h/2$, ver Figura 2-20. Se definió el coeficiente de

avance de tormenta como el cociente entre el tiempo que transcurre antes del pico y la duración de la tormenta, $r = t_a/t_d$. El tiempo complementario, t_b , se denominó como tiempo de recesión, por tanto, $t_d = t_a + t_b$

$$t_a = r \times t_d \quad (2.32)$$

$$t_b = (1 - r) t_d \quad (2.33)$$

Los autores no hacen conocer los límites de aplicación del método, sin embargo ellos lo usan sólo para tormentas mayores o igual a 6 h.

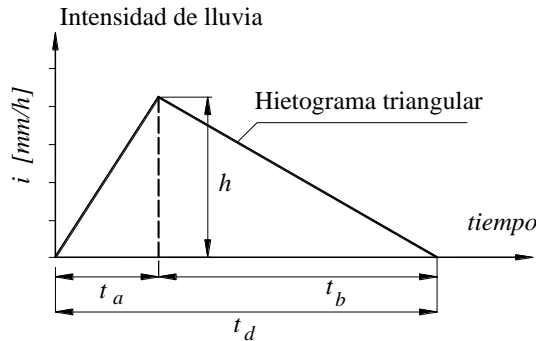


Figura 2-20. Método de Yen y Chow (1994)

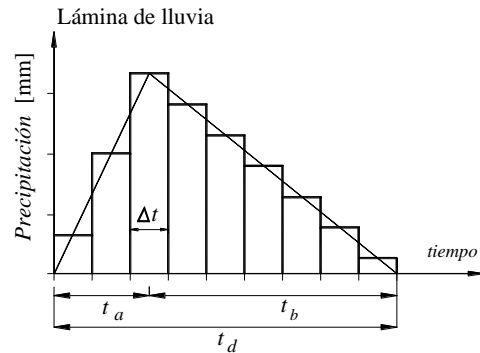


Figura 2-21. Hietograma típico

La definición de los bloques que conforman el hietograma (Figura 2-21) se hace preestableciendo el valor del número de éstos. Así por ejemplo, si la lluvia total de una tormenta es P milímetros, ésta es igual a la suma de los n incrementos de lluvia que se presentan en cada intervalo de tiempo, Δt ; entonces, la lluvia total se cuantifica con la expresión

$$P = \sum_{j=1}^n P_j = \sum_{j=1}^n i_j \cdot \Delta t \quad (2.34)$$

Donde: P_j es la j -ésima altura de lluvia en el respectivo intervalo de tiempo, Δt ; i_j es la intensidad de lluvia y n es el número de intervalos de tiempo durante la tormenta.

La **intensidad de lluvia promedio** durante la tormenta, I_{prom} , se puede determinar por la ecuación siguiente

$$I_{prom} = P/t_d \quad (2.35)$$

De un hietograma típico, Figura 2-21, puede deducirse fácilmente que la precipitación media por intervalo de tiempo es definido por

$$P_{prom} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n P_j \quad (2.36)$$

Luego, el primer momento del hietograma, respecto al inicio de la tormenta es

$$t_{prom} = \frac{\Delta t \left[\sum_{i=1}^n (j - 0.5) P_j \right]}{P} \quad (2.37)$$

Donde: Δt es igual al intervalo de tiempo de la tormenta, j es el intervalo con magnitud P_j .

Para expresar una distribución adimensional de la lluvia, se hacen adimensionales las barras del hietograma y su correspondiente duración, respecto a la precipitación total y a su duración total, P y t_d , respectivamente. En éste caso, la magnitud adimensional de la precipitación, p_j , es igual a P_j/P , para un intervalo de tiempo; en la que la variable p , (en minúscula), representa la cantidad adimensional, entonces

$$p = \sum_{j=1}^n p_j = 1.0 \quad (2.38)$$

2.4.8 Método de Franco y Domínguez

Los autores proponen un método que es producto de una regionalización de lluvias diaria y pluviográfica medida en el área metropolitana de la Ciudad de México (DGCOH, 1982) y con base en el empleo de factores de ajuste por área, por duración y por periodo de retorno, elaboraron dos planos de isoyetas con duraciones de lluvias de 30 min y 24 h, ambas para un periodo de retorno de 5 años.

Los factores de ajuste por duración son semejantes a los factores K_{d1} y K_{d24} que se han explicado anteriormente, ver Tabla 2-16. Asimismo, se obtuvieron los factores por periodo de retorno, los cuales se proporcionan en la Tabla 2-17.

Tabla 2-16. Factores de ajuste por duración, según Franco y Domínguez (DGCOH, 1982)

d [min]	5	10	15	20	30	60	80	100	120
$K_{d30} = (P_d^T/P_{30}^T)$	0.34	0.60	0.75	0.87	1.00	1.20	1.27	1.30	1.33

Tabla 2-17. Factores de ajuste por periodo de retorno, según Franco y Domínguez (DGCOH, 1982)

T [años]	1	2	5	10	50	100	200
$K_T = (P_d^T/P_d^5)$	0.60	0.74	1.0	1.18	1.60	1.78	1.94

Franco y Domínguez propusieron valores típicos de un hietograma para el diseño hidrológico, basado en estudios de la NERC (1975) del Reino Unido. Los valores consignados en la Tabla 2-18 son considerados cocientes estándares de tormentas con duración de hasta 8 horas y periodo de retorno de hasta 200 años, (DGCOH, 1982), de acuerdo con los estudios realizados para la Ciudad de México. Para obtener un hietograma de diseño con éstos coeficientes, primeramente se obtiene la lluvia total de diseño, P [mm], para un determinado periodo de retorno, T [años]; y para la duración total de la tormenta, d [min]. Luego, el hietograma resulta de multiplicar d y P por los coeficientes de la Tabla 2-18 y ordenarlos con el método del bloque alterno.

Tabla 2-18. Valores incrementales de lluvia para una tormenta de diseño con el 50% de picudez (DGCOH, 1982)

Duración (%)	12.5	25	37.5	50	62.5	75	87.5	100
Incremento (%)	37.8	22.2	12.2	8.8	5.7	4.8	4.5	4.0

2.4.9 Distribución temporal de la Lluvia en la Región de Estudio

El trabajo desarrollado por Mendoza (1994) presenta una relación de distribución temporal de lluvias para la estación San Calixto, basado en el estudio de tormentas horarias máximas de distintas fechas (periodo 1960-1991), con las que obtuvo el cociente de lluvias: P_d/P_{24} , Ec. (2.39), como una función del periodo de retorno y la duración.

$$\frac{P_d}{P_{24}} = \frac{d}{182 T^{-0.44} + 0.9 d} \quad (2.39)$$

El autor llamó al cociente P_d/P_{24} como *Índice de Discretización Horaria*, para el cual estableció límites de aplicación: para la duración, $15 < d < 720$ min y para el periodo de retorno, $2 \leq T \leq 100$ años (Mendoza R, 1994).

La ecuación (2.39) fue obtenida a partir de una selección de las tormentas más desfavorables, aunque el número de tormentas considerado en su análisis solo fueron seis, que asociándolas a periodos de retorno empírico (2 a 56 años) permitió obtener relaciones P_d/P_{24} promedio. Ésta ecuación tiene una amplia aplicación en el contexto local y en algunas ocasiones a nivel nacional. Sin embargo, los eventos extremos en diversos sitios geográficos cambian con el tiempo, la duración y las características climáticas de cada región, así el factor aleatorio también juega un papel importante para eventos más grandes.

Más tarde, Luna (2002) tomó los datos de Mendoza (1994) y estudió lluvias máximas para distintas duraciones del periodo 1960-1993, basado en la premisa de que las variables aleatorias extremas son independientes de la fecha y de su relación con alguna tormenta específica. El factor de convectividad promedio resultó: $R = P_1^T/P_{24}^T = 0.437$. Por otra parte, se recopiló información de otras dos estaciones pluviográficas de la región y se calcularon los factores de ajuste por duración respecto a una hora, ver Tabla 2-19. En este análisis se verificó que en las tres estaciones existe independencia del periodo de retorno. En contraste con esos resultados, un análisis con información más reciente arrojó valores del factor de convectividad para las estaciones El Alto, Laikacota y San Calixto igual a: $R = 0.45, 0.59$ y 0.41 , respectivamente (ver Tabla 2-5 y Tabla 2-20). Lo cual significa que, en promedio, las lluvias máximas con duración de 1 hora son del 41 a 59 % de las lluvias máximas diarias, para cualquier periodo de retorno.

Tabla 2-19. Relaciones $K_{d1} = P_d^T/P_1^T$ promedio para las estaciones El Alto, Laikacota y San Calixto

Estación	Duración (min)	$K_{d1} = P_d^T/P_1^T$										
		10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
El Alto	Promedio	0.43	0.49	0.57	0.76	1.00	1.30	1.56	1.64	1.83	1.96	2.24
	Desv Est	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01
Laikacota	Promedio	0.44	0.56	0.66	0.82	1.00	1.17	1.28	1.37	1.39	1.48	1.71
	Desv Est	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.05	0.07	0.10
San Calixto	Promedio	0.40	0.47	0.54	0.66	1.00	1.44	1.66	1.83	2.00	2.16	2.44
	Desv Est	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01	0.04

La relación $K_{d24} = P_d^T/P_{24}^T$ hallada en el presente estudio se resume en la Tabla 2-20, similar al índice calculado por Mendoza, en el que también se verifica la independencia con el periodo de retorno.

Tabla 2-20. Relaciones $K_{d24} = P_d^T/P_{24}^T$ promedio para las estaciones El Alto, Laikacota y San Calixto

Estación	Duración (min)	$K_{d24} = P_d^T/P_{24}^T$										
		10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
El Alto	Promedio	0.19	0.22	0.25	0.34	0.45	0.58	0.70	0.73	0.82	0.88	1.00
	Desv Est.	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
Laikacota	Promedio	0.26	0.32	0.38	0.48	0.59	0.68	0.75	0.80	0.81	0.86	1.00
	Desv Est.	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00
San Calixto	Promedio	0.16	0.19	0.22	0.27	0.41	0.59	0.68	0.75	0.82	0.89	1.00
	Desv Est.	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00

La distribución temporal de lluvias extremas también puede ser construida con alguno de los métodos descritos en los acápites 2.4.1 a 2.4.8, y para esto debe tenerse en cuenta la validez de cada método y las características del patrón de tormentas de cada sitio, pues dichos métodos han sido desarrollados para características climáticas distintas a la región del actual estudio.

En cuanto al factor por periodo de retorno, K_T , éste fue obtenido respecto a lluvias con periodo de retorno de 10 años, expuestos en la Tabla 2-21, estos también muestran independencia con la duración, lo cual concuerda con la teoría de Bell (1969) y Chen (1982). En la última columna de esa tabla se ha incluido el promedio de las tres estaciones, con el fin de explicar un valor medio para la región de estudio. La ecuación (2.41) puede ser utilizada para calcular los valores de K_T promedio mencionados, la cual tiene un alto coeficiente de correlación ($r \sim 1$).

$$K_T = (0.42 + 0.25 \times \ln T)^{0.787} \quad (2.40)$$

Tabla 2-21. Relaciones $K_T = P_d^T/P_d^{10}$ promedio para las estaciones El Alto, Laikacota y San Calixto

T [años]	El Alto		Laikacota		San Calixto		PROMEDIO
	Prom.	Desv Est	Prom.	Desv Est	Prom.	Desv Est	
500	1.66	0.03	1.79	0.05	1.69	0.06	1.71
200	1.51	0.03	1.61	0.04	1.53	0.04	1.55
100	1.39	0.02	1.47	0.03	1.41	0.03	1.42
50	1.28	0.01	1.33	0.02	1.29	0.02	1.30
20	1.12	0.01	1.14	0.01	1.13	0.01	1.13
10	1.00	0.00	1.00	0.00	1.00	0.00	1.00
5	0.87	0.01	0.85	0.01	0.87	0.01	0.86
2	0.69	0.02	0.62	0.03	0.67	0.03	0.66

Las expresiones halladas para la zona de estudio son la base para obtener la distribución temporal de las lluvias, y en general, se pueden definir hietogramas de tormentas de corta duración ($10 \leq d \leq 240$ min), asociadas al factor de duración de una hora (K_{d1}); y tormentas de larga duración ($60 \leq d \leq 1440$ min), con el objeto de estimar las repuestas hidrológicas de tormentas extremas típicas de la región. Reiterando que el presente trabajo comprende el estudio de las lluvias menores o igual a 24 h, análogos al factor (K_{d24}); y esencialmente para contribuir información para regiones sin datos o con escasa información.

En el siguiente acápite se expone en detalle el procedimiento sugerido para obtener las tormentas de diseño, como una parte del componente de predicción de tormentas. En el capítulo siguiente se ampliará el concepto de diseño de tormentas para sitios sin datos o con poca información, mediante el concepto de

regionalización de lluvias diarias registradas en pluviómetros, que son los instrumentos en mayor número dentro de la zona de proyecto, incluso a nivel nacional.

2.5 PROCEDIMIENTO PARA CONSTRUIR HIETOGRAMAS DE DISEÑO

Si se desea hallar la forma aproximada del hietograma de una tormenta de diseño, se debe tomar en cuenta la duración y el periodo de retorno del evento de diseño, así como considerar que las tormentas se dividen en tres grupos.

Para propósitos prácticos, se propone una clasificación a partir de la duración de las tormentas, pues influyen de manera directa en la relación precipitación–escurrimiento, estas son: a) pequeñas, b) medianas y c) grandes. En consecuencia, las tormentas que tienen duraciones menores o igual a 3 horas corresponden a pequeñas, las tormentas medianas entre 1 y 24 horas; finalmente, las grandes tormentas tienen duraciones mayores a 24 horas.

El procedimiento sugerido para la elaboración de hietogramas de diseño corresponde a tormentas pequeñas y medianas, para ello se debe obtener información básica y aplicar la siguiente secuencia:

- 1) Obtener las relaciones $P - d - T$ con el procedimiento sugerido en el acápite 2.3, referido al análisis de frecuencia.
- 2) Determinar la duración de la tormenta e identificar si corresponde a tormentas pequeñas, medianas o grandes ($10 \leq d \leq 180 \text{ min}$ ó $60 \leq d \leq 1440 \text{ min}$ y $d > 24 \text{ h}$, respectivamente).
- 3) Obtener las lluvias extremas con duraciones de 1 h y 24 h, y para todos los periodos de retorno considerados en el análisis: P_1^T y P_{24}^T .
- 4) Obtener los factores por duración promedio: $K_{dx} = P_d^T / P_x^T$, donde x es 1 h ó 24 h. En caso de no contar con datos de lluvia pluviográfica, los factores K_{d1} o K_{d24} se obtienen de la Tabla 2-19 ó Tabla 2-20 y para los sitios indicados, respectivamente. Además, calcular el factor de convectividad: $R = P_1^{10} / P_{24}^{10}$ o elegir alguno de los valores hallados para la región de estudio; Tabla 2-7 ó Tabla 2-20. Para el caso de sitios o zonas sin datos, se asume un valor R , y se utiliza alguno de los factores de la Tabla 2-7, basado en un estudio justificado, o bien aplicando el criterio de Chen (Figura 2-9 ó Tabla 2-5).
- 5) Multiplicar los factores K_{dx} por la respectiva lluvia, P_1^T ó P_{24}^T , y periodo de retorno elegido, con lo cual se obtiene un valor para la duración buscada. En caso de que se analice la tormenta para un sitio sin datos o con escasa información, entonces se cuantifica la lluvia media diaria de las máximas anuales para el periodo de retorno escogido, como se sugiere en el siguiente capítulo; se obtiene y aplica el factor por periodo de retorno, K_T , proporcionado en la Tabla 2-21 o en la ecuación (2.40); se calcula la lluvia total de diseño con duración d minutos y periodo de retorno T años, P_d^T , aplicando la expresión siguiente:

Para tormentas de corta duración

$$P_d^T = K_{d1} (K_T \cdot R \cdot P_{24}^{10}) \quad (2.41)$$

Para tormentas de larga duración

$$P_d^T = K_{d24} (K_T \cdot P_{24}^{10}) \quad (2.42)$$

- 6) La forma aproximada del hietograma de la tormenta, con duración d minutos, se obtiene para otras duraciones K_{d_j} , denominadas, d_j . Donde: d_j son fracciones menores a la duración d , entre el inicio y término de la tormenta; para toda posición: $j = 1, 2, \dots, n$; en el tiempo. Luego, n es el

número de incrementos de tiempo, de tal forma que cuando las tormentas son de corta duración, las fracciones elegidas tendrán valores entre $\frac{1}{10}$ y $\frac{1}{4}$ del período total de la tormenta (10 a 4 incrementos o barras del hietograma) . De otra forma, si las duraciones son mayores a 3 horas, se adoptan incrementos de 0.25 a 6 horas; así entonces, la j – ésima duración valdrá

$$d_j = j \cdot \frac{d}{n} \quad (2.43)$$

Donde: d/n es la fracción o incremento de tiempo; para todo entero $j = 1, 2, \dots, n$.

7) Se calculan las precipitaciones $P_{d_j}^T$, a partir de los valores P_d^T o con una función que describa la ec. (2.41) para cada duración d_j , que es en básicamente la curva masa de la tormenta.

8) Determinar los incrementos de lluvia $\Delta P_{d_j}^T$

$$\Delta P_{d_j}^T = P_{d_j}^T - P_{d_{j-1}}^T \quad (2.44)$$

Los incrementos en forma descendente se anotan en una columna y estos se reacomodan en el tiempo, del tal forma que el mayor quede al centro; el siguiente incremento se ubica a la izquierda y los que siguen son acomodados en forma sucesiva, alternando las posiciones hasta ubicar todos los incrementos. El procedimiento descrito se sistematiza en forma tabular como se observa en la Tabla 2-22. Al dibujar los valores de la columna [7] contra el tiempo, columna [2], se obtiene un hietograma similar al de la Figura 2-16 (Vogel & Fennessey, 1993).

Tabla 2-22. Cálculo del hietograma de diseño

[1] j	[2] d_j	[3] K_{d_j}	[4] $P_{d_j}^T$	[5] $\Delta P_{d_j}^T$	[6] $\Delta P_{d_j}^T$	[7] $P_{d_j}^T$
1	$d_1 = 1 \cdot \frac{d}{n}$	K_{d_1}	$P_{d_1}^T = K_{d_1} \cdot P_d^T$	$P_{d_1}^T - 0$	$= \Delta P_{d_1}^T$	P_{H_1}
2	$d_2 = 2 \cdot \frac{d}{n}$	K_{d_2}	$P_{d_2}^T = K_{d_2} \cdot P_d^T$	$P_{d_2}^T - P_{d_1}^T$	$= \Delta P_{d_2}^T$	P_{H_2}
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
n	$d_n = n \cdot \frac{d}{n}$	K_{d_n}	$P_{d_n}^T = K_{d_n} \cdot P_d^T$	$P_{d_n}^T - P_{d_{n-1}}^T$	$= \Delta P_{d_n}^T$	P_{H_n}

2.6 DISTRIBUCIÓN AREAL DE LA LLUVIA

Debido a la variación espacial de la lluvia en una cuenca (Ke-Sheng, Chiang, Yen-Ben, & Hui-Chung, 2003), la estimación de la lluvia sobre una determinada área será igual o menor que el valor puntual (casi siempre medido).

Para obtener el valor areal de la lluvia se emplea un factor reductor por el que se multiplican los valores puntuales estimados previamente. La influencia del periodo de retorno de las lluvias en el valor del factor reductor es despreciable. Este factor, denominado factor de reducción por área (*FRA*), ecuación (2.45), disminuye con el área y aumenta con la duración.

$$FRA = \frac{P_A}{P_j} \quad (2.45)$$

Donde P_A es la lluvia areal y P_j la lluvia puntual

Para el presente trabajo se han utilizado dos métodos, el primero que se considera de tormenta central debido a Bell (1976) y el segundo conocido como el método del Análisis de Frecuencias, implementado en México por Franco y Domínguez (2001) y Guichard (2005).

2.6.1 Método de Bell

Este es un método empírico y consiste en calcular una relación media del valor de precipitación areal con el de precipitación puntual (Bell, 1976). Para valuar la influencia areal se utilizan los polígonos de Thiessen y para cuantificar el valor puntual se obtiene una relación $P - T$ y a partir de ello se obtienen cocientes de ambos valores por medio de la ec. (2.46), finalmente se los promedia. El procedimiento se aplica para distintas áreas; luego se relacionan éstas con los diversos factores hallados, FRA vs. Área.

Bell (1976) sugiere calcular el FRA aplicando el procedimiento siguiente:

- Se determina la máxima precipitación areal de cada año, \bar{P}'_i .
- Se eligen las precipitaciones máximas puntuales de cada estación y de cada año, P'_{ij} . Se obtiene la media areal de éstos máximos, \bar{P}'_{ij} .
- Con las dos series anuales halladas se calcula el FRA para cada año.
- Se calcula el FRA de la cuenca promediando los valores de cada año obtenidos en c), aplicando la ecuación siguiente:

$$FRA_{Bell} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{\bar{P}'_i}{\bar{P}'_{ij}} \right) \quad (2.46)$$

2.6.2 Método del Análisis de Frecuencias

Éste método se deriva al relacionar las características estadísticas de dos poblaciones que siguen una distribución probabilística de eventos extremos como la Gumbel (Guichard R., 2005). El proceso consiste en determinar los eventos extremos medios areales y puntuales, se calculan los respectivos eventos para algunos periodos de retorno y se obtiene la división de éstos; finalmente, el promedio de los valores anteriores es el FRA .

Procedimiento:

- De todas las tormentas registradas en la red de estaciones y para la duración de interés, se calcula la precipitación areal de cada tormenta, \bar{P}'_i .
- Para cada año se eligen las precipitaciones areales máximas, \bar{P}'_i , correspondiente a la tormenta k , y se conforma una serie de n años.
- Se calculan los estadísticos de la anterior serie, es decir, la media \bar{x}_p y desviación estándar S_x .
- Aplicando la ecuación (2.47) se calculan las máximas precipitaciones areales asociadas a los periodos de retorno: $T = 2, 5, 10, 20, 50$ y 100 años

$$(\bar{P}'_i)_T = \bar{x}_p + K_T \cdot S_p \quad (2.47)$$

Donde: $(\bar{P}'_i)_T$ precipitación máxima areal asociada a un periodo de retorno de T años;
 K_T factor de frecuencia para la distribución de valores extremos Gumbel

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left(0.57772 + \text{Ln Ln } \frac{T}{T-1} \right) \quad (2.48)$$

- e) Se eligen las tormentas máximas de cada año y de todas las estaciones del área de estudio, P'_{ij} . Conformando m series de n años, y se calculan los estadísticos: \bar{y}_j (media) y S_j (desviación estándar).
- f) Se obtienen las precipitaciones máximas puntuales, $(P'_j)_T$ asociadas a cada periodo de retorno. La ecuación (2.48) puede ser aplicada de la siguiente forma.

$$(P'_j)_T = \bar{y}_j + K_T \cdot S_j \quad (2.49)$$

- g) Con las series obtenidas en el paso anterior, se calcula la Precipitación Areal de Máximos para cada periodo de retorno.

$$(\bar{P}'_j)_T = \sum_{j=1}^m w_j \cdot (P'_j)_T \quad (2.50)$$

- h) Finalmente, se determina el FRA como el promedio de los cocientes de $(\bar{P}'_i)_T$ y $(\bar{P}'_j)_T$

$$FRA_{AFrec} = \frac{1}{n_T} \sum \frac{(\bar{P}'_i)_T}{(\bar{P}'_j)_T} \quad (2.51)$$

2.6.3 Factor de Reducción Areal de lluvia diaria para la Cuenca del Río La Paz

Con base en los datos de lluvia diaria de la red pluviométrica de la cuenca del Río La Paz (periodo 1976-2005), y su influencia con los polígonos de Thiessen en cada subcuenca, se aplicaron los métodos de Bell y el Análisis de Frecuencias para obtener un FRA representativo para la región. La Tabla 2-23 presenta los valores del FRA obtenidos con los métodos descritos.

Tabla 2-23. Factores de Reducción Areal de lluvia máxima diaria (FRA) para la Cuenca del Río La Paz

Cuenca	Área [km ²]	FRA	FRA	FRA
		Método Bell	Método del Análisis de Frecuencia	$T = 10$ años
Río La Paz	498.73	0.77	0.7635	0.7864
Río Chicani	145.80	0.84	0.8540	0.8300
Río Kaluyo	108.35	0.86	0.8691	0.8691
Río Orkojahuirá	91.99	0.84	0.8703	0.8517
Río Achumani	39.01	0.86	0.8962	0.8818
Río Kellumani	22.37	0.88	0.9104	0.8974
Río Huayllani	16.64	0.89	0.9307	0.9217

La Figura 2-22 muestra el conjunto de puntos calculados con los dos métodos (Tabla 2-23) y la línea continua es una aproximación matemática adimensional del FRA , Ec. (2.52), con un coeficiente de correlación de $r = 94.8\%$; donde A es el área en [km²].

$$FRA = \frac{19.68}{19.68 + A^{0.27}} \quad (2.52)$$

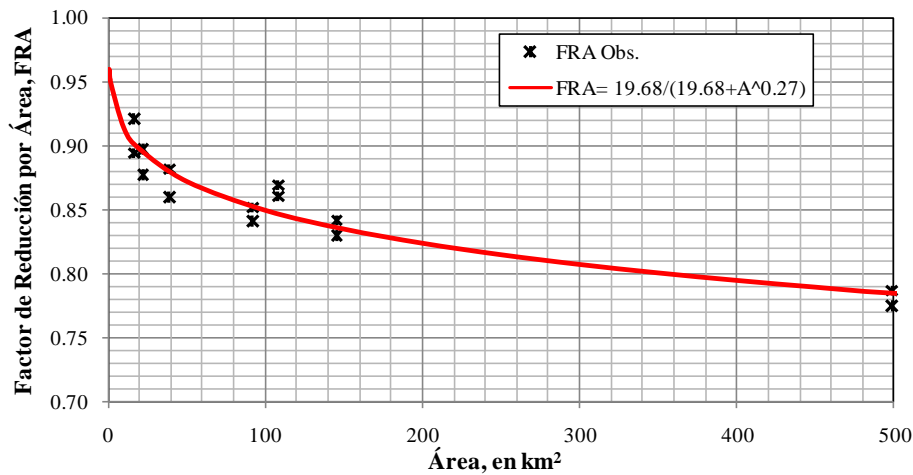


Figura 2-22. Factor de Reducción Areal para lluvias extremas de 24 h, cuenca del río La Paz

2.6.4 Comparación del FRA de varias regiones geográficas

Un análisis interesante de los *FRA* resulta al comparar los obtenidos para la Cuenca del Río La Paz, Bolivia, con los factores calculados por otros autores en otras latitudes del mundo. Es importante recalcar que en muchos países se tiene la política prioritaria de cuantificar el *FRA* con lluvia pluviométrica, debido a que no se cuenta con datos horarios. Aun así, los hidrólogos deben darse la tarea de distribuir la lluvia horaria o con mayor duración, pues como se dijo, las tormentas puntuales no actúan en toda la cuenca, por tanto, su reducción debe darse aplicando un factor de reducción por área.

En el presente estudio se aplicaron los métodos presentados en los acápites 2.6.1 y 2.6.2, y sus resultados se conjuntaron en promedios (Tabla 2-23), a los que se ajustó una expresión matemática para describir el *FRA* con áreas comprendidas en el rango estudiado, de 16 a 500 km². En México se realizaron varios estudios de diversas cuencas, donde se obtuvieron curvas del *FRA*; en uno de ellos, desarrollado por el Instituto de Ingeniería de la *UNAM*, con datos de 225 estaciones, se consideró que todas estaban uniformemente distribuidas en la cuenca del Valle de México, y que los valores de precipitación son independientes entre sí (publicación inédita), se obtuvieron los *FRA*, aplicando el criterio siguiente: Se toman fracciones del área total de la cuenca, 1/2, 1/4, 1/8, 1/16, 1/32, etc., hasta llegar a las áreas que envuelven los polígonos de Thiessen, se generan tormentas sintéticas en cada área y se aplica el método del análisis de frecuencias *FRA* para periodos de retorno de hasta 100 años, al final se obtienen promedios del *FRA* o bien se elige el que corresponde a un determinado periodo de retorno. Éste criterio también fue probado por Guichard (2005) en una cuenca del Mediterráneo español.

Los Factores de Reducción por área unitaria, *FRA_U*, Tabla 2-24, también pueden ser empleados en otras regiones amplificando las áreas con un coeficiente *f*. Según el Dr. R. Domínguez Mora (Investigador del II-UNAM), los *FRA* de otras regiones son equivalentes a ésta ley de distribución unitaria, por así llamarlo. Para hacerlos equivalente a la de otras regiones se multiplican éstos por un coeficiente de amplificación areal, *f*, hasta lograr que los *FRA_U* se igualen a los *FRA* de la región en cuestión.

De acuerdo con los estudios realizados en el Instituto de Ingeniería de la UNAM, el concepto del *FRA* unitario puede ser aplicado a regiones con poca o escasa información.

Tabla 2-24. Factor de Reducción Unitario, FRA_U (Instituto de Ingeniería, UNAM)

Área Unitaria [A_U]	<i>FRA</i>			
	$T = 5$	$T = 100$	$T = 1000$	<i>FRA</i> _Unitario Promedio
0.1	1.00	1.00	1.00	1.00
4	0.80	0.81	0.81	0.81
9	0.71	0.69	0.69	0.70
16	0.67	0.65	0.64	0.65
25	0.63	0.61	0.6	0.62
36	0.61	0.59	0.58	0.59
49	0.6	0.57	0.56	0.58
64	0.58	0.55	0.53	0.56
81	0.58	0.54	0.52	0.55
100	0.57	0.53	0.51	0.54
121	0.56	0.53	0.51	0.53
144	0.56	0.52	0.51	0.53
169	0.56	0.52	0.50	0.53
196	0.55	0.52	0.50	0.52
225	0.55	0.51	0.49	0.52

Para comparar los resultados obtenidos en este trabajo con los de otras áreas geográficas, se aplicó el concepto descrito en el párrafo anterior, y se procedió como sigue:

- Se amplifican las áreas de los FRA_U con un valor cualquiera del coeficiente de amplificación de áreas, f , esto es: $A_{Ui}' = f \times A_{Ui}$, donde A_{Ui}' son las áreas amplificadas y A_{Ui} son las área del *FRA* unitario, FRA_{Ui} .
- Se elige una ecuación típica para describir el par ordenado (A_{Ui}', FRA_{Ui}) , para éste caso se eligió la Ec. (2.53), en la que deben hallarse los parámetros: a , b y c por un método justificado.

$$FRA = \frac{1}{a + b \cdot A^c} \tag{2.53}$$

- A la serie resultante (A_{Ui}', FRA_{Ui}) se superponen los FRA_j de la región en cuestión, que es otro par ordenado (A_j, FRA_j) . La hipótesis es que ambas series siguen la misma ley para describir el *FRA*.
- Se calculan los factores *FRA* utilizando la Ec. (2.53) y sus respectivos parámetros con las respectivas áreas de la región, A_j .
- Se calculan los errores cuadráticos del *FRA* calculado respecto a los reales de la región, y luego se obtiene el error cuadrático medio.
- El procedimiento descrito se repite proponiendo otro coeficiente f , hasta minimizar el error cuadrático medio.

Aplicando el procedimiento descrito se obtuvo los *FRA* para un grupo de datos de distintas regiones del mundo. La Tabla 2-25 consigna los coeficientes f para las regiones indicadas. La Figura 2-23 presenta una comparación de los Factores de Reducción por Área amplifica hasta 200 00 km²; y la Figura 2-24 muestra una vista con amplificación hasta 1 000 km², es decir, para áreas mayores a las estudiadas.

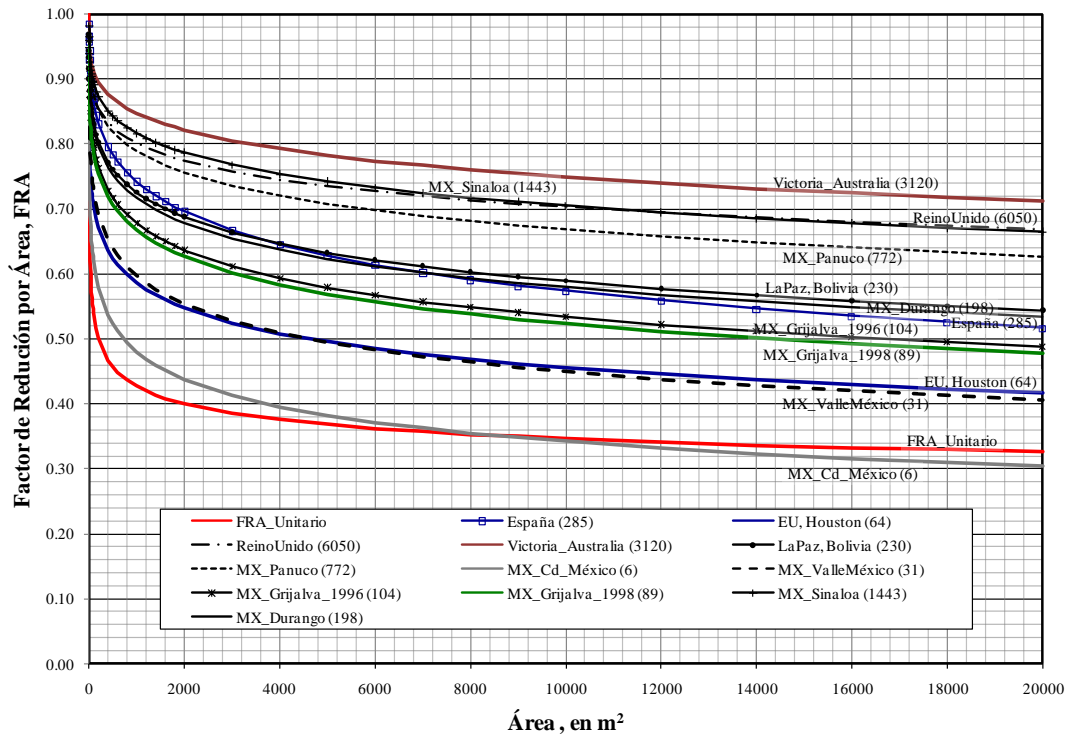


Figura 2-23. Factores de reducción por área en varias regiones, amplificadas hasta 20 mil km², criterio FRA unitario

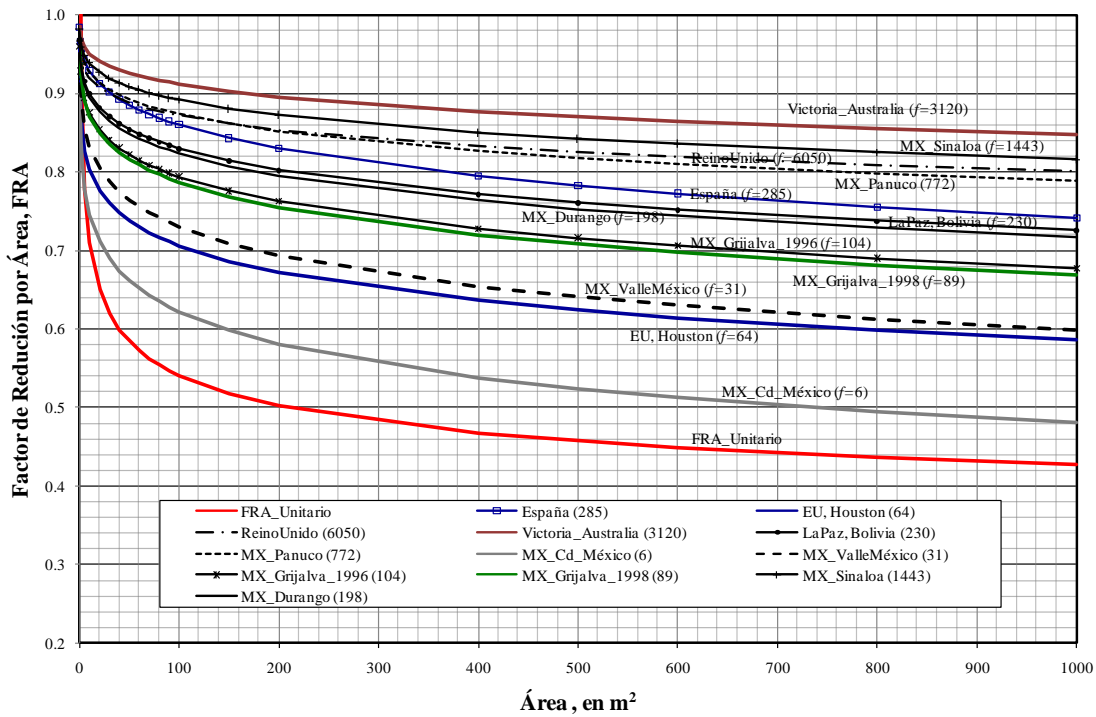


Figura 2-24. Factores de reducción por área en varias regiones, valores hasta 1 000 km² (valores de la Tabla 2-25)

Tabla 2-25. Factores de Reducción por Área amplificados hasta 20 mil km², aplicando el concepto de FRA Unitario

Factor <i>f</i>	1.0	285	64	6050	3120	230	772	6	31	104	89	1443	198
Parámetros Ec. (2.53)	<i>FRA_U</i>	España	Houston USA	Reino Unido	Victoria Australia	La Paz Bolivia	Panuco Mexico	Cd_Méx Mexico	ValleMéx Mexico	Grijalva 1996 Mexico	Grijalva 1998 Mexico	Sinaloa Mexico	Durango Mexico
<i>a</i> =	-2.5056	0.9483	0.8779	0.8779	0.9857	0.9762	0.9816	0.9357	0.9606	0.9712	0.9701	0.9837	0.9754
<i>b</i> =	3.5192	0.0338	0.1272	0.0448	0.0275	0.0588	0.0412	0.1807	0.1077	0.0748	0.0781	0.0344	0.0615
<i>c</i> =	0.0463	0.3298	0.2293	0.2293	0.2702	0.2658	0.2682	0.2492	0.2591	0.2636	0.2631	0.2692	0.2654
Área (km ²)	Factor de Reducción por Área FRA												
0.1	1.52	0.98	0.92	0.97	0.99	0.97	0.98	0.90	0.94	0.96	0.96	0.98	0.97
1	0.99	0.97	0.87	0.95	0.97	0.94	0.96	0.84	0.90	0.93	0.93	0.97	0.94
2	0.89	0.96	0.85	0.94	0.97	0.93	0.95	0.81	0.88	0.92	0.91	0.96	0.93
5	0.78	0.94	0.83	0.93	0.96	0.92	0.94	0.78	0.85	0.89	0.89	0.95	0.91
10	0.71	0.93	0.80	0.92	0.95	0.90	0.93	0.74	0.83	0.88	0.87	0.94	0.90
20	0.65	0.91	0.78	0.91	0.94	0.88	0.91	0.71	0.80	0.85	0.85	0.93	0.88
30	0.62	0.90	0.76	0.90	0.93	0.87	0.91	0.69	0.79	0.84	0.84	0.92	0.87
40	0.60	0.89	0.75	0.89	0.93	0.86	0.90	0.67	0.77	0.83	0.82	0.91	0.86
50	0.58	0.89	0.74	0.89	0.93	0.85	0.89	0.66	0.76	0.82	0.82	0.91	0.85
60	0.57	0.88	0.73	0.88	0.92	0.85	0.89	0.65	0.76	0.82	0.81	0.90	0.84
70	0.56	0.87	0.72	0.88	0.92	0.84	0.88	0.64	0.75	0.81	0.80	0.90	0.84
80	0.55	0.87	0.72	0.88	0.92	0.84	0.88	0.63	0.74	0.80	0.80	0.90	0.83
90	0.55	0.86	0.71	0.87	0.91	0.83	0.88	0.63	0.74	0.80	0.79	0.89	0.83
100	0.54	0.86	0.71	0.87	0.91	0.83	0.87	0.62	0.73	0.79	0.79	0.89	0.82
150	0.52	0.84	0.69	0.86	0.90	0.81	0.86	0.60	0.71	0.78	0.77	0.88	0.81
200	0.50	0.83	0.67	0.85	0.90	0.80	0.85	0.58	0.69	0.76	0.75	0.87	0.80
400	0.47	0.80	0.64	0.83	0.88	0.77	0.83	0.54	0.65	0.73	0.72	0.85	0.76
500	0.46	0.78	0.62	0.82	0.87	0.76	0.82	0.52	0.64	0.72	0.71	0.84	0.75
600	0.45	0.77	0.61	0.82	0.86	0.75	0.81	0.51	0.63	0.71	0.70	0.84	0.74
800	0.44	0.76	0.60	0.81	0.85	0.74	0.80	0.49	0.61	0.69	0.68	0.83	0.73
1000	0.43	0.74	0.59	0.80	0.85	0.73	0.79	0.48	0.60	0.68	0.67	0.82	0.72
1200	0.42	0.73	0.58	0.79	0.84	0.72	0.78	0.47	0.59	0.67	0.66	0.81	0.71
1400	0.41	0.72	0.57	0.79	0.83	0.71	0.77	0.46	0.58	0.66	0.65	0.80	0.70
1600	0.41	0.71	0.56	0.78	0.83	0.70	0.77	0.45	0.57	0.65	0.64	0.80	0.69
1800	0.40	0.70	0.55	0.78	0.83	0.69	0.76	0.44	0.56	0.64	0.63	0.79	0.68
2000	0.40	0.70	0.55	0.77	0.82	0.69	0.76	0.44	0.55	0.64	0.63	0.79	0.68
3000	0.39	0.67	0.52	0.76	0.80	0.66	0.74	0.41	0.53	0.61	0.60	0.77	0.65
4000	0.38	0.65	0.51	0.75	0.79	0.65	0.72	0.40	0.51	0.59	0.58	0.75	0.64
5000	0.37	0.63	0.49	0.74	0.78	0.63	0.71	0.38	0.50	0.58	0.57	0.74	0.62
6000	0.36	0.61	0.48	0.73	0.77	0.62	0.70	0.37	0.48	0.57	0.56	0.73	0.61
7000	0.36	0.60	0.48	0.72	0.77	0.61	0.69	0.36	0.47	0.56	0.55	0.73	0.60
8000	0.35	0.59	0.47	0.71	0.76	0.60	0.68	0.36	0.46	0.55	0.54	0.72	0.59
9000	0.35	0.58	0.46	0.71	0.75	0.60	0.67	0.35	0.46	0.54	0.53	0.71	0.59
10000	0.35	0.57	0.46	0.70	0.75	0.59	0.67	0.34	0.45	0.53	0.52	0.71	0.58
12000	0.34	0.56	0.44	0.69	0.74	0.58	0.66	0.33	0.44	0.52	0.51	0.70	0.57
14000	0.34	0.55	0.44	0.69	0.73	0.57	0.65	0.32	0.43	0.51	0.50	0.69	0.56
16000	0.33	0.54	0.43	0.68	0.72	0.56	0.64	0.32	0.42	0.50	0.49	0.68	0.55
18000	0.33	0.53	0.42	0.67	0.72	0.55	0.63	0.31	0.41	0.50	0.49	0.67	0.54
20000	0.33	0.52	0.42	0.67	0.71	0.54	0.63	0.30	0.41	0.49	0.48	0.67	0.53

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y DOCENCIA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA

UNAM

CAPÍTULO 3

REGIONALIZACIÓN

JOSÉ ANTONIO LUNA VERA

CAPITULO 3

3 REGIONALIZACIÓN

Una dificultad común en la estimación de eventos extremos de lluvias o crecidas es su cuantificación en sitios con escasa información o donde no se tienen registros; este inconveniente puede ser resuelto mediante un análisis de los datos de varias estaciones vecinas.

Para conformar grupos de estaciones, y aprovechar la información de la región, primero se debe verificar la homogeneidad de esos datos. En el análisis regional el concepto de homogeneidad beneficia a las estimaciones, obteniéndose mayor confiabilidad de los resultados, en comparación con la forma tradicional utilizando sólo la información de un sitio.

Por consiguiente, la cuantificación de eventos hidrológicos o meteorológicos en regiones con poca o nula información, para fines de prevención o diseño de las obras, se debe lograr con base en la información disponible de toda la región, hidrológicamente o meteorológicamente homogéneas.

¿Qué es la Regionalización?...

El *análisis regional hidrológico* proporciona una forma de inferir eventos hidrológicos de una zona con datos o con escasa información, a partir de las características fisiográficas y meteorológicas, así como de otras variables que determinen el comportamiento hidrológico de la misma.

La escasez de información hidrometeorológica conduce a definir regiones homogéneas y por ende lograr una regionalización meteorológica o hidrológica.

El procedimiento de regionalización de variables hidrológicas (caudal de crecidas, caudal medio, mínimo, volumen) o las meteorológicas (temperatura, lluvia, evaporación) se basa en la definición de modelos que las infieran con parámetros ponderados o similares.

Existen diversos métodos para aplicar un análisis regional, pero, antes de mencionarlos, es importante indicar que, en su aplicación, el criterio de análisis regional implica dos partes: *i) Delimitación de Regiones Homogéneas* y *ii) Estimación Regional*. (Escalante S & Reyes Ch, 2005)

De acuerdo con Asquith (1998) el criterio de "regionalización", en el contexto de un análisis de frecuencia de la precipitación, es el proceso por el cual las características de la precipitación que rodea una estación en particular se combinan o se "agrupan" para desarrollar resúmenes estadísticos más precisos de las características de precipitaciones que se pueden derivar de una sola estación. Además, una vez completada la regionalización, la frecuencia de la precipitación puede ser estimada en otros sitios de la región homogénea.

3.1 ESTANDARIZACIÓN DE VARIABLES ALEATORIAS

La estandarización de los datos es la columna vertebral del proceso de regionalización, en muchos casos con series complejas será preferible normalizar, en otros, como el que se expone en este documento, será suficiente estandarizar, pero en otras situaciones se requerirá hacer una transformación racional de los valores de cada elemento individual. Por ejemplo, la transformación en el intervalo [0, 1], conocido como normalización, se logra mediante la siguiente ecuación

$$y_i^j = \frac{x_i^j - x_{min}^j}{x_{max}^j - x_{min}^j} \quad (3.54)$$

$$\forall i = 1, \dots, n_j \quad ; \quad j = 1, \dots, m$$

Donde x_i^j es el i -ésimo valor medido en el sitio j ; y_i^j es el i -ésimo valor transformado para el sitio j ; n_j es el número de valores de la serie j , m es el número de estaciones, x_{max}^j es el máximo valor de la estación j -ésima, y x_{min}^j es el mínimo valor medido en la estación j -ésima.

Otro método para el procesamiento de datos es **estandarizar** los valores, tal que los resultantes tengan una media cero y una desviación estándar igual a uno. Esto se logra con la siguiente transformación

$$y_i^j = \frac{x_i^j - \bar{x}^j}{S^j} \quad (3.55)$$

Donde x_i^j y y_i^j son las variables medida y transformada del i -ésimo valor en el sitio j ; \bar{x}^j es la media aritmética de la serie j -ésima; S^j es la desviación estándar de los valores medidos en la estación j -ésima.

Un criterio de estandarización similar es una simplificación de la anterior ecuación, la cual consiste en dividir todos los valores entre la media aritmética de la serie, así entonces

$$y_i^j = \frac{x_i^j}{\bar{x}^j} \quad (3.56)$$

Una ventaja de éste último criterio de estandarización es que los estadísticos de la variable transformada tiene los estadísticos que sigue:

$$\mu_y = E[y] = 1 \quad (3.57)$$

$$\sigma_y = S_y = CV_y = CV_x \quad (3.58)$$

$$g_y = g_x \quad (3.59)$$

El criterio de **escala a rango de transformación** de datos es otro método que trabaja sobre un rango dado $[x_o, x_f]$, para toda $x_o < x_f$, y se deduce a partir de la siguiente expresión

$$y_i = \frac{x_i - x_{min}}{x_{max} - x_{min}} (x_f - x_o) + x_o \quad (3.60)$$

En el caso siguiente, en lugar de utilizar directamente los valores $[x_o, x_f]$ de un rango, se realiza una transformación lineal con los límites de los datos, y se aplica al intervalo como sigue:

$$y_i = \frac{x_i - A}{B} \quad (3.61)$$

Donde A y B son calculados de la siguiente forma

$$B = \frac{x_{max} - x_{min}}{x_f - x_o} \quad (3.62)$$

$$A = x_{max} - B x_f \quad \text{y} \quad A = x_{min} - B x_o$$

Finalmente, los siguientes criterios de transformación también son frecuentes en diversas aplicaciones del análisis estadístico de la hidrología:

- 1) Transformación logarítmica

$$y_i^j = \log(x_i^j) \quad (3.63)$$

- 2) Transformación de raíz cuadrada

$$y_i^j = \sqrt{x_i^j} \quad (3.64)$$

- 3) Transformación potencial

$$y_i^j = (x_i^j)^b \quad (3.65)$$

3.2 METODOS PARA DELIMITAR REGIONES HOMOGÉNEAS

Antes de obtener el modelo regional es imprescindible agrupar los datos de los sitios que conforman la Región Homogénea, desde un punto de vista hidrológico o meteorológico. Para lograr esto se disponen de dos enfoques (Campos A., 2006): el *cuantitativo*, basado en las características geográficas (clima, vegetación, geología, geomorfología, etc.) y otro *cuantitativo* que emplea métodos estadísticos. Sin embargo, Escalante y Reyes (2005) sugieren probar una combinación de ambos enfoques.

3.2.1 Método del Coeficiente de Variación

Este método es parte de los criterios estadísticos, los que agrupan de forma tradicional los estadísticos de las variables aleatorias. Lo interesante de éste método es que relaciona dos parámetros importantes: la

media, \bar{x} , y la desviación estándar, S_x , por lo que al momento de establecer una región homogénea se logra conservar dichos estadísticos. Según Escalante y Reyes (2005) una comparación gráfica de los atributos de las series (los estadísticos) con los valores en las abscisas (\bar{x}_j/A_j), donde A_j es el área de influencia drenada, para el caso de los gastos en cada sitio j , conforman grupos concentrados alrededor de un valor del coeficiente de variación:

$$CV_x = S_x/\bar{x} \quad (3.66)$$

Si la aplicación de la técnica con caudales ha demostrado una aceptable aplicación, las experiencias de Domínguez (2005) y Campos (2006) han demostrado buenos resultados con la precipitación, considerando aún más que los fenómenos atmosféricos siguen un proceso aleatorio más notorio.

Una condición importante en todo proceso de homogenización y en la técnica del coeficiente de variación requiere que los estadísticos \bar{x} y CV_x se estimen de variables aleatorias con distribución normal, lo cual, para el caso de eventos extremos casi nunca se cumple, por lo cual, Escalante y Reyes (2005) sugieren transformar las series mediante criterios adecuados, al respecto, el lector podrá consultar algunos métodos en los trabajos de Salas (1997) y Campos (2006).

3.2.2 Método de Dalrymple

Según Dalrymple (1960), en el año 1947 *Langbein* planteó inicialmente la prueba de homogeneidad, con el objeto de determinar si un registro difiere o no de otros considerados dentro de una región homogénea. Para Dalrymple, los caudales máximos siguen una distribución Gumbel (EV1), con una desviación estándar, σ_y , de la variable reducida, y :

$$y = -\ln(\ln[T/(T - 1)]) = \frac{x - \beta}{\alpha} \quad (3.67)$$

Igual a

$$\sigma_y = \frac{e^y}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1}{(T - 1)}} \quad (3.68)$$

Donde: n es el número de años de registros y T es el periodo de retorno, en años. Luego, considerando un gran número de registros diferentes pero homogéneos, cada uno de longitud n , el 95% de los valores estimados estarán en un rango de $\pm 2 \sigma_y$ del valor más probable de T , conforme a la distribución normal.

La homogeneidad de datos refiere a los eventos con periodo de retorno de 10 años, ya que para éste valor se obtienen estimaciones más confiables. Por tanto, la variable reducida para éste periodo de retorno es

$$y_{10} = -\ln(\ln[T/(T - 1)]) = -\ln(\ln[10/(10 - 1)]) = 2.250367327$$

Consecuentemente

$$\sigma_y = \frac{e^{2.250367327}}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1}{(10 - 1)}} = \frac{3.16374}{\sqrt{n}}$$

Luego

$$2\sigma_y = \frac{2 \times 3.16374}{\sqrt{n}} \cong \frac{6.33}{\sqrt{n}}$$

La prueba de homogeneidad concluye al verificar que los valores n_j contra T_j obtenidos para cada estación, se encuentran entre las curvas de los límites inferior y superior de la Figura 3-1; o bien, entre los valores límite que se dan en la Tabla 3-1. Los pares ordenados (n_j, T_j) pueden ser calculados siguiendo el procedimiento siguiente:

- Para cada estación o serie de valores máximos se calculan los eventos para $T = 2.33$ y 10 años, esto es: $X_{2.33}^j$ y X_{10}^j .
- Se obtiene el cociente de los valores obtenidos en el paso anterior, $R_j = X_{10}^j / X_{2.33}^j$.
- Se determina el valor medio de la serie de cocientes, $\bar{R}_j = \sum_{j=1}^m (R_j) / m$. Se supone que este valor es un promedio para la región, verificando que ésta tenga poca dispersión.
- Seguidamente, se obtiene el producto de $X_{R_j} = X_{2.33}^j \times \bar{R}_j$
- Considerando la hipótesis inicial, al suponer que las series de la región siguen una distribución EV1, se obtiene la variable reducida $y_{R_j} = (X_{R_j} - \beta) / \alpha$, seguidamente se calcula el periodo de retorno aplicando la expresión siguiente:

$$T_j = \left\{ 1 - \exp \left[-\exp \left(-y_{R_j} \right) \right] \right\}^{-1} \quad (3.69)$$

- Se traza cada par ordenado (n_j, T_j) en la Figura 3-1, correspondiente a las estaciones sujetas a prueba. En caso de que una o más estaciones estén fuera de los límites, éstas deberán ser quitadas del análisis y repetir el procedimiento hasta que todos los valores (n_j, T_j) queden dentro de los límites indicados en la Figura 3-1, entonces se habrá conformado una región homogénea. Los valores de estos límites de dicha figura se hallan en la Tabla 3-1.

Tabla 3-1. Límites inferior y superior de la prueba de homogeneidad de Dalrymple

n (años)	σ_y	Límite Inferior		Límite Superior	
		$y_{inf} = y_{10} - 2\sigma_y$	T_{inf} (años)	$y_{sup} = y_{10} + 2\sigma_y$	T_{sup} (años)
5	1.1490	-0.5794	1.20	5.0801	161.30
6	1.2916	-0.3328	1.33	4.8336	126.20
7	1.1958	-0.1412	1.46	4.6419	104.20
8	1.1186	0.0133	1.59	4.4875	89.40
9	1.0546	0.1412	1.72	4.3595	78.70
10	1.0005	0.2494	1.85	4.2513	70.70
15	0.8169	0.6166	2.40	3.8841	49.10
20	0.7074	0.8355	2.84	3.6652	39.60
25	0.6327	0.9849	3.21	3.5159	34.10
30	0.5776	1.0951	3.52	3.4056	30.60
35	0.5348	1.1808	3.78	3.3199	28.20
40	0.5002	1.2499	4.01	3.2508	26.30
45	0.4716	1.3071	4.22	3.1936	24.90
50	0.4474	1.3555	4.40	3.1452	23.70
55	0.4266	1.3972	4.56	3.1036	22.80
60	0.4084	1.4335	4.71	3.0672	22.00
70	0.3781	1.4941	5.00	3.0066	20.72
80	0.3537	1.5429	5.20	2.9578	19.76
90	0.3335	1.5834	5.40	2.9173	19.00
100	0.3164	1.6176	5.60	2.8831	18.37

La experiencia ha demostrado que el procedimiento planteado por Dalrymple (1960) puede ser aplicado a diversos tipos de datos, por ejemplo, originalmente fue trabajado con gastos, ahora se aplican a lluvias, como los trabajos de Domínguez (2005), Gutiérrez (2004), Gutiérrez-Ramírez (2005) y Campos (2006).

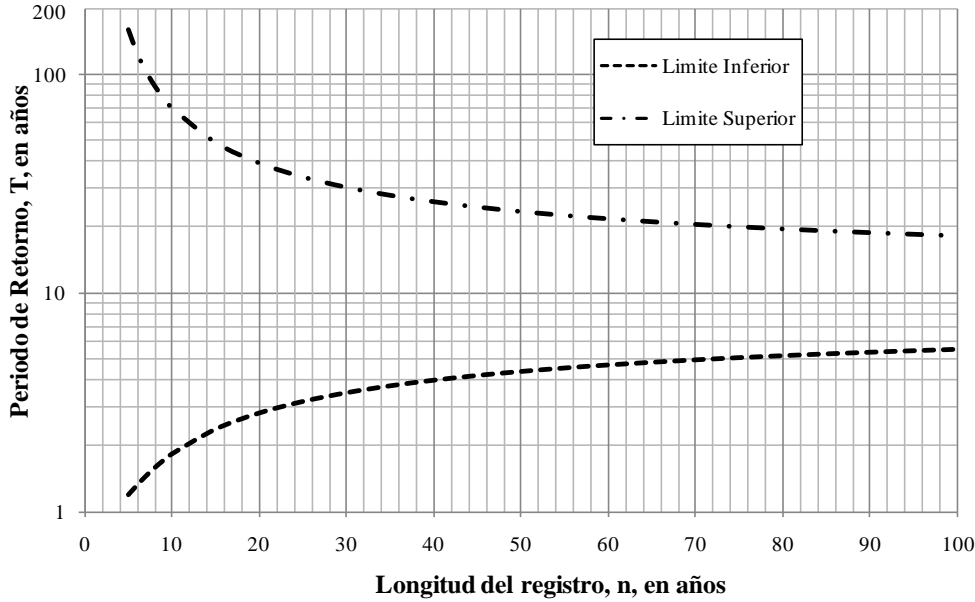


Figura 3-1. Prueba de Homogeneidad regional de Langbein

3.2.3 Método de Hosking y Wallis (1997)

Estos autores afirman que un modelo se hace robusto cuando se aprovecha la información de la región, así entonces, el método que proponen consiste en agrupar las series de las estaciones de una región homogénea con base a unos estadísticos adimensionales. La hipótesis de partida es que los datos provienen de una población base.

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

- a) Estimación de los estadísticos por Momentos-L
 - Se ordena la serie de eventos extremos en forma descendente.
 - Se calculan los estimadores $\hat{\beta}$, aplicando las expresiones (3.70) a (3.73):

$$\beta_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \tag{3.70}$$

$$\beta_1 = \frac{1}{n(n-1)} \sum_{i=1}^{n-1} x_i(n-i) \tag{3.71}$$

$$\beta_2 = \frac{1}{n(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^{n-2} x_i(n-i)(n-i-1) \tag{3.72}$$

$$\beta_3 = \frac{1}{n(n-1)(n-2)(n-3)} \sum_{i=1}^{n-3} x_i(n-i)(n-i-1)(n-i-2) \tag{3.73}$$

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

$$\lambda_1 = \beta_0 \quad (3.74)$$

$$\lambda_2 = 2 \beta_1 - \beta_0 \quad (3.75)$$

$$\lambda_3 = 6 \beta_2 - 6 \beta_1 + \beta_0 \quad (3.76)$$

$$\lambda_4 = 20 \beta_3 - 30 \beta_2 + 12 \beta_1 - \beta_0 \quad (3.77)$$

- 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 en los momentos centrales es

$$\tau_2 = L-C_v = \lambda_2/\lambda_1 \quad (3.78)$$

El coeficiente de asimetría

$$\tau_3 = L-C_a = \lambda_3/\lambda_2 \quad (3.79)$$

El coeficiente de picudez o curtosis

$$\tau_4 = L-C_k = \lambda_4/\lambda_2 \quad (3.80)$$

b) Representación Gráfica de los Momentos - L:

En el análisis regional resulta conveniente representar gráficamente los Momentos-L adimensionales de las series, Ecs. (3.78) a (3.80), 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 encerradas por elipses concéntricas, construidas con el eje mayor y menor elegidos de manera que contenga el mayor número de puntos en cada plano. En la Figura 3-2 se han construido elipses de manera que ajuste y contenga el mayor número de puntos que se aparta 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.

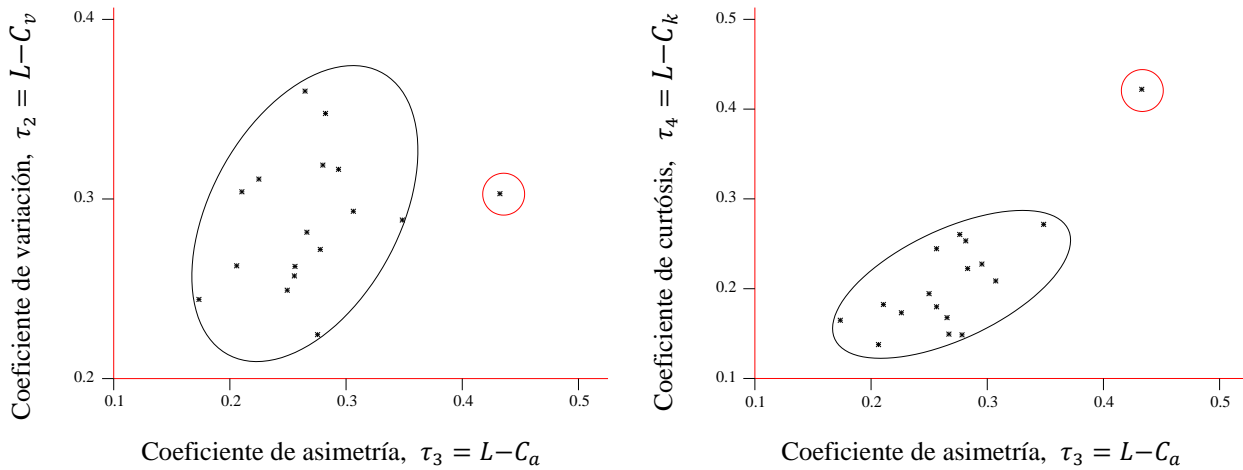


Figura 3-2. Ejemplo de estación discordante al grupo, Fuente: Hosking & Wallis (1997)

De acuerdo con Hosking & Wallis (1997), las pequeñas muestras también pueden ser tomadas en cuenta utilizando una ponderación en función a la longitud de las series, aunque en este caso, las series que se van a agrupar tienen el mismo número de datos, es decir, para la delimitación de regiones homogéneas es conveniente considerar series con registros simultáneos, salvo en los casos en los que falta datos en alguna de las series, ahí se verá la conveniencia de completar el registro o en caso extremo eliminar la serie incompleta o mejor aun solo parte de ella.

3.2.3.1 Prueba de la discordancia

Una vez analizados los gráficos de los Momentos – L, en los cuales se identificaron las series homogéneas y se han definido las *Regiones Homogéneas* o en su caso se han eliminado series que no pertenecen a la región, el siguiente paso será verificar si alguna de las series definidas en la región homogénea es discordante respecto del grupo. Para ello se aplica la *Prueba de la Discordancia* (Hosking & Wallis, 1997), definido por el parámetro D_j . El cual resulta de comparar los momentos adimensionales de un sitio con las del grupo elegido.

Un valor alto de la medida de discordancia indica que un sitio puede ser discordante dentro de la región homogénea, pero esto puede ser causado sólo por algunos eventos de precipitación inusual.

El parámetro D_j fue definido formalmente por Robson y Reed (1999): si m es el número de sitios del grupo homogéneo y \mathbf{u}_j es un vector de coeficientes adimensionales de Momentos–L en el sitio j , entonces:

$$D_j = \frac{1}{3} m (\mathbf{u}_j - \mathbf{U})^T \mathbf{A}^{-1} (\mathbf{u}_j - \mathbf{U}) \quad (3.81)$$

Donde:

$$\mathbf{u}_j = (\tau_2^j, \tau_3^j, \tau_4^j)$$

$$\mathbf{U} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \mathbf{u}_j$$

$$\mathbf{A} = \sum_{j=1}^m [\mathbf{u}_j - \mathbf{U}] [\mathbf{u}_j - \mathbf{U}]^T \quad (\text{Matriz de covarianza muestral de los valores } \mathbf{u}_j)$$

m Número de estaciones en la región, T Indica la transpuesta de una matriz
 A^{-1} es la matriz inversa de A

El vector u representa un punto en el espacio de tres dimensiones $[\tau_2, \tau_3, \tau_4]$, por lo tanto, un punto es discordante cuanto mayor es D_j , que por su puesto, ese valor será más grande cuanto mayor es el número de estaciones. Asimismo, cuando se obtenga $D_j > 3$ se recomienda adoptar discordancia a la serie en cuestión, por lo que debe considerarse su exclusión e incorporación en otra región (Escalante S & Reyes Ch, 2005). Sin embargo, Hosking & Wallis (1997) indican que cuando la región es muy pequeña, éste valor es muy significativo, ya que es difícil juzgar si se tienen pocas estaciones con las que comparar. En la tabla siguiente se establecen los *valores críticos* de D_j , en función al número de estaciones que forman una región.

Tabla 3-2. Valores críticos en función del número de estaciones, (Hosking & Wallis, 1997)

Número de estaciones en la Región	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	> 15
Valor crítico, D_j	1.333	1.648	1.917	2.140	2.329	2.491	2.632	2.757	2.869	2.971	3.0

3.2.3.2 Prueba de Homogeneidad de Hosking y Wallis

El siguiente paso será verificar la *Homogeneidad* existente en las regiones conformadas, para ello Hosking & Wallis (1993) propusieron una combinación de los estadísticos $L - C_a$, $L - C_v$ y $L - C_k$. Éste criterio está basado en el análisis de la varianza pesada, V , de los coeficientes de variación, $\tau_2 = L - C_v$, de las muestras elegidas como región homogénea.

$$V = \frac{\sum_{j=1}^m n_j (\tau_2^j - \bar{\tau}_2)^2}{\sum_{j=1}^m n_j} \quad (3.82)$$

Donde τ_2^j Coeficiente de variación – L para el sitio j , $\bar{\tau}_2$ promedio de los coeficientes de variación, τ_2^j de la región, y n_j longitud de registro de la estación j – ésima

La medida de homogeneidad requiere la estimación de la media y desviación estándar de V , definidos por μ_V y σ_V . Éstos se obtienen mediante un proceso de simulación, el cual consiste en la generación de 500 muestras aleatorias de tamaño $n_j, j = 1, 2, \dots, m$, siguiendo la distribución Wakeby o Kappa (Escalante S & Reyes Ch, 2005). Luego se obtienen para cada una de ellas los valores de τ_2^j y $\bar{\tau}_2$ que al aplicar la expresión para V se genera una muestra simulada de varianzas pesadas, es decir: V_1, V_2, \dots, V_{500} y por lo tanto, es posible obtener los valores μ_V y σ_V , y finalmente, calcular el estadístico H , o medida de homogeneidad

$$H = \frac{V - \mu_V}{\sigma_V} \quad (3.83)$$

En donde Hosking y Wallis (1997) proponen como criterio:

Si	$H < 1$	La región es aceptablemente homogénea
Si	$1 \leq H < 2$	La región es posiblemente heterogénea
Si	$H \geq 2$	La región es definitivamente heterogénea

3.2.4 Prueba F de Fisher

El nombre de esta prueba es en honor a Sir Ronald Fisher, uno de los fundadores de la estadística moderna. Esta distribución de probabilidad se usa como una prueba estadística para varias situaciones. Se emplea para probar si dos muestras provienen de poblaciones que poseen varianzas semejantes. La prueba es útil para determinar si una población normal tiene una mayor variación que la otra y también se aplica cuando se trata de comparar simultáneamente varias medias poblacionales. La comparación simultánea de varias medias poblacionales se conoce como análisis de varianza (ANOVA). En ambas situaciones, las poblaciones deben ser normales.

En el presente trabajo, la **prueba F de Fisher** se emplea para conocer la diferencia entre las varianzas muestrales de dos conjuntos, y verificar si ambos conjuntos fueron extraídos de la misma población, es decir, que $\sigma_1^2 = \sigma_2^2$. Para comparar las varianzas muestrales se utiliza el cociente entre dichas varianzas, poniendo en el numerador la mayor de ellas, es decir

$$F = \frac{\left[\frac{S_1^2(n-1)}{\sigma_1^2} \right] / (n-1)}{\left[\frac{S_2^2(n-1)}{\sigma_2^2} \right] / (n-1)} = \frac{S_1^2 / \sigma_1^2}{S_2^2 / \sigma_2^2}$$

Simplificando, se llega a la ecuación (3.84)

$$F = \frac{S_1^2 \sigma_2^2}{S_2^2 \sigma_1^2} \quad (3.84)$$

Si el cociente supera un valor límite que corresponde a una probabilidad de no excedencia de 90% (en algunos textos se usa el 95% como límite) de la función F de Fisher, se considera que no hay evidencia estadística contundente para rechazar la hipótesis y se le acepta. En la Tabla 3-3 se dan los límites de la función F Fisher para una probabilidad de excedencia de 5%.

Algunas características de la distribución F son:

1. La distribución F es una distribución continua.
2. F no puede ser negativa.
3. La distribución F tiene un sesgo positivo.

Un procedimiento adecuado y bastante estable se obtiene al estandarizar las variables aleatorias x_i para todos los sitios j , por ejemplo, respecto a sus medias, ecuaciones (3.56) a (3.59), con lo que se obtienen nuevas series

$$y_i^j = \frac{x_i^j}{\bar{x}_j}$$

Cuyos estadísticos son

$$\mu_j = E[y_i^j] = 1$$

$$\sigma_y = S_y = CV_y = CV_x$$

Por tanto, el estadístico F se reescribe en términos de la variable aleatoria transformada

$$F = \frac{CV_1^2}{CV_2^2} = \left(\frac{CV_1}{CV_2}\right)^2 \quad (3.85)$$

Donde CV_1 y CV_2 son los coeficientes de variación, con $\nu = n - 1$ grados de libertad. Que como se dijo, el numerador debe ser mayor al denominador; así también se deben considerar aquellas series con distinta extensión de datos, y por consiguiente diferentes grados de libertad.

Tabla 3-3. Distribución F de Fisher. Valores de F en función de la probabilidad $P(F|v_1, v_2)=5\%$

$v_1 \backslash v_2$	1	2	3	4	5	6	8	10	12	15	20	25	30	40	60	∞
1	161.4	199.5	215.7	224.6	230.2	234.0	238.9	241.9	243.9	245.9	248.0	249.3	250.1	251.1	252.2	254.3
2	18.51	19.00	19.16	19.25	19.30	19.33	19.37	19.40	19.41	19.43	19.45	19.46	19.46	19.47	19.48	19.50
3	10.13	9.55	9.28	9.12	9.01	8.94	8.85	8.79	8.74	8.70	8.66	8.63	8.62	8.59	8.57	8.53
4	7.71	6.94	6.59	6.39	6.26	6.16	6.04	5.96	5.91	5.86	5.80	5.77	5.75	5.72	5.69	5.63
5	6.61	5.79	5.41	5.19	5.05	4.95	4.82	4.74	4.68	4.62	4.56	4.52	4.50	4.46	4.43	4.36
6	5.99	5.14	4.76	4.53	4.39	4.28	4.15	4.06	4.00	3.94	3.87	3.83	3.81	3.77	3.74	3.67
7	5.59	4.74	4.35	4.12	3.97	3.87	3.73	3.64	3.57	3.51	3.44	3.40	3.38	3.34	3.30	3.23
8	5.32	4.46	4.07	3.84	3.69	3.58	3.44	3.35	3.28	3.22	3.15	3.11	3.08	3.04	3.01	2.93
9	5.12	4.26	3.86	3.63	3.48	3.37	3.23	3.14	3.07	3.01	2.94	2.89	2.86	2.83	2.79	2.71
10	4.96	4.10	3.71	3.48	3.33	3.22	3.07	2.98	2.91	2.85	2.77	2.73	2.70	2.66	2.62	2.54
11	4.84	3.98	3.59	3.36	3.20	3.09	2.95	2.85	2.79	2.72	2.65	2.60	2.57	2.53	2.49	2.40
12	4.75	3.89	3.49	3.26	3.11	3.00	2.85	2.75	2.69	2.62	2.54	2.50	2.47	2.43	2.38	2.30
13	4.67	3.81	3.41	3.18	3.03	2.92	2.77	2.67	2.60	2.53	2.46	2.41	2.38	2.34	2.30	2.21
14	4.60	3.74	3.34	3.11	2.96	2.85	2.70	2.60	2.53	2.46	2.39	2.34	2.31	2.27	2.22	2.13
15	4.54	3.68	3.29	3.06	2.90	2.79	2.64	2.54	2.48	2.40	2.33	2.28	2.25	2.20	2.16	2.07
16	4.49	3.63	3.24	3.01	2.85	2.74	2.59	2.49	2.42	2.35	2.28	2.23	2.19	2.15	2.11	2.01
17	4.45	3.59	3.20	2.96	2.81	2.70	2.55	2.45	2.38	2.31	2.23	2.18	2.15	2.10	2.06	1.96
18	4.41	3.55	3.16	2.93	2.77	2.66	2.51	2.41	2.34	2.27	2.19	2.14	2.11	2.06	2.02	1.92
19	4.38	3.52	3.13	2.90	2.74	2.63	2.48	2.38	2.31	2.23	2.16	2.11	2.07	2.03	1.98	1.88
20	4.35	3.49	3.10	2.87	2.71	2.60	2.45	2.35	2.28	2.20	2.12	2.07	2.04	1.99	1.95	1.84
21	4.32	3.47	3.07	2.84	2.68	2.57	2.42	2.32	2.25	2.18	2.10	2.05	2.01	1.96	1.92	1.81
22	4.30	3.44	3.05	2.82	2.66	2.55	2.40	2.30	2.23	2.15	2.07	2.02	1.98	1.94	1.89	1.78
23	4.28	3.42	3.03	2.80	2.64	2.53	2.37	2.27	2.20	2.13	2.05	2.00	1.96	1.91	1.86	1.76
24	4.26	3.40	3.01	2.78	2.62	2.51	2.36	2.25	2.18	2.11	2.03	1.97	1.94	1.89	1.84	1.73
25	4.24	3.39	2.99	2.76	2.60	2.49	2.34	2.24	2.16	2.09	2.01	1.96	1.92	1.87	1.82	1.71
26	4.23	3.37	2.98	2.74	2.59	2.47	2.32	2.22	2.15	2.07	1.99	1.94	1.90	1.85	1.80	1.69
27	4.21	3.35	2.96	2.73	2.57	2.46	2.31	2.20	2.13	2.06	1.97	1.92	1.88	1.84	1.79	1.67
28	4.20	3.34	2.95	2.71	2.56	2.45	2.29	2.19	2.12	2.04	1.96	1.91	1.87	1.82	1.77	1.65
29	4.18	3.33	2.93	2.70	2.55	2.43	2.28	2.18	2.10	2.03	1.94	1.89	1.85	1.81	1.75	1.64
30	4.17	3.32	2.92	2.69	2.53	2.42	2.27	2.16	2.09	2.01	1.93	1.88	1.84	1.79	1.74	1.62
35	4.12	3.27	2.87	2.64	2.49	2.37	2.22	2.11	2.04	1.96	1.88	1.82	1.79	1.74	1.68	1.56
40	4.08	3.23	2.84	2.61	2.45	2.34	2.18	2.08	2.00	1.92	1.84	1.78	1.74	1.69	1.64	1.51
45	4.06	3.20	2.81	2.58	2.42	2.31	2.15	2.05	1.97	1.89	1.81	1.75	1.71	1.66	1.60	1.47
50	4.03	3.18	2.79	2.56	2.40	2.29	2.13	2.03	1.95	1.87	1.78	1.73	1.69	1.63	1.58	1.44
60	4.00	3.15	2.76	2.53	2.37	2.25	2.10	1.99	1.92	1.84	1.75	1.69	1.65	1.59	1.53	1.39
70	3.98	3.13	2.74	2.50	2.35	2.23	2.07	1.97	1.89	1.81	1.72	1.66	1.62	1.57	1.50	1.35
80	3.96	3.11	2.72	2.49	2.33	2.21	2.06	1.95	1.88	1.79	1.70	1.64	1.60	1.54	1.48	1.32
∞	3.84	3.00	2.60	2.37	2.21	2.10	1.94	1.83	1.75	1.67	1.57	1.51	1.46	1.39	1.32	1.00

3.2.5 Método de la Región de Influencia

Éste criterio es un algoritmo de partición que ayuda a conformar regiones de influencia o clústeres (grupos de atributos o características similares). El algoritmo busca formar grupos basado en la medición de la *Distancia Euclidiana* en un espacio de múltiples variables, denotada por D_{jk} ; donde j es el sitio analizado, k es el sitio base o centroide (Escalante S & Reyes Ch, 2005; Campos, 2008); cada grupo está conformado por estaciones con p atributos similares a la estación base. La distancia euclidiana entre variables estandarizadas, C_{ij} , de una estación, j , con la estación base, i , para la que se obtiene una región de influencia se calcula mediante la expresión (3.87).

En el proceso de estandarización se elimina las unidades de cada atributo y se reduce cualquier diferencia de escala dentro del rango de valores.

Los atributos seleccionados son función de la información disponible en la red estaciones. La selección de atributos requiere de juicio e ingenio, sin embargo, inicialmente pueden obtenerse mediante la correlación entre características de eventos extremos y las características fisiografía y/o climatológicas.

Este método se aplica con el procedimiento secuencial siguiente:

1. Se definen n grupos de variables, x_{ij} ; donde j son las estaciones; $i = 1, \dots, p$ representa el atributo considerado como relevante (Momentos-L, latitud, altitud, etc.).

2. Se estandarizan las magnitudes de las variables de cada atributo

$$C_{ij} = x_{ij} / \bar{x}_{ij} \quad (3.86)$$

Donde \bar{x}_{ij} es el valor medio del atributo i para todos los sitios j del grupo considerado.

3. Para cada conjunto de estaciones se establecen los sitios base, C_{ik} ; definido por el centroide de cada grupo, y se calculan las distancias euclidianas desde cada estación al sitio base.

$$D_{jk} = \left[\sum_{i=1}^p (C_{ij} - C_{ik})^2 \right]^{1/2} \quad (3.87)$$

En las ecuaciones anteriores, C_{ij} y C_{ik} son las magnitudes de las variables estandarizadas para cada atributo i en las estaciones j y k , respectivamente; donde, $j = 1, \dots, m_k$; $i = 1, \dots, p$ y $k = 1, \dots, n$.

4. Se identifican las estaciones con Distancia Euclidiana Mínima, $\min_j D_{jk}$, y se reasignan al grupo cuya distancia es mínima. Los nuevos sitios base se obtienen promediando los atributos de cada grupo.

Se repiten los pasos 3 a 4, hasta confirmar que no hayan reasignaciones de estaciones.

La acotación o delimitación para definir la región homogénea es función de varias características, como la magnitud de la distancia de la variable o atributo, la variación de los parámetros fisiográficos o climáticos, en el caso de la simulación hidrológica. Por ejemplo, se pueden incluir sólo aquellas estaciones que estén dentro de una distancia media, \bar{D}_{je} .

Para sistematizar la inclusión o no de las estaciones que son seleccionadas en la región de influencia, se propone ponderar el peso de cada estación mediante una función que considere la relativa importancia en la región a través de la ecuación

$$w_{je} = 1 - \left[\frac{\bar{D}_{je}}{\epsilon} \right]^C \quad (3.88)$$

Donde

w_{je} Factor de peso de la estación j en la región de influencia de la estación base e

$\sum w_{je} = 1$; $j = 1, 2, \dots, m$

ϵ y C Son parámetros a estimar ($C > 0$)

ϵ Es un parámetro de tolerancia que proporciona a la función de ponderación información de las de estaciones. Si ϵ es igual a la tolerancia, las estaciones en el umbral no tendrán contribución para la determinación de los gastos o las precipitaciones extremas en el sitio base. Valores mayores proporciona la ponderación de todas las estaciones incluidas en la región, también constituye una tasa de decremento de los pesos con la distancia.

3.3 METODOS PARA LA ESTIMACIÓN REGIONAL

Normalmente, la referencia a los métodos regionales implica técnicas tales como el análisis de las funciones de distribución regional de frecuencia, el método índice de avenidas, los métodos de regresión múltiple y otros métodos, se basan en generar subgrupos en cuadrículas espaciales y a partir de estos se realizan las pruebas discriminantes, o bien se ratifican a los compontes de las regiones homogéneas.

3.3.1 Método Avenida – Índice

Darlymple (1960) propuso un procedimiento para probar la homogeneidad de los datos usados en un análisis regional. La prueba está basada en la función de eventos extremos EV1, Gumbel, asimismo, este autor sugiere que las muestras analizadas deben tener igual número de registros.

Según el U.S. Geological Survey la prueba de Dalrymple – Langbein es considerada como el procedimiento oficial en Estados Unidos para definir una región hidrológica homogénea. Éste criterio fue presentado por primera vez por T. Dalrymple (1960) con la finalidad de generalizar los resultados del análisis de frecuencias de crecidas bajo el concepto de *curva regional*. La idea básica del método es aumentar la fiabilidad de las características de la frecuencia seleccionada de una región. Según Kite (1988), una serie de estaciones hidrométricas en una región hidrológicamente homogénea, en la que se han estado operando y registrando los mismos efectos de factores meteorológicos, proporciona un registro más fiable al combinar estos registros.

La técnica consiste en aplicar dos procedimientos (Kite, 1988; Escalante S & Reyes Ch, 2005): obtener las curvas adimensionales de frecuencias de avenidas y las relaciones entre las características de la cuenca y el caudal medio, basado en la hipótesis de que las muestras se ajustan a distribución de valores extremos tipo I (Gumbel). Además, la técnica requiere que las muestras tengan periodo de registros común.

El método se ha aplicado en forma original a caudales máximos anuales, sin embargo, en la actualidad se han utilizado con datos de lluvia máxima (Domínguez, Bouvier, Neppel, & Niel, 2005; Campos A., 2006; Koutsoyiannis, 2004). Considerando la aplicación original planteada por el U.S. Geological Survey (Dalrymple, 1960) el procedimiento sugerido es como sigue:

- Determinar la longitud común de registro de las series, $N = n_j$.

- Efectuar la prueba de homogeneidad de las series que componen los M sitios, con el propósito de validar la inclusión de todas las estaciones o la eliminación de algunas series de la región estudiada.
- Obtener los estadísticos de las series $(\bar{x}_j, S_j, g_j, k_j, Cv_j)$.
- Para cada serie se verifica la independencia de eventos mediante la prueba de Anderson, ver sección 3.3.2.
- Se ordenan las series de mayor a menor y se determina el periodo de retorno aplicando la fórmula de Weibull $T = (N + 1)/m$. Donde: T es el periodo de retorno, en años; y m es número de orden de los registros.
- A cada serie se ajusta la función Gumbel y se obtiene los eventos X_T ; además, se obtiene el evento para el periodo de retorno, $T = 2.33$ años, $(X_{2.33})$.
- Se estandariza cada serie aplicando la siguiente expresión: $R_T^j = X_T^j / X_{2.33}^j$.
- Para cada periodo de retorno, T , se obtiene la mediana de todos los valores de la región. Se supone que este valor es una media de la región, $Rm_T = \text{Mediana} \{R_T^1, R_T^2, \dots, R_T^M\}$ de M estaciones.
- La curva regional se obtiene dibujando los valores de Rm_T vs. T en papel de probabilidad Gumbel.
- Seguidamente, los eventos en cada región se obtienen mediante el producto

$$X_T^j = X_{2.33}^j \times Rm_T \quad (3.89)$$

Si se asume como estimador a una distribución normal, el 95% de los valores estimados con periodos T años estarán dentro del intervalo $\pm 2 \sigma_y$. Darlymple utilizó el criterio de Langbein con un periodo de retorno $T = 10$ años y así definir los límites de confianza de dos desviaciones estándar, Tabla 3-1. Aquellas series que estén dentro de los límites de confianza se consideran parte de la región homogénea, y por tanto, es posible aplicar la ecuación regional.

3.3.2 Prueba de Independencia

Considere las series x_i^j , donde x es una variable aleatoria de un sitio, j , con valores para cada año, i . La aleatoriedad de los valores que componen cada serie puede ser verificada con la prueba de independencia de Anderson (Salas, Delleur, Yevjevich, & Lane, 1997). Ésta prueba se basa en analizar el comportamiento del coeficiente de auto correlación serial r_k^j , el cual cambia con el retraso k , para cada serie o estación, j . El coeficiente de auto correlación serial se calcula mediante la ecuación siguiente

$$r_k^j = \frac{\sum_{i=1}^{n_j-k} (x_i^j - \bar{x}^j)(x_{i+k}^j - \bar{x}^j)}{\sum_{i=1}^{n_j} (x_i^j - \bar{x}^j)^2} \quad (3.90)$$

Donde

x_{i+k}^j	variable aleatoria con retraso k
\bar{x}^j	promedio de variable aleatoria
n_j	número de datos de la serie o estación, j

El coeficiente de auto correlación serial (Escalante S & Reyes Ch, 2005) está restringido por los siguientes límites, para un intervalo de confianza del 95% .

$$r_k^j(95\%) = \frac{-1 \pm 1.96\sqrt{n_j - k - 1}}{n_j - k} \quad (3.91)$$

3.3.3 Método Estaciones-Año

El método de las Estaciones – Año considera el análisis de una muestra conformada por todos los registros estandarizados de todas las series que conforman la región homogénea (Cunname, 1988; Escalante S & Reyes Ch, 2005).

En este método los datos máximos anuales como las crecidas o lluvias máximas, medidos en distintos sitios son conjugados y tratados como un solo registro. Este enfoque considera que los datos son variables aleatorias independientes. Lo cual, en el caso de algunas variables no es estrictamente válido, debido a la dependencia espacial entre sus valores observados y a la relación que guarda en el tiempo y el espacio. Para evitar la dificultad anterior, es recomendable realizar una modificación en las variables originales, la cual consiste en estandarizar los datos, dividiéndolos entre su media aritmética o entre su mediana, ver sección 3.1 . Los valores estandarizados generalmente presentan homogeneidad regional, mostrando un coeficiente de variación aproximadamente constante (Buishand, 1991).

Otro aspecto importante en este criterio es el riesgo que implica el uso de registros cortos con desigual inicio y final que las series largas o con interrupciones en el record histórico, ya que los valores muy bajos o muy altos pueden proceder de éstos y originarán sesgo en las estimaciones. Para evitar esta dificultad se sugiere aplicar la prueba de datos dudosos, según el procedimiento explicado en 3.3.3.1, el cual valida o anula un registro extremo en la serie analizada.

Antes de aplicar el procedimiento se recomienda aplicar la prueba la homogeneidad e independencia de los datos a cada serie considerada en el análisis regional.

El procedimiento para realizar la estimación regional por el método de las estaciones – año es como sigue:

- Se calculan las series estandarizadas mediante la ecuación que relaciona las variables con sus promedios, Ec. (3.56), es decir: $y_i^j = x_i^j / \bar{x}^j$
- Se conforma la serie estaciones – año, conformada por la unión de todos los registros y_i^j . La nueva relación z_k tendrá $n_k = \sum_{i,j} n_{i,j}$ elementos, $k = 1, \dots, n_k$, donde $n_{i,j}$ es el número de datos de la estación j , para $j = 1, \dots, m$ estaciones; $i = 1, \dots, n_j$.
- Se aplica el análisis de frecuencia al registro de estaciones–año, z_k , y se elige la función de distribución de probabilidad que mejor se ajuste, (Normal, Log-Normal, Gumbel, GVE, Gamma, etc.). Al aplicar el análisis de frecuencia a estos datos se debe elegir la distribución Gumbel, GVE, o Doble Gumbel, preferiblemente.
- Una vez obtenida la función de distribución de probabilidad de mejor ajuste, se calculan valores de z_T^j para distintos periodos de retorno.

Si se analizan caudales, los datos de las estaciones con flujos regulados son excluidos y del mismo modo los registros cortos. El tamaño mínimo de la muestra de cada serie debe ser de 10 años.

3.3.3.1 Prueba de datos dudosos

Los valores excepcionalmente grandes se verifican mediante el método del Water Resources Council (1981), pues el empleo o eliminación de estos datos en muestras pequeñas puede afectar significativamente la estimación de valores para distintas condiciones, más aun si se quiere conformar regiones homogéneas y establecer un criterio regional para estimar eventos importantes.

Para aplicar éste método se siguen los siguientes pasos

- i) se toman los logaritmos de la variable real y se supone que ésta nueva variable sigue una distribución normal:

$$y_i^j = \log(x_i) \tag{3.92}$$

- ii) se calcula la media y la desviación estándar de la variable reducida

$$\bar{y}^j = \frac{\sum_{i=1}^{n_j} \log(x_i^j)}{n_j} = \frac{\sum_{i=1}^{n_j} y_i^j}{n_j} \tag{3.93}$$

$$S^j = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n_j} (y_i^j - \bar{y}^j)^2}{n_j} \right]^{1/2} \tag{3.94}$$

- iii) se define el umbral de datos dudosos

$$y_h^j = \bar{y}^j + K_{n_j} \times S^j \tag{3.95}$$

Donde:

- y_h^j es el umbral del dato dudoso de la serie j
- S^j es la desviación estándar de la variable reducida
- K_{n_j} es el factor de frecuencia con distribución normal para un nivel de significancia α , se obtiene de la Tabla 3-4 o aplicando la aproximación con la ec. (3.96)

$$K_n = 1.932812 \times 0.161646^{(1/n)} \cdot n^{0.1008765} \tag{3.96}$$

Tabla 3-4. Valores de K_n con un nivel de significancia del 10%

n	K_n	n	K_n	n	K_n	n	K_n	n	K_n
10	2.036	21	2.408	32	2.591	43	2.71	70	2.893
11	2.088	22	2.429	33	2.604	44	2.719	75	2.917
12	2.134	23	2.448	34	2.616	45	2.727	80	2.94
13	2.175	24	2.467	35	2.628	46	2.736	85	2.961
14	2.213	25	2.486	36	2.639	47	2.744	90	2.981
15	2.247	26	2.502	37	2.65	48	2.753	95	3.0
16	2.279	27	2.519	38	2.661	49	2.760	100	3.017
17	2.309	28	2.534	39	2.671	50	2.768	110	3.049
18	2.335	29	2.549	40	2.682	55	2.804	120	3.078
19	2.361	30	2.563	41	2.692	60	2.837	130	3.104
20	2.385	31	2.577	42	2.7	65	2.866	140	3.129

3.4 PREDICCIÓN DE TORMENTAS EN REGIONES CON ESCASA INFORMACIÓN

En hidrología es frecuente encontrar regiones sin datos o con escasa información. Los proyectos que se realizan en dichas zonas adoptan los parámetros, ecuaciones o datos de las estaciones cercanas donde sí se tiene información, y en todas las ocasiones ésa información no es verificada con algún criterio de homogeneidad, ni anual y mucho menos a nivel diario. En los sub-capítulos precedentes se han estudiado criterios con los que se han desarrollado ecuaciones, métodos y procedimientos para aprovechar los datos de la lluvia diaria en forma regional, asimismo se desarrollaron los resultados que aquí se presentan, tales como procedimientos y mapas para la obtención de eventos de tormentas de diseño.

El análisis regional de la zona de estudio, Cuenca del Río La Paz, muestra una gran diversidad de datos que caracterizan de forma peculiar a los registros del altiplano, del valle o de los llanos de Bolivia. El hecho de aplicar éste criterio de análisis regional, se justifica en la escasa red meteorológica, ya que la presencia de registros cortos, registros intermitentes, y aun más con la falta de una adecuada Red Hidrológica que permita calibrar un modelo Lluvia-Escorrentía ($P - Q$). Sin embargo, los criterios regionales permiten utilizar la mayor cantidad de la información, incluso el de las estaciones más recientes (con registros cortos) o las que se hayan dejado de observar por diferentes motivos; con tal acción se incluyen fenómenos extremos de tormentas que probablemente no tengan influencia a nivel regional, pero en el sitio es de vital importancia o viceversa.

3.4.1 Descripción del clima y características meteorológicas de la zona de estudio

Uno de los aspectos climáticos más importantes que caracterizan a un sitio o una región geográfica es su régimen pluviométrico. En la zona de estudio varía ampliamente las características meteorológicas, desde el altiplano y las montañas de Los Andes hasta los Valles interandinos, hallándose varios climas, desde muy frío y árido hasta semi-árido. Para tener una idea del clima de la Cuenca del Río La Paz, se hace una descripción de algunas características meteorológicas.

3.4.2 Régimen del clima

El clima de la Cuenca del Río La Paz es Mesotérmico de Montaña, con escenarios extremos durante todo el año, debido a las bajas temperaturas durante el invierno frío y seco (de 5–10 °C), con un promedio anual de 7.7 °C (con base en datos de la Estación Central, La Paz, Tabla 3-5, periodo 1980-2011). En los meses más fríos (mayo–agosto) se tienen vientos helados, con granizos habituales y nevadas ocasionales. Durante el verano se tienen temperaturas más altas, siendo que noviembre es el mes más cálido con un promedio de 16 °C. La precipitación promedio anual en la estación Central de La Paz es 541.5 mm, con una variación de 404.3 a 760.7 mm; siendo enero el mes más lluvioso, con una media de 124.4 mm.

Tabla 3-5. Parámetros climáticos promedio de La Paz. Fuente: Central SENAMHI (2012)

VARIABLE	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Anual
Temperatura diaria máxima (°C)	21	21	22	23	21	21	21	21	21	20	20	20	21.0
Temperatura diaria media, °C	13.5	14	15	16	15	15.5	15.5	15	14.5	13	12.5	12.5	14.3
Temperatura diaria mínima (°C)	6	7	8	9	9	10	10	9	8	6	5	5	7.7
Días de lluvias (≥ 1 mm)	0	1	2	2	4	6	6	3	1	0	0	0	25
Precipitación media (mm)	11.6	30.4	38.2	45.8	93.9	124.4	86.6	70.2	27.2	8.4	3.6	6.1	541.5
Precipitación media (%)	2.1	5.6	7.0	8.5	17.3	23.0	16.0	13.0	5.0	1.6	0.7	1.1	100.0

3.4.3 Régimen de Precipitaciones

La precipitación es el factor meteorológico más importante en el ciclo hidrológico, ésta se presenta en forma de agua líquida en gotas, nieve, aguanieve y granizo. La Cuenca del Río La Paz (CRLP) presenta un régimen anual definido por la variación de la precipitación con algunos días con nieve o granizo. Entre los meses de diciembre a marzo, las lluvias son generalmente muy fuertes y en especial el mes de enero, porque la intensidad y frecuencia de fenómenos meteorológicos extremos producen daños por inundaciones, erosión de cauces y laderas, pero con más frecuencia los deslizamientos. Los meses de estiaje o con pocas precipitaciones son de mayo a julio, aunque pueden presentarse lluvias fuertes generalizadas en todo el país por efectos de frentes fríos húmedos debido a los Frentes Polares del Sur.

Es importante mencionar que por su gran extensión y configuración topográfica, Bolivia y la CRLP presentan precipitaciones muy variables. Así por ejemplo, en la Zona Tropical del país (cerca del 50% del territorio) se tienen precipitaciones promedio anuales mayores a 3000 mm; por el contrario, en los valles (considerado como un 20 % de la superficie) se tienen precipitaciones medias de 600 a 2000 mm/año. La CRLP, ubicada en una hondonada de las montañas de los Andes tiene una precipitación anual promedio iguala 541.5 mm. No obstante, la red hidrometeorológica del país está concentrada mayormente en las cuencas andinas y valles, y aun así la densidad de las estaciones es muy baja. En los llanos se tiene menor cantidad de estaciones, la red hidrometeorológica es pobre y bastante dispersa, razón por la que es complejo realizar análisis hidrológicos en dichas zonas.

A inicios de la década de los 1980, el país contaba con 1800 estaciones meteorológicas, y para el año 2007 tan sólo se tenían 353 estaciones (Hardy, 2009), esto significa una disminución mayor al 80%. El principal factor para llegar a esta situación fue la disminución presupuestaria ligada a las crisis económicas de la época y la politización de las funciones técnicas de su personal. En la actualidad, el SENAMHI tiende a ampliar la red hidrometeorológica del país, con ayuda de los gobiernos autónomos de cada departamento y del Gobierno Central. También es importante destacar la cooperación internacional de varios países, en virtud de la ocurrencia de diversos fenómenos naturales ocurridos en los últimos años.

Finalmente, se debe recalcar que la información bruta como tal no es útil si ésta no es procesada, analizada y filtrada para fines de diseño, prevención de daños por sequías, inundaciones, prevención de deslizamientos, erosión, planificación de los recursos hídricos y, en general, para uso en beneficio de la sociedad.

3.4.4 Régimen Mensual

La lluvia mensual es un parámetro importante para los cálculos hidrometeorológicos, tanto para la prevención como para la planificación. Además, el enfoque tradicional de ver los valores puntuales debe ampliarse a un contexto espacial y temporal, tal como se verá más adelante.

La Tabla 3-5 presenta un resumen de los estadísticos meteorológicos más importantes en la estación Central de La Paz, asimismo la Figura 3-3 muestra el comportamiento promedio mensual de la lluvia y la temperatura media diaria. Se observa también que el periodo de registro de la estación central La Paz es muy corto, comparado con la estación climatológica del Observatorio de San Calixto, con registros desde el año 1918 (ver Tabla 3-6 y Figura 3-4).

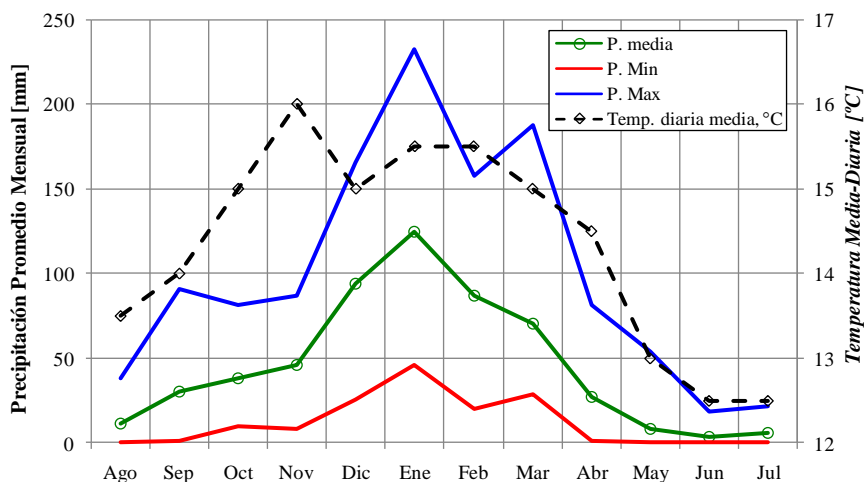


Figura 3-3. Precipitación promedio mensual y temperatura promedio diaria en la estación Central de La Paz (Laikacota), para el periodo 1980-2011

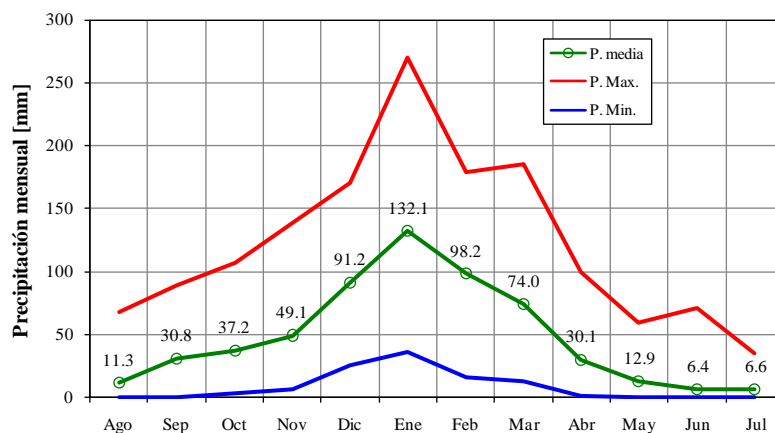


Figura 3-4. Régimen pluviométrico para la estación San Calixto (periodo 1918-2004)

Tabla 3-6. Régimen mensual de precipitaciones para la Estación San Calixto (Periodo 1918-2004)

<i>VARIABLE</i>	<i>Ago</i>	<i>Sep</i>	<i>Oct</i>	<i>Nov</i>	<i>Dic</i>	<i>Ene</i>	<i>Feb</i>	<i>Mar</i>	<i>Abr</i>	<i>May</i>	<i>Jun</i>	<i>Jul</i>	<i>Anual</i>
Precip. media (mm)	11.3	30.76	37.20	49.15	91.19	132.08	98.20	73.98	30.08	12.89	6.39	6.64	579.87
Desv.Est (mm)	12.2	21.40	20.59	30.23	33.45	49.09	39.07	39.46	18.72	12.03	10.38	8.19	95.33
P. Max. (mm)	67.7	88.70	106.70	138.40	170.50	270.60	178.70	185.10	99.30	59.20	70.70	34.20	802.40
P. Min. (mm)	0.0	0.40	3.00	6.50	25.50	36.10	16.30	12.40	1.40	0.00	0.00	0.00	323.90
Precip. media (%)	1.95	5.30	6.41	8.48	15.73	22.78	16.93	12.76	5.19	2.22	1.10	1.15	100.0

3.4.5 Régimen Anual

Los regímenes pluviométricos suelen estar definidos por un parámetro meteorológico, como la temperatura promedio o las lluvias. En muchos países se catalogan las zonas de acuerdo a la lluvia total anual. La Figura 3-5 muestra las lluvias anuales registradas en la estación San Calixto, en esta se ha incluido el valor promedio de la serie histórica 1918-2004, y se observa que las lluvias presentan una tendencia incremental creciente con el tiempo.

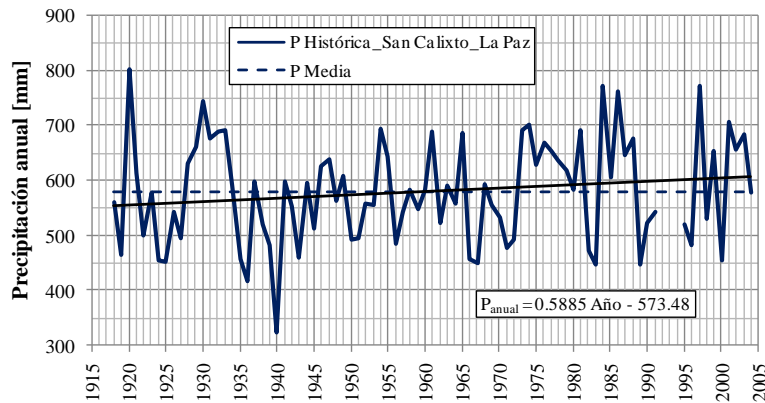


Figura 3-5 Régimen pluviométrico anual en la estación San Calixto (periodo 2004-2011)

Un factor que confirma la tendencia de las lluvias es el análisis de promedios móviles. La Figura 3-6 muestra la serie anual de lluvia de la estación San Calixto, comparada con los promedios móviles de orden 2 a 20. Todas las series de promedios móviles muestran tendencia de aumento, éste aumento es mayor a partir del orden 14.

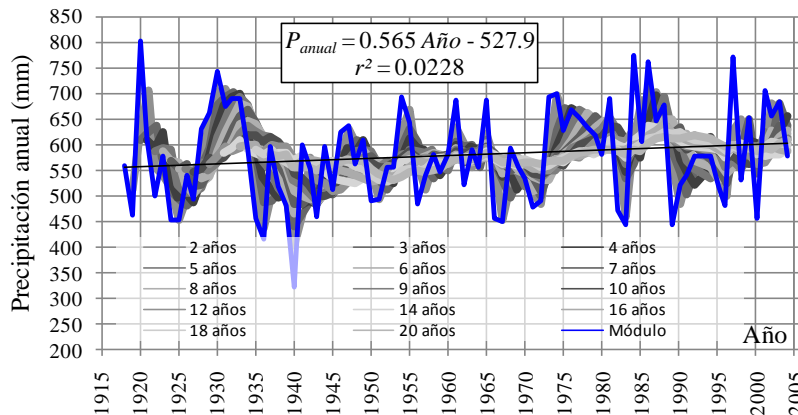


Figura 3-6. Comparación de lluvia anual y los promedios móviles de orden 2 a 20, estación San Calixto

3.4.6 Régimen de Precipitaciones Máximas

Las tormentas se caracterizan por influir en zonas amplias o bien en cuencas que reflejen su comportamiento en el escurrimiento de los caudales. En otros casos se presentan lluvias muy fuertes en pequeñas áreas, principalmente cuando la tormenta es altamente convectiva o cuando los factores atmosféricos generan una concentración importante. Una lluvia muy gran puede no ser significativa con relación a la magnitud de la cuenca, su capacidad de drenaje y las obras hidráulicas necesarias para evitar inundaciones. Al contrario, si la lluvia se presenta en forma generalizada en la cuenca ésta se convierte en una tormenta que puede provocar mayor daño.

Para caracterizar las tormentas máximas de la región se toman dos grupos de estaciones con registros de lluvia puntual y se obtiene el histograma de las lluvias con rangos de 5 mm a más de 70 mm de lluvia. El primer grupo está compuesto por 34 estaciones dentro y en el límite externo de la cuenca del río La Paz, los resultados de éste análisis son presentados en la Tabla 3-7 y Figura 3-7. De estos resultados se observa que el 60.15% de las lluvias tienen magnitudes entre 5 y 10 mm, siendo las tormentas con mayor frecuencia en la red conformada por 34 estaciones; por el contrario, los eventos mayores a 30 mm (lluvias extremas importantes) son los menos frecuentes, ya que apenas alcanzan el 0.55% (237).

Si se toma un mayor número de estaciones próximas a la cuenca del río La Paz y se realiza un análisis similar al comentado en el anterior párrafo, se obtiene un resultado similar, así la Figura 3-8 y la Tabla 3-8 muestran un análisis para 49 estaciones. Para este caso, las lluvias más frecuentes son aquellas entre 5 y 10 mm, con un 55.97% del total de lluvias diarias, y las lluvias extremas importantes (mayor a 30 mm) resultan ser el 1.01 % (739).

Si bien se han incrementado estaciones en el análisis comparativo de tormentas diarias y su número ha incrementado, lo interesante es verificar que las frecuencias de ocurrencia de las lluvias son similares, lo cual establece que ambos grupos de estaciones son homogéneas, como se establece en la siguiente sección.

Tabla 3-7 Frecuencia de lluvias con rangos indicados para 34 estaciones

Clase	Frecuencia	%Frec.	%Frec Acum
> 70 mm	5	0.01	0.01
65<P<70mm	2	0.00	0.02
60<P<65mm	7	0.02	0.03
55<P<60mm	9	0.02	0.05
50<P<55mm	12	0.03	0.08
45<P<50mm	24	0.06	0.14
40<P<45mm	48	0.11	0.25
35<P<40mm	109	0.25	0.50
30<P<35mm	237	0.55	1.05
25<P<30mm	595	1.37	2.42
20<P<25mm	1805	4.17	6.59
15<P<20mm	4363	10.08	16.67
10<P<15mm	10036	23.18	39.85
5 <P<10mm	26041	60.15	100.00
SUMAS	43293	100.0	

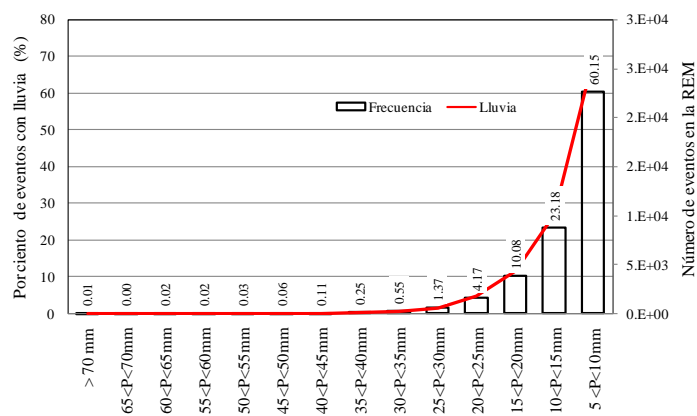


Figura 3-7. Histograma de frecuencia de lluvias para los rangos indicados con lluvia diaria de 34 estaciones

Es importante aclarar que el grupo de menor número de estaciones está incluido en el grupo de 49 estaciones. Los datos adicionales corresponden a estaciones próximas a la cuenca y también reflejan el comportamiento meteorológico de la zona de estudio.

Tabla 3-8. Frecuencia de lluvias con rangos indicados para 49 estaciones

Clase	Frecuencia	%Frec.	%Frec Acum
> 70 mm	88	0.12	0.12
65<P<70mm	30	0.04	0.16
60<P<65mm	77	0.11	0.27
55<P<60mm	84	0.12	0.38
50<P<55mm	101	0.14	0.52
45<P<50mm	162	0.22	0.74
40<P<45mm	297	0.41	1.15
35<P<40mm	411	0.56	1.72
30<P<35mm	739	1.01	2.73
25<P<30mm	1385	1.90	4.63
20<P<25mm	3902	5.35	9.98
15<P<20mm	8300	11.39	21.37
10<P<15mm	16516	22.66	44.03
5 <P<10mm	40793	55.97	100.00
SUMAS	72885	100.00	

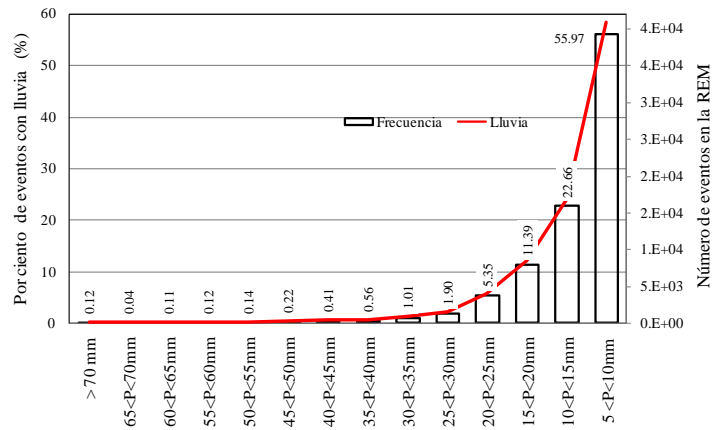


Figura 3-8. Histograma de frecuencia de lluvias para los rangos indicados con lluvia diaria de 49 estaciones

La Figura 3-9 presenta el comportamiento histórico del promedio de lluvias diarias del grupo de 49 estaciones, las cuales tienen influencia sobre la cuenca del río la Paz. Estos valores son útiles para elegir las tormentas importantes en la cuenca o sub-cuencas analizadas.

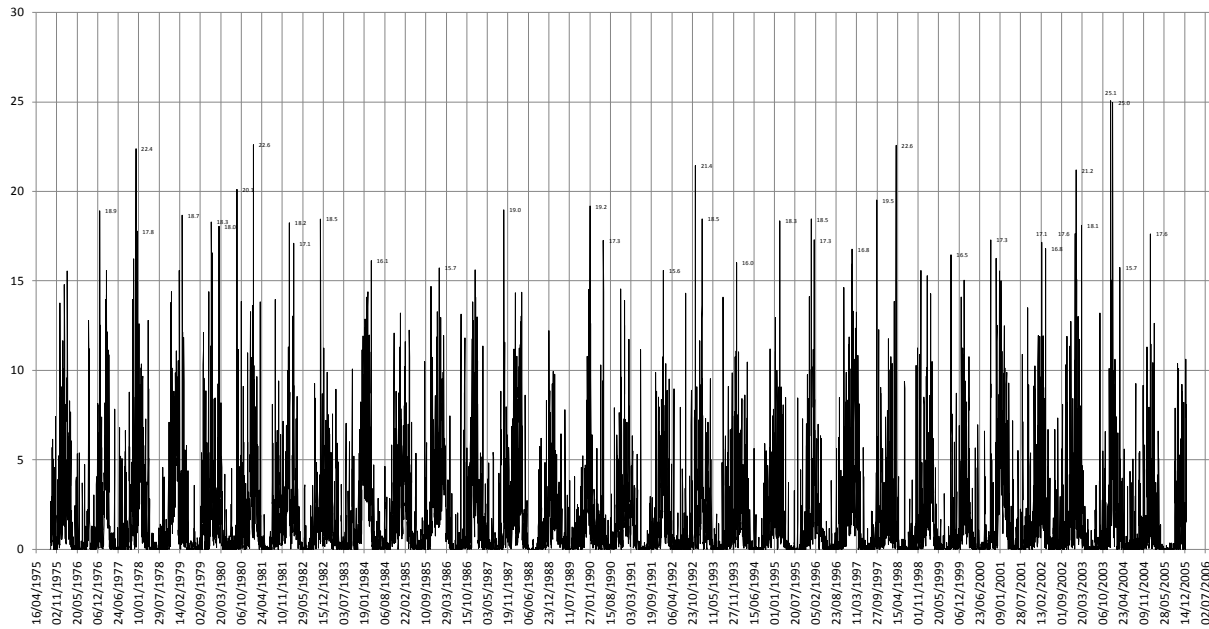


Figura 3-9. Promedio de lluvia diaria del grupo de 49 estaciones influyentes en la cuenca del río La Paz (1976-2005)

3.5 REGIONALIZACIÓN DE LLUVIAS DIARIAS EN LA CUENCA DEL RÍO LA PAZ

La hipótesis de partida es considerar que las estaciones de la REM de la cuenca del Río La Paz conforman una región *meteorológicamente homogénea*. El concepto de homogeneidad implica que la distribución de frecuencias de la población en la región es semejante a las que presentan las series puntuales. El lector podría argumentar que los fenómenos extremos son producto de varias características físico-atmosféricas como las tormentas de tipo convectivo, orográfico o la influencia de factores geográficos en las montañas o la predominancia de vientos, la dirección de su incidencia, etc. Sin embargo, es preciso aclarar que el concepto de regionalización utiliza las variables medidas en la superficie de la tierra, bajo el precepto de que – *El mejor testigo de los eventos meteorológicos extremos son las magnitudes de la precipitación* – y con base a ésta información se definen las regiones homogéneas.

El presente trabajo también plantea la hipótesis de que el efecto que produce un sitio en particular repercute en la región (un evento extremo local), lo cual se evidencia en un mapa de isoyetas, por ejemplo, la tormenta del 19 de febrero de 2002 en la Ciudad de La Paz. Así, ésta hipótesis permite construir mapas de Iso-lluvias diarias para diferentes periodos de retorno, los que a su vez pueden ser relacionados con el tiempo menor a un día (24 horas), aplicando los factores por duración, K_{d1} o K_{d24} , y que a su vez pueden asociarse a otros eventos menores o mayores a través del escalamiento con el factor por periodo de retorno, K_T , tomando en cuenta la predicción de los eventos locales y temporales.

Finalmente, las tormentas no se presentan simultáneamente en grandes áreas o en cuencas completas, por lo cual deberá aplicarse el factor de reducción por área.

La ventaja del criterio presentado favorece la estimación de las lluvias en una red con escasos instrumentos pluviográficos en la cuenca, pero los suficientes como para caracterizar la distribución temporal de lluvias extremas. En cambio, red pluviométrica es mayor y ésta otorga un adecuado resultado para realizar las estimaciones de lluvias, incluso en sitios sin datos, como el que se aborda en este trabajo.

3.5.1 Información disponible

La información de la zona de estudio fue extraída de la *Base de Datos Regional* proporcionada por el *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología* de Bolivia (SENAMHI, 2012). Para cada estación se extrajeron todos los datos de lluvia diaria utilizando las herramientas del programa *HYDRACCESS* (Vauchel, 2005). Se identificó la extensión de registros con periodos igual o mayor a diez años; de ésta información se tomaron datos de 122 estaciones. La información extraída contenía fechas sin registros, por lo que fue necesario completar las series de datos. Se elaboró un programa para la interpolación espacial de lluvia diaria, basado en el método de la distancia inversa al cuadrado; condicionando a realizar la interpolación con un mínimo de tres estaciones. La distancia inicial de búsqueda fue de 10 km; y que fue modificada hasta 70 km sólo para aquellas estaciones con escasa información.

Por otra parte, se validaron los registros rellenados verificando que el número promedio de días con lluvia anual sea igual al valor histórico, obtenido antes de completar los registros. También se verificó que la lluvia total anual sea semejante a la media histórica de cada año. Con la información final se procedió a detectar y extraer las lluvias máximas diarias, clasificadas según el año hidrológico (Septiembre-Agosto).

En el proceso de completar los registros se introducen eventos extremos de estaciones cercanas que probablemente no sean parte de la estación base, por lo cual se validaron las series completadas verificando que se cumpla el criterio de homogeneidad entre la serie histórica original y la serie completada. Al término de éste análisis se eliminaron 8 estaciones, porque no cumplieron las condiciones

mencionadas, así sólo se trabajó con datos de 114 estaciones y un periodo común de 30 años (de 1976 a 2005), ver resumen en el acápite siguiente, sobre Características de las Estaciones Meteorológicas.

3.5.2 Características de las Estaciones Meteorológicas

Las características principales de las Series Anuales Máximas (SAM) corresponden a los estadísticos de la precipitación máxima diaria obtenidos mediante los *Momentos-L*, y las características geográficas (como la altitud y coordenadas geográficas de cada estación), ver Figura 3-10. Estos parámetros varían en un amplio rango de valores, y reflejan características meteorológicas propias de las estaciones y de la zona que las limita. Algunos eventos máximos se deben a sucesos ocurridos en toda la región; así es razonable incluir valores representativos de cada sitio para lograr una regionalización basada en la clasificación de los *Momentos-L*, así como la altitud y su posición geográfica. Al respecto, es interesante apreciar que la topografía de la región es muy accidentada, con altitudes que van desde 375 a 4510 msnm (Tabla 3-9). Precisamente, la zona del altiplano está entre 3800 y 4200 msnm, las estaciones de las montañas de Los Andes se hallan por encima de los 4200 msnm, la zona interandina entre 2000 y 3800 msnm; finalmente, las estaciones de valles y las llanuras amazónicas por debajo de los 2000 msnm.

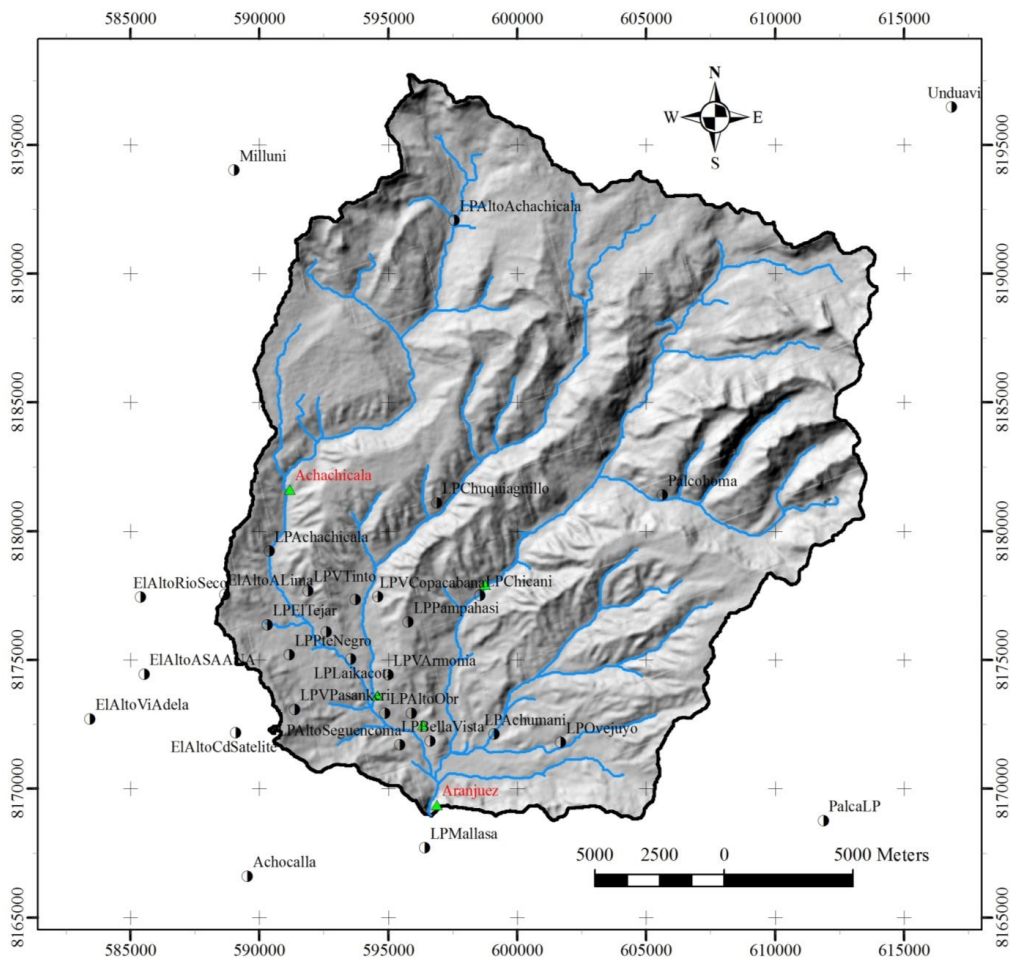


Figura 3-10. Estaciones Pluviométricas de la Cuenca del Río La Paz

Tabla 3-9. Características de las estaciones meteorológicas de la zona de estudio

Estación	Lat.-S [°]	Long.-W [°]	Alt. [msnm]	\bar{P} [mm]	L-C _v	L-C _a	L-C _k	Reg.	Estación	Lat.-S [°]	Long.-W [°]	Alt. [msnm]	\bar{P} [mm]	L-C _v	L-C _a	L-C _k	Reg.
Araca	16.9025	67.5400	3905	25.42	0.2257	0.4540	0.3678	1	LPOvejuy	16.5336	68.0472	3420	29.97	0.1345	0.2277	0.1986	2
AyoAyo	17.0942	68.0083	3888	24.50	0.1449	0.1964	0.2993	1	LPPampah	16.4917	68.1028	3883	29.79	0.1889	0.3056	0.1854	2
Calacoto	17.2806	68.6356	3830	23.38	0.3012	0.3649	0.2008	1	LPPlazaV	16.4839	68.1219	3715	27.38	0.1215	0.3254	0.2091	2
Capinata	17.1336	66.9831	2976	36.57	0.1715	0.1053	0.0674	1	LPPteNeg	16.4986	68.1422	3764	30.15	0.1650	0.1485	0.1142	2
Caracato	16.9908	67.8111	2590	20.36	0.1414	0.1358	0.1578	1	LPSanCal	16.4953	68.1325	3658	34.99	0.1449	0.2340	0.1370	2
Caxata	17.1762	67.3369	4328	25.54	0.1896	0.4479	0.4274	1	LPVArmon	16.5102	68.1099	3590	26.69	0.1482	0.0732	0.0880	2
Chorocon	16.8828	67.1497	2240	42.02	0.1405	0.2104	0.1680	1	LPVCopac	16.4828	68.1139	3680	26.45	0.1235	0.3543	0.1656	2
Circuata	16.6372	62.2522	1420	59.04	0.1847	0.1755	0.2286	1	LPVTinto	16.4808	68.1392	3865	33.94	0.1841	0.3013	0.2522	2
Conchama	17.3781	67.4572	3965	27.64	0.1254	0.0100	0.0966	1	LPVPasay	16.5225	68.1439	3935	28.20	0.1494	0.0994	0.1562	2
Huaraco	17.3500	67.6500	3868	18.85	0.1780	0.3328	0.4617	1	Mecapaca	16.6711	68.0183	2850	25.59	0.1246	0.2049	0.1083	2
Inquisiv	16.9229	67.1682	2766	45.92	0.1706	0.0903	0.1335	1	Milluni	16.3333	68.1667	4582	21.25	0.1208	-0.0274	0.1024	2
Isicani	16.4761	67.4533	2700	64.86	0.1702	0.1763	0.1018	1	PalcaLP	16.5606	67.9514	3478	21.85	0.1755	0.4091	0.4009	2
Khora	16.5997	67.2883	1200	43.24	0.2035	0.2074	0.1397	1	Palcohom	16.4467	68.0106	4250	22.50	0.1322	0.1865	0.1371	2
Luribay	17.0614	67.6619	2564	22.20	0.1489	0.0369	0.0376	1	Pinaya	16.6386	67.8572	3882	30.03	0.1484	0.3498	0.2869	2
Miguilla	16.5539	67.3390	1085	44.85	0.1599	0.1859	0.1770	1	Pucarani	16.3961	68.4750	3854	23.91	0.1475	0.0719	0.0920	2
Patacama	17.2386	67.9231	3793	27.19	0.1386	0.1128	0.1545	1	Tambillo	16.5667	68.5000	3878	28.34	0.1793	0.0853	0.0911	2
PltaCara	16.8156	67.3250	2925	30.98	0.1701	0.1312	0.1580	1	Taraco	16.4667	68.8667	3833	35.02	0.2256	0.0112	0.0484	2
PoromaLP	17.1711	67.5378	3105	24.72	0.1270	0.0087	0.1202	1	Tiwanacu	16.5683	68.6783	3863	27.80	0.1863	0.2812	0.1924	2
PuchuniL	17.2681	67.3289	4146	23.08	0.1247	0.2218	0.1349	1	Unduavi	16.3100	67.9064	3022	39.00	0.3334	0.3579	0.1734	2
Quime	16.9817	67.2194	3065	24.49	0.2785	0.1949	0.0837	1	Viacha	16.6583	68.2819	3850	29.97	0.1993	0.1853	0.1380	2
Salla	17.1678	67.6081	3500	26.29	0.1750	0.1439	0.1528	1	Alcoche	15.7453	67.6689	640	57.43	0.2189	0.1735	0.1114	3
SanJacín	16.8283	66.8683	1686	31.21	0.1532	0.1121	0.0937	1	LaAsunta	16.1267	67.1967	756	69.08	0.1974	0.0372	0.1491	3
Sapahaqu	16.8878	67.9500	3140	22.80	0.2055	0.3495	0.3429	1	Bautista	15.7167	67.5833	1156	57.08	0.2088	0.1147	0.0237	3
SicaSica	17.3333	67.7403	3938	26.06	0.2589	0.4177	0.4365	1	Caranavi	15.8347	67.5736	599	56.19	0.2022	0.1193	0.0205	3
Suri	16.8500	67.2333	2516	52.32	0.1961	-0.0167	0.2017	1	Chulumán	16.4086	67.5275	1750	62.24	0.1881	0.0631	0.0762	3
Viloco	16.8772	67.5016	4325	13.79	0.3105	0.2145	-0.0374	1	Coripata	16.3242	67.6044	1788	44.67	0.1356	0.1138	0.1762	3
Yaco	17.1658	67.4075	3680	30.00	0.2420	0.0678	0.0368	1	CoroicoE	16.1966	67.7267	1740	51.74	0.2743	0.2382	0.1078	3
Achocall	16.5811	68.1608	3764	24.62	0.1408	0.2003	0.0677	2	Covendo	15.8300	66.9497	550	84.19	0.1709	0.1259	0.0794	3
BolsaNeg	16.5478	67.7875	4910	31.15	0.2207	0.3619	0.3759	2	EntreRio	15.6262	67.4238	930	83.30	0.2999	0.2420	0.0956	3
Calamarc	16.9000	68.1167	4047	19.43	0.1476	0.1592	0.4109	2	Guanay	15.5031	67.8858	420	82.81	0.3156	0.2688	0.1589	3
Chirapac	16.2997	68.4981	3889	22.40	0.2168	0.1751	0.0357	2	Minachi	16.1833	67.6833	1736	53.13	0.2611	0.2774	0.1798	3
Collana	16.9003	68.2817	3954	31.86	0.1890	0.3781	0.3659	2	Naranjan	15.6525	67.1206	375	68.18	0.1821	0.1365	0.1857	3
Copancar	16.2428	68.5686	3840	22.78	0.1541	0.1325	0.2131	2	PltaCahu	16.0561	68.0147	1360	52.67	0.2743	0.1401	-0.0508	3
Corpapat	16.0688	68.5569	4033	21.61	0.0933	0.3858	0.2793	2	PuenteVi	16.4028	67.6431	1225	42.18	0.2378	0.2776	0.1927	3
EiAltoAL	16.4822	68.1694	4100	29.71	0.1939	0.2523	0.1961	2	Sapecho	15.5656	67.3250	410	83.70	0.2445	0.2536	0.1878	3
EiAltoAS	16.5103	68.1986	4034	32.26	0.1591	0.1756	0.1359	2	Vilaque	15.6500	67.9833	625	79.88	0.2600	0.1462	0.1571	3
EiAltoRi	16.4833	68.2000	4080	30.13	0.2010	0.2317	0.1669	2	VillaBar	16.3000	67.3667	1500	36.29	0.1516	0.1473	0.1348	3
EiAltoCd	16.5308	68.1653	4040	27.00	0.1677	0.2308	0.2374	2	Ancohumá	15.7325	68.5028	4380	27.33	0.1332	0.4439	0.2766	4
EiAltoVi	16.5261	68.2183	4000	31.60	0.1462	0.1806	0.1980	2	Ancoraim	15.8983	68.9042	3882	28.54	0.2380	0.2593	0.1465	4
EiBelen	16.0164	68.6978	3833	24.30	0.1472	0.1220	0.1648	2	Aucapata	15.5000	68.7667	2386	34.36	0.1583	0.0052	0.0578	4
Hichucot	16.1767	68.3811	4460	22.94	0.1184	0.1098	0.0078	2	Ayata	15.2483	68.7450	2250	19.18	0.2260	0.2722	0.2030	4
HuarinaC	16.1761	68.6306	3838	30.11	0.1847	0.2048	0.2105	2	Camata	15.2483	68.7450	2250	47.16	0.2008	0.1809	0.1878	4
Irupana	16.4731	67.4528	1946	55.36	0.1320	0.1702	0.2648	2	Carabuco	15.7589	69.0661	3828	22.82	0.1561	0.1186	0.1518	4
Jihuacut	16.8581	68.6622	3912	19.85	0.1776	0.1154	0.3283	2	Chaguaya	15.7500	68.8167	3305	25.13	0.1975	0.2497	0.0709	4
Lambate	16.6052	67.7032	3365	33.57	0.1378	0.1150	0.0752	2	Charazan	15.1954	69.0015	3630	13.28	0.2972	0.1848	0.0795	4
LPAchach	16.4669	68.1533	3840	29.60	0.1677	0.2623	0.1659	2	Chuma	15.4000	68.9333	3000	32.22	0.2389	0.3816	0.2114	4
LPAchuma	16.5308	68.0714	3384	24.51	0.2031	0.3728	0.2986	2	Conzata	15.3333	68.5333	2105	28.22	0.1224	0.2757	0.1892	4
LPAltoAc	16.3506	68.0867	4380	23.08	0.1444	0.0794	0.0452	2	Curupamp	15.8333	68.6667	3560	30.20	0.2069	0.1330	0.0526	4
LPAltoOb	16.5236	68.1111	3370	25.20	0.1801	0.2743	0.2231	2	HiloHilo	14.9256	69.0292	4000	25.78	0.2107	0.2329	0.2334	4
LPAltoSe	16.5347	68.1056	3384	24.39	0.1159	0.0176	0.0114	2	Italaque	15.4775	69.0415	3500	30.54	0.1827	0.3065	0.2777	4
LPBarrio	16.5236	68.1014	3410	25.44	0.1386	0.1780	0.1886	2	Puina	14.6022	69.1208	3732	24.97	0.1805	0.2049	0.1781	4
LPBellaV	16.5333	68.0946	3340	24.65	0.1645	0.2748	0.3075	2	Quiabaya	15.6167	68.7667	1841	35.98	0.1851	0.1287	0.1102	4
LPChican	16.4822	68.0767	3620	24.08	0.1409	0.2169	0.0579	2	Santiago	16.0511	68.8103	3845	23.30	0.2042	0.2437	0.2028	4
LPChuqui	16.4497	68.0925	4024	32.04	0.1659	0.2374	0.0730	2	Sorata	15.7667	68.6517	2695	35.87	0.2761	0.4682	0.4125	4
LPEITeja	16.4928	68.1539	3780	32.33	0.2009	0.3067	0.2232	2	Suches	14.8167	69.3333	4594	22.84	0.1680	0.3917	0.4595	4
LPLaikac	16.5047	68.1235	3580	28.28	0.1483	0.0701	-0.0192	2	Tacacoma	15.5833	68.7167	2942	29.31	0.2093	0.2640	0.1766	4
LPMallas	16.5708	68.0964	3280	23.29	0.1273	0.2969	0.2362	2	VillaPun	15.6664	69.1672	3835	27.47	0.1802	0.3274	0.3140	4

3.5.3 Identificación de Regiones Homogéneas

En resumen, se examinaron distintos atributos, entre estos: la magnitud de la precipitación diaria máxima anual, los *momentos-L*, la altitud sobre el nivel del mar y las coordenadas UTM de las estaciones; y mediante el proceso de identificación de regiones homogéneas, descrito anteriormente, se encontró que las variables más significativas resultaron ser el coeficiente de variación, $L-C_v$ y la altitud. Del mismo modo, las coordenadas de las estaciones también juegan papel importante en el proceso regional, ya que definieron grupos geográficos homogéneos.

3.5.3.1 Análisis de Frecuencia Regional de Lluvias

En la bibliografía se cuenta con varios métodos de análisis de frecuencia, así mismo existen diversos criterios de solución de éstos. En el presente estudio se han empleado preferentemente las funciones de distribución de probabilidad (FDP) para eventos extremos, como la GVE y la Gumbel Mixta. En la mayor parte de los registros históricos se ha encontrado que la FDP Gumbel resulta una buena aproximación local y regional, pero la dispersión y eventos más grandes (Outliers) cambian la tendencia natural de algunos datos; logrando un comportamiento típico de una SAM con dos poblaciones.

Mendoza (1994) y Luna (2002) encontraron que los registros de lluvia pluviográfica en la región se ajustan a FDP de tipo GV1 (Gumbel), y en general, las SAM diarias analizadas aquí también tienen ese comportamiento. Por consiguiente, los resultados del análisis de frecuencia están basados en ajustes probabilísticos de esas funciones.

3.5.3.2 Conformación de Regiones Mediante Diagramas Híbridos de Momentos-L

Como se había comentado, varios-trabajos sugieren conformar regiones homogéneas con los *Momentos-L*, estos han demostrado ser mejores que los momentos tradicionales, pues al ser aplicados como se indica en la sección correspondiente las regiones homogéneas quedan definidas en los diagramas sugeridos por Hosking y Wallis (1997). La Figura 3-11 muestra los diagramas de *Momentos-L* adimensionales de lluvia máxima diaria para la zona de estudio, en los que es complejo definir una o más regiones homogéneas. Es interesante apreciar el diagrama de la derecha (τ_3 vs. τ_4), en el que se incluye las FDP teóricas. El trazo continuo pertenece a distintas combinaciones de parámetros de una función GVE y el punto corresponde al caso particular de la FDP Gumbel. Todos los puntos próximos a la distribución teórica representan regiones homogéneas que logran una mejor estimación de los eventos. La figura de la izquierda (τ_3 vs. τ_2) es una correspondencia de la región elegida y también conserva homogeneidad meteorológica.

Si se desea aplicar el concepto formulado por Hosking y Wallis (1997), descrito en el anterior párrafo, la conformación de regiones homogéneas no es muy fácil. Una combinación favorable surge al aplicar el método de las *k-medias*, definiendo como variables importantes a los *Momentos-L* y a las características geográficas de las estaciones.

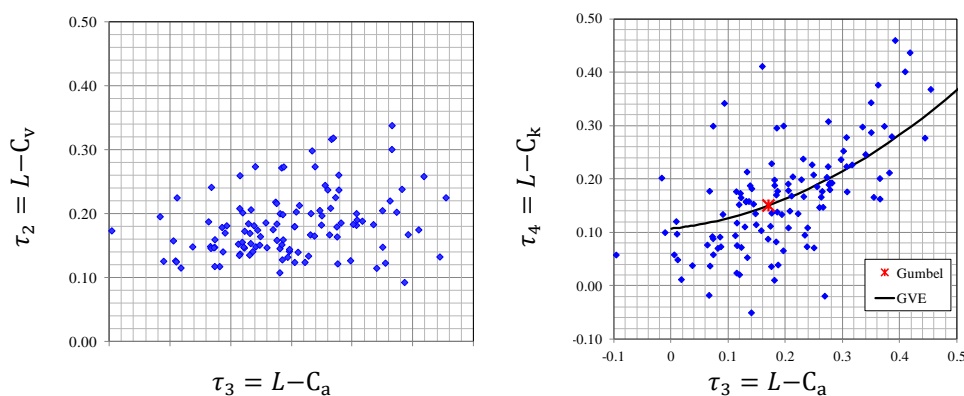


Figura 3-11. Diagramas de Momentos-L con datos de la región de estudio

La Figura 3-12 presenta el diagrama híbrido con *Momentos-L* (en particular $\tau_2 = L - C_v$), la altitud y las coordenadas geográficas, las cuales fueron necesarias para definir 4 regiones con características homogéneas. La figura de la izquierda presenta una vista tridimensional, con el coeficiente de variación en el eje vertical y las coordenadas de las estaciones en el plano horizontal, definiéndose una nube de puntos con su centroide, los que determinan a las regiones homogéneas. En figura de la derecha se aprecia una conglomeración más clara de las cuatro regiones.

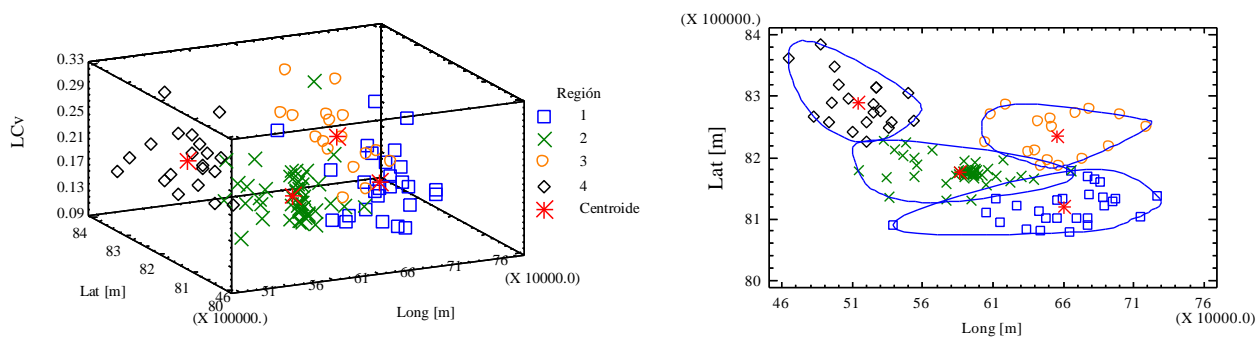


Figura 3-12. Diagramas Híbridos de Momentos-L para conformar Regiones Homogéneas, obtenidos al conformar grupos con similares características aplicando el método de las k-Medias con distancias Euclidianas

En la Tabla 3-10 se indica la cantidad de miembros (estaciones) que conforman cada región y un resumen de los parámetros que caracterizan al centroide correspondiente.

Tabla 3-10. Resumen de parámetros que representan los centroides de las cuatro regiones homogéneas

<i>Clúster o Región</i>	<i>No. Est.</i>	<i>%</i>	<i>L-Cv [adim]</i>	<i>ALT [msnm]</i>	<i>LAT [°]</i>	<i>LONG [°]</i>
1	27	23.68	0.1867	3079.41	17.0013	67.4953
2	50	43.86	0.1632	3765.78	16.4895	68.1898
3	17	14.92	0.2247	1032.94	15.9486	67.5457
4	20	17.54	0.1995	3278.00	15.4703	68.8661

Una vez definidas las cuatro regiones, se emplean las series de precipitación máxima diaria anual de cada una, con periodos de registro común de 30 años, y se conforman las cuatro series *estaciones-año*, respectivamente.

3.5.4 Curvas de Eventos para Distintos Periodos de Retorno

Para cada una de las 4 regiones se construyó la serie “Estaciones-Año” de los datos estandarizados; a continuación se aplicó el análisis regional de frecuencias y se obtuvo modelo probabilístico que mejor se ajuste a esos datos. En la Figura 3-13 a 16 se presenta una comparación gráfica de las FDP teóricas obtenidas para cada región y la empíricas calculada con la fórmula de Weibull, $T = (n + 1)/m$, donde T es periodo de retorno, n número de datos, m orden de la serie.

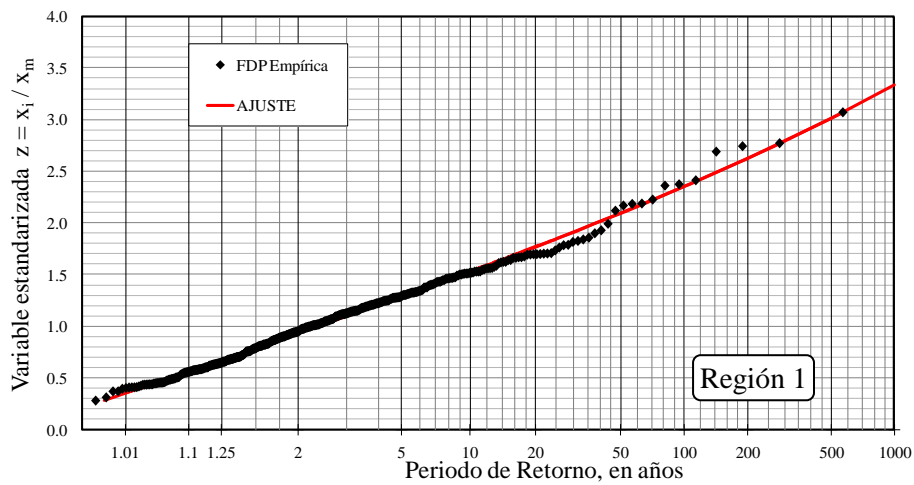


Figura 3-13. Análisis de Frecuencia Regional para la Región 1. Ajuste con la FDP Doble-Gumbel

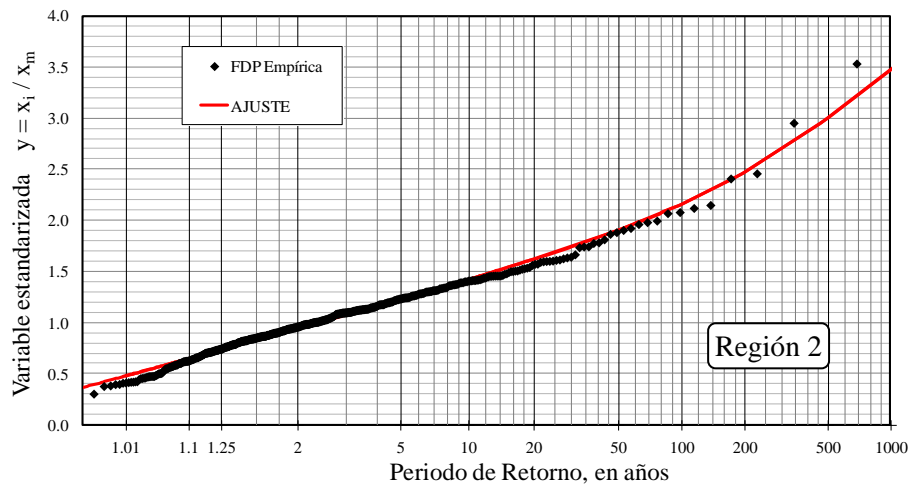


Figura 3-14. Análisis de Frecuencia Regional para la Región 2. Ajuste con la FDP Doble-Gumbel

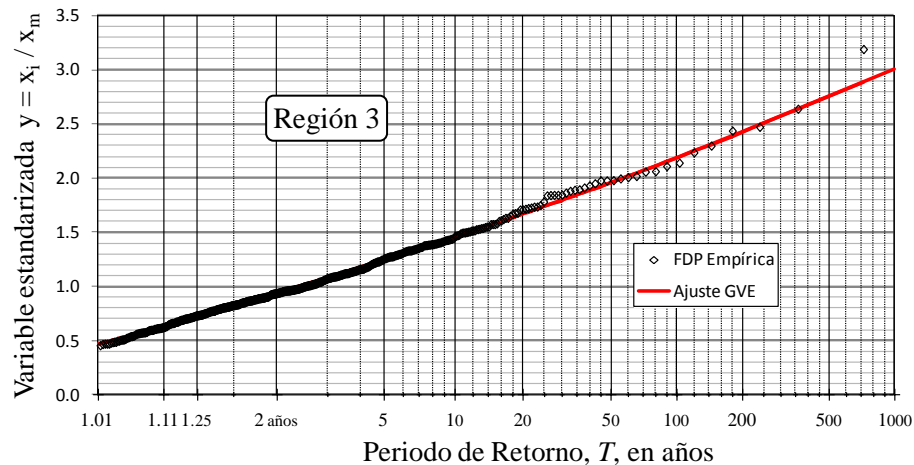


Figura 3-15. Análisis de Frecuencia Regional para la Región 3. Ajuste con la FDP GVE por Momentos-L

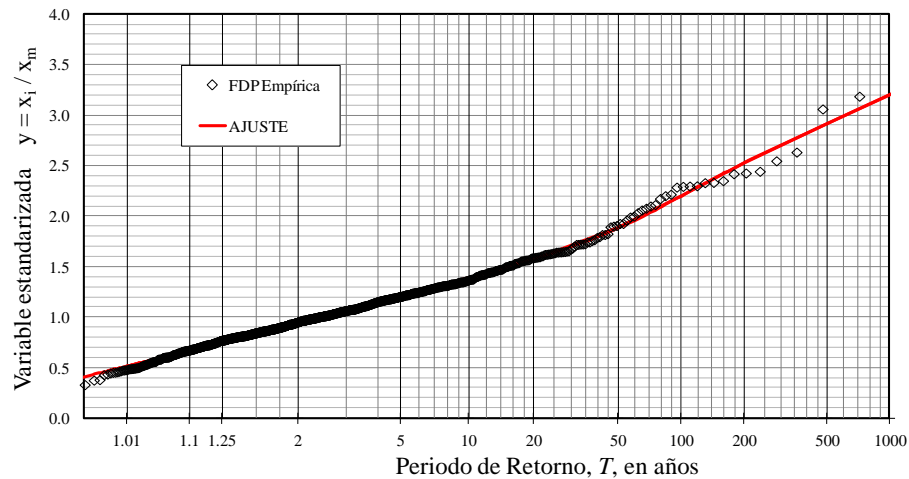


Figura 3-16. Análisis de Frecuencia Regional para la Región 4. Ajuste con la FDP Doble-Gumbel

Los eventos de diseño, $(x_j)_T$, para el periodo de retorno deseado, T , se obtienen al multiplicar el promedio de la SAM, \bar{x}_j , en algún sitio de interés de la región, por el factor regional, y_T , proporcionados en la Tabla 3-11.

Por ejemplo; suponga que en el área de estudio, Región 2 (Cuenca del Río La Paz), se desea conocer la lluvia máxima diaria en una sub-cuenca sin datos, entonces se elige el periodo de retorno deseado, T , y con ese valor se eligen los factores, y_T , de la Tabla 3-11. Luego, se obtienen los valores de diseño en cada sitio aplicando la expresión siguiente: $(x_j)_T = y_T \cdot \bar{x}_j$. Finalmente, se obtiene el promedio de lluvias máximas diarias de cada estación que influye en la cuenca o subcuenca elegida, mediante los polígonos de Thiessen, Isoyetas u otro criterio.

Tabla 3-11. Factores regionales y_T para las regiones 1, 2, 3 y 4

T [años]	$P^{(1)}$	$Z^{(2)}$	$y_T = (x_j)_T / \bar{x}_j$			
			Reg. 1	Reg. 2	Reg. 3	Reg. 4
1000	0.999	6.9073	3.330	3.472	3.009	3.197
500	0.998	6.2136	3.009	3.001	2.749	2.917
200	0.995	5.2958	2.620	2.467	2.422	2.523
100	0.99	4.6001	2.348	2.156	2.185	2.194
50	0.98	3.9019	2.091	1.903	1.957	1.878
20	0.95	2.9702	1.767	1.618	1.666	1.573
10	0.9	2.2504	1.528	1.420	1.452	1.384
5	0.8	1.4999	1.285	1.225	1.238	1.203
2	0.5	0.3665	0.928	0.941	0.932	0.941
1.25	0.2	-0.4759	0.668	0.734	0.717	0.750
1.1111	0.1	-0.8340	0.558	0.646	0.629	0.669
1.0101	0.01	-1.5272	0.347	0.478	0.463	0.512

⁽¹⁾ $P = (T - 1)/T$ ⁽²⁾ $Z = -Ln(-Ln P)$

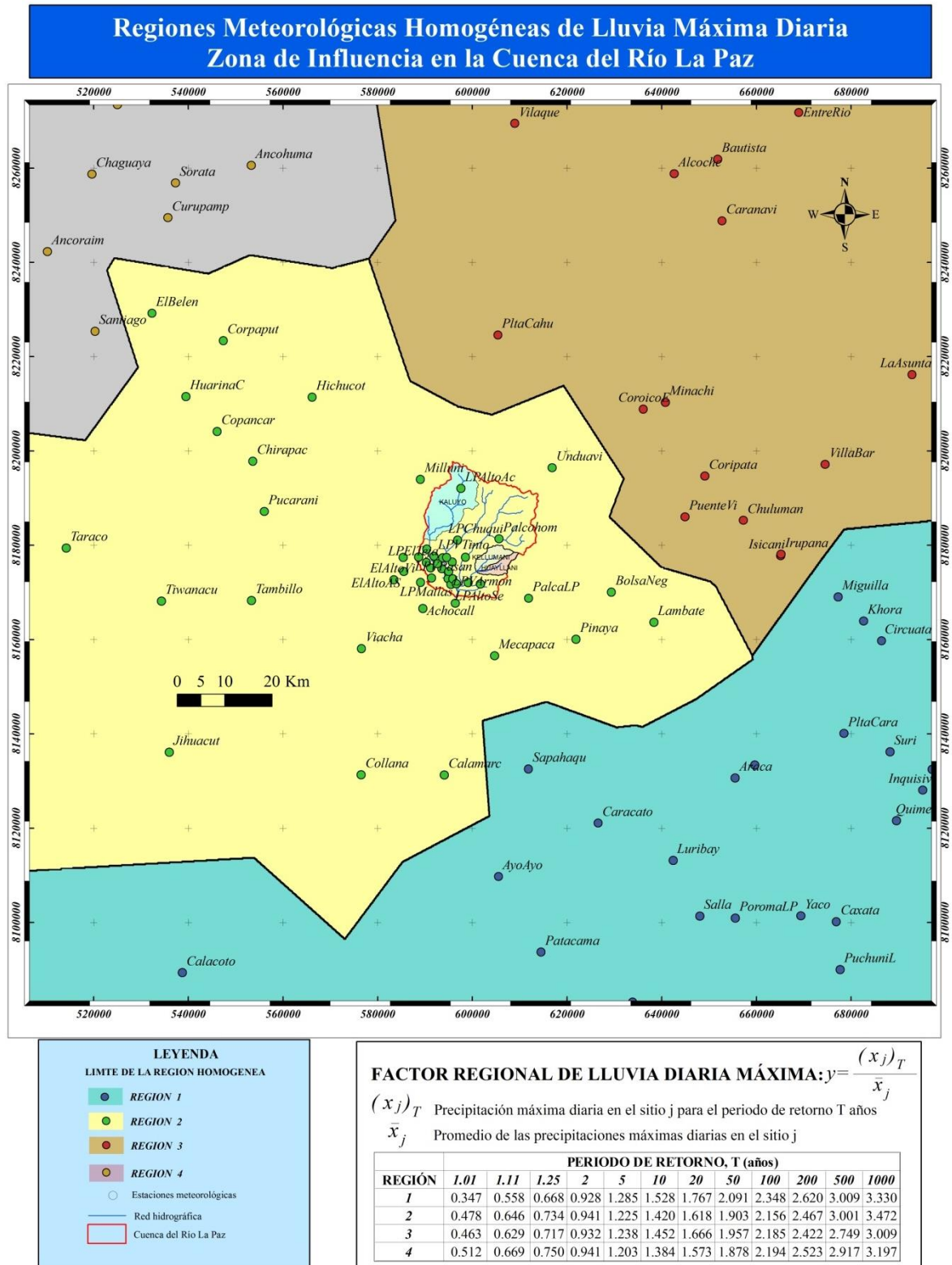


Figura 3-17. Regiones meteorológicas homogéneas de precipitación máxima diaria anual para la zona de estudio

3.5.5 Verificación de las Curvas de Eventos Regionales

Con la finalidad de verificar la bondad de la metodología propuesta se realizó el cálculo de los eventos para cada estación, primero con un modelo de FDP individual y luego aplicando el modelo regional propuesto. Las gráficas de la Figura 3-18 presentan comparaciones de unas cuantas estaciones de cada región, ubicadas geográficamente como se observa en la Figura 3-17 y cuyas características se detallan en la Tabla 3-9 y Tabla 3-11, respectivamente.

Cada gráfico de la Figura 3-18 contiene datos de la SAM de dos estaciones por cada región, el ajuste con la FDP obtenida individualmente y el contraste con la respectiva FDP obtenidos con los factores regionales de la Tabla 3-11. En el Anexo A3 se presentan otras comparaciones de ajustes individuales y regionales.

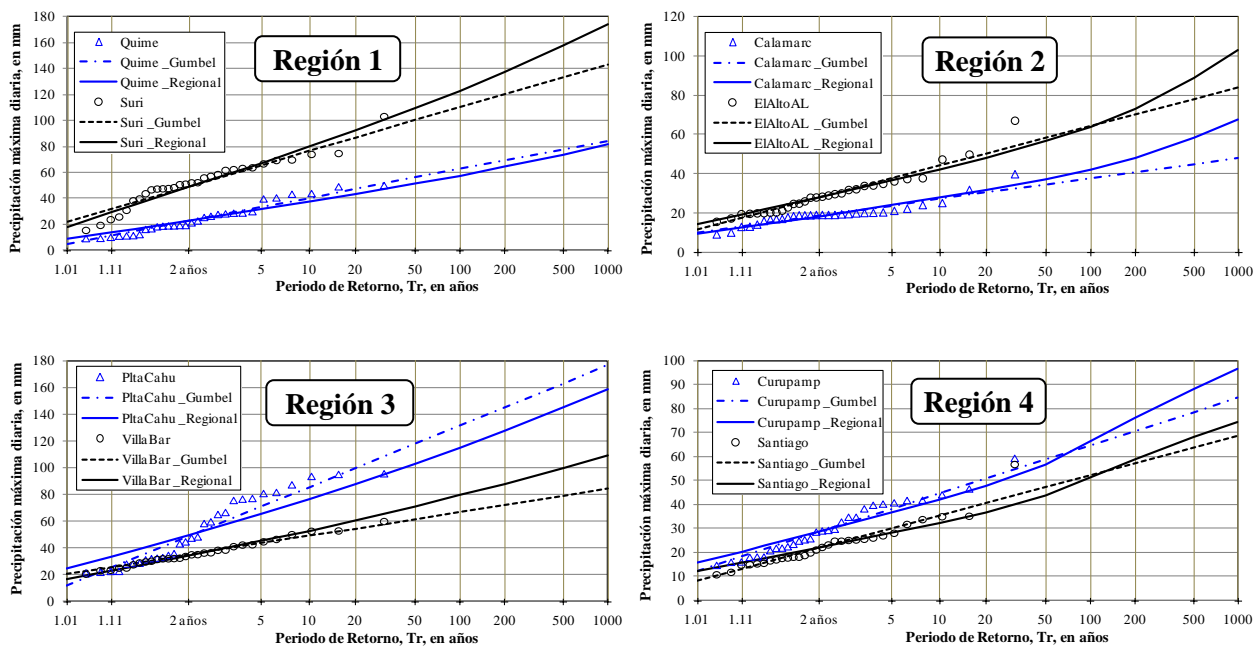


Figura 3-18. Comparación de FDP ajustadas individualmente y las obtenidas por Ajuste Regional para algunas SAM's de la región de estudio

En la Tabla 3-12 se comparan los valores calculados con el análisis puntual y el regional, obtenidos para algunas estaciones de las cuatro regiones. Los valores de dicha tabla presentan un cambio en la tendencia de eventos mayores a 50 años, situación que se evidencia en las series con mayor información; por ejemplo, las estaciones El Alto y San Calixto (Figura 3-19a y b), registraron eventos extremos importantes y transfieren esta información a las estaciones cercanas. Este efecto es importante al momento de realizar un análisis particular en cada caso; así el ajuste individual con la FDP Gumbel predice resultados menores a los registrados en la región homogénea.

La Figura 3-19 muestra un ejemplo de este caso; primero, en la estación El Alto el modelo regional estima los eventos grandes mejor que un análisis puntual. Luego, en la estación San Calixto, con 88 años de registro, el modelo individual GVE-I se ajusta mejor a la serie extensa, pero al hacer la estimación regional es evidente que la estación recibe información de las estaciones vecinas.

Tabla 3-12. Comparación de lluvia diaria máxima anual estimadas con análisis puntual y regional

				T [años] =	2	5	10	20	50	100	500
				Probabilidad =	0.5	0.8	0.9	0.95	0.98	0.99	0.998
No.	Región	Estación	FDP	SAM de lluvia diaria, P , en mm							
1	1	Araca	REGIONAL	23.6	32.7	38.8	44.9	53.2	59.7	76.5	
		Araca	Gumbel	23.4	34.5	41.8	48.9	58.1	64.9	80.8	
5	1	Caracato	REGIONAL	18.9	26.2	31.1	36.0	42.6	47.8	61.3	
		Caracato	Gumbel	19.5	24.1	27.1	29.9	33.7	36.5	42.9	
10	1	Huaraco	REGIONAL	17.5	24.2	28.8	33.3	39.4	44.2	56.7	
		Huaraco	Gumbel	17.5	24.7	29.4	33.9	39.8	44.2	54.4	
15	1	Miguilla	REGIONAL	41.6	57.6	68.5	79.3	93.8	105.3	135.0	
		Miguilla	Gumbel	42.7	54.2	61.9	69.2	78.6	85.7	102.1	
20	1	Quime	REGIONAL	22.7	31.5	37.4	43.3	51.2	57.5	73.7	
		Quime	Gumbel	22.5	33.2	40.3	47.1	55.9	62.5	77.7	
25	1	Suri	REGIONAL	48.6	67.2	79.9	92.4	109.4	122.8	157.4	
		Suri	Gumbel	49.3	65.6	76.4	86.7	100.1	110.1	133.3	
30	2	Calamarc	REGIONAL	18.3	23.8	27.6	31.5	37.0	41.9	58.3	
		Calamarc	Gumbel	18.5	23.6	27.0	30.3	34.5	37.7	45.0	
35	2	ElAltoAL	REGIONAL	27.9	36.4	42.2	48.1	56.5	64.1	89.2	
		ElAltoAL	Gumbel	27.9	37.6	44.0	50.2	58.1	64.1	77.9	
40	2	ElBelén	REGIONAL	22.9	29.8	34.5	39.3	46.2	52.4	72.9	
		ElBelén	Gumbel	23.2	28.9	32.7	36.3	41.0	44.5	52.6	
45	2	Lambate	REGIONAL	31.6	41.1	47.7	54.3	63.9	72.4	100.7	
		Lambate	Gumbel	32.2	39.4	44.1	48.6	54.4	58.8	68.9	
50	2	LPAltoSe	REGIONAL	22.9	29.9	34.6	39.5	46.4	52.6	73.2	
		LPAltoSe	Gumbel	23.6	27.9	30.7	33.5	37.0	39.7	45.8	
55	2	LPEIteja	REGIONAL	30.4	39.6	45.9	52.3	61.5	69.7	97.0	
		LPEIteja	Gumbel	30.2	41.5	48.9	56.1	65.3	72.2	88.2	
60	2	LPPlazaV	REGIONAL	25.8	33.5	38.9	44.3	52.1	59.0	82.2	
		LPPlazaV	Gumbel	26.3	32.0	35.8	39.4	44.0	47.5	55.6	
65	2	LPVTinto	REGIONAL	31.9	41.6	48.2	54.9	64.6	73.2	101.8	
		LPVTinto	Gumbel	32.0	42.6	49.7	56.5	65.3	71.9	87.1	
70	2	Palcohom	REGIONAL	21.2	27.6	32.0	36.4	42.8	48.5	67.5	
		Palcohom	Gumbel	21.6	26.3	29.4	32.4	36.2	39.1	45.8	
75	2	Tiwanacu	REGIONAL	26.1	34.0	39.5	45.0	52.9	59.9	83.4	
		Tiwanacu	Gumbel	26.1	35.0	40.9	46.6	53.9	59.4	72.0	
80	3	Bautista	REGIONAL	53.2	70.6	82.9	95.1	111.7	124.7	156.9	
		Bautista	Gumbel	53.7	71.9	84.0	95.5	110.5	121.7	147.6	
85	3	Covendo	REGIONAL	78.4	104.2	122.2	140.2	164.7	184.0	231.5	
		Covendo	Gumbel	80.1	102.2	116.8	130.8	149.0	162.6	194.1	
90	3	PltaCahu	REGIONAL	49.1	65.2	76.5	87.7	103.1	115.1	144.8	
		PltaCahu	Gumbel	48.5	70.7	85.5	99.6	117.8	131.5	163.1	
94	3	VillaBarr	REGIONAL	33.8	44.9	52.7	60.4	71.0	79.3	99.8	
		VillaBarr	Gumbel	34.7	43.3	48.9	54.4	61.4	66.7	78.9	
95	4	Ancohumá	REGIONAL	25.7	32.9	37.8	43.0	51.3	60.0	79.7	
		Ancohumá	Gumbel	26.1	32.8	37.2	41.4	46.9	51.0	60.4	
100	4	Carabuco	REGIONAL	21.5	27.5	31.6	35.9	42.9	50.1	66.6	
		Carabuco	Gumbel	21.8	27.5	31.3	34.9	39.6	43.1	51.2	
105	4	Curupamp	REGIONAL	28.4	36.3	41.8	47.5	56.7	66.3	88.1	
		Curupamp	Gumbel	28.4	38.1	44.5	50.7	58.6	64.6	78.4	
110	4	Santiago	REGIONAL	21.9	28.0	32.3	36.6	43.8	51.1	68.0	
		Santiago	Gumbel	21.8	29.9	35.3	40.4	47.1	52.1	63.6	
114	4	VillaPuni	REGIONAL	25.8	33.0	38.0	43.2	51.6	60.3	80.1	
		VillaPuni	Gumbel	25.8	34.6	40.4	46.0	53.2	58.6	71.0	

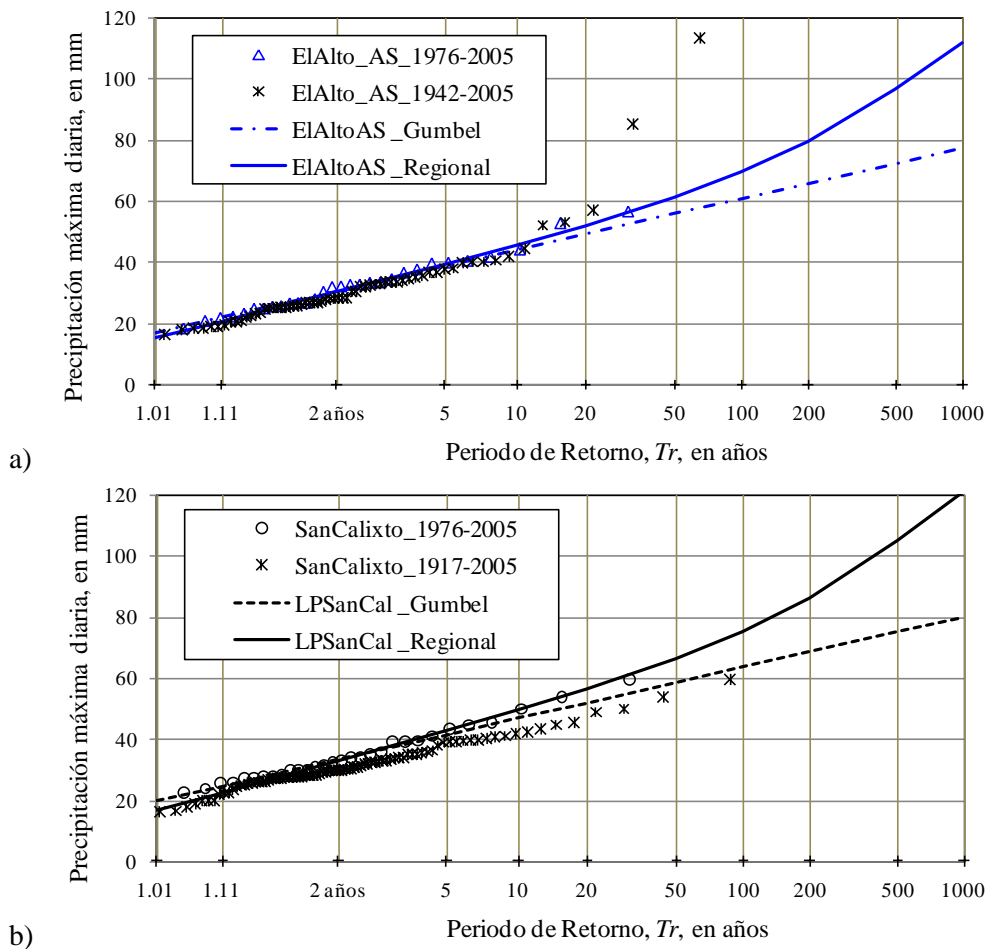


Figura 3-19. Comparación con estaciones de mayor record de información

Las Figuras 3-18 y 3-19 muestran que, al conformar regiones homogéneas, las estimaciones de lluvias de diseño son más confiables que las obtenidas con el análisis individual por estaciones, sobre todo para periodos de retorno grandes. Esta ventaja es más clara en el caso de estaciones sin datos o con poca información.

3.6 MÉTODO DE CÁLCULO PARA REGIONES SIN DATOS O CON ESCASA INFORMACIÓN

Tomando en cuenta el análisis descrito en las secciones precedentes y los resultados logrados para la cuenca del Río La Paz, se verifica que en muchas sub-cuencas pequeñas de la zona no se cuenta con datos de lluvias que permitan establecer criterios de diseño u otro enfoque hidrológico, por lo cual, en ésta parte del documento se explica la forma de cómo debe procederse para cuantificar las lluvias máximas diarias en sitios o zonas no aforadas (no instrumentadas).

Existen dos caminos para determinar la lluvia de diseño en cuencas no instrumentadas. Uno mediante la construcción de una REM hipotética dentro y alrededor de la sub-cuenca de estudio, y el otro recurriendo a las isoyetas de valores medios presentado en la Figura 3-20.

El primer concepto toma en cuenta y utiliza los parámetros de la región homogénea conformada. Con la ubicación geográfica y para el periodo de retorno establecido, se estima el evento y_T en varios puntos de la sub-cuenca de interés; con éstos valores se conforma una REM hipotéticas y a partir de éstas se determina la lluvia media en la sub-cuenca.

El otro método consiste en utilizar los promedios de las lluvias máximas diarias en el sitio de interés. Con dicha información se construye un mapa de isoyetas, como el que se muestra en la Figura 3-20. Las isoyetas de la Figura 3-20 son producto de un análisis del periodo de registro 1976-2005. Así mismo, se presentan los límites geográficos de las regiones homogéneas, a fin de aplicar el factor regional, y_T , adecuado.

Para calcular una tormenta de diseño en un punto de la región homogénea, se deberá aplicar la secuencia siguiente:

- Primero, se ubica geográficamente el sitio o subcuenca que interesa en la Figura 3-20, y se define la región homogénea que corresponda.
- Se elige el sitio o las estaciones que tengan influencia en la cuenca donde se quiere obtener la lluvia máxima. Se obtiene el promedio en dicho sitio o cuenca, \bar{x}_j , ya sea calculado con los datos de la red meteorológica de la zona o con ayuda de las isoyetas de lluvias máximas, como la que se muestra en la Figura 3-20.
- Se eligen los factores regionales y_T de la Tabla 3-11, según la región homogénea.
- Se calcula los eventos de lluvias máximas diarias en el sitio aplicando la expresión: $x_T = y_T \cdot \bar{x}_j$.

3.7 DISGREGACIÓN DE LA LLUVIA DIARIA

Una aplicación práctica con los resultados presentados es el cálculo del caudal pico de una crecida o su hidrograma. Esto se logra, primero, estimando la duración de la tormenta, d , para la cuenca de interés; que para el caso de cuencas pequeñas es aproximadamente igual al tiempo de concentración, $d = t_c$ (Chow V. T., 1994). Luego, se obtiene el cociente empírico de lluvias, $K_d = P_d^T / P_{24}^T$, como se explica en el capítulo 2 del presente trabajo, y con base en los resultados de estudios locales se realiza la estimación de eventos extremos para un periodo de retorno deseado. De esta forma, se puede calcular la lluvia total para la duración deseada en términos de la lluvia diaria, utilizando solamente los parámetros: P_{24}^T y K_d , esto es: $P_d^T = K_d \cdot P_{24}^T$.

Para obtener un hietograma sintético se aplica el criterio de distribución temporal propuesto por Luna y Domínguez (2010), quienes plantean disgregar las tormentas de corta o larga duración. Una vez que se tiene la lluvia total o el hietograma se puede aplicar un modelo de lluvia – escorrentía para estimar el hidrograma en la cuenca de estudio (ver capítulo 5).

Por último, conviene recalcar que al contar con estimaciones de precipitaciones más confiables en la zona, se logrará también una mejor estimación de crecidas de diseño.

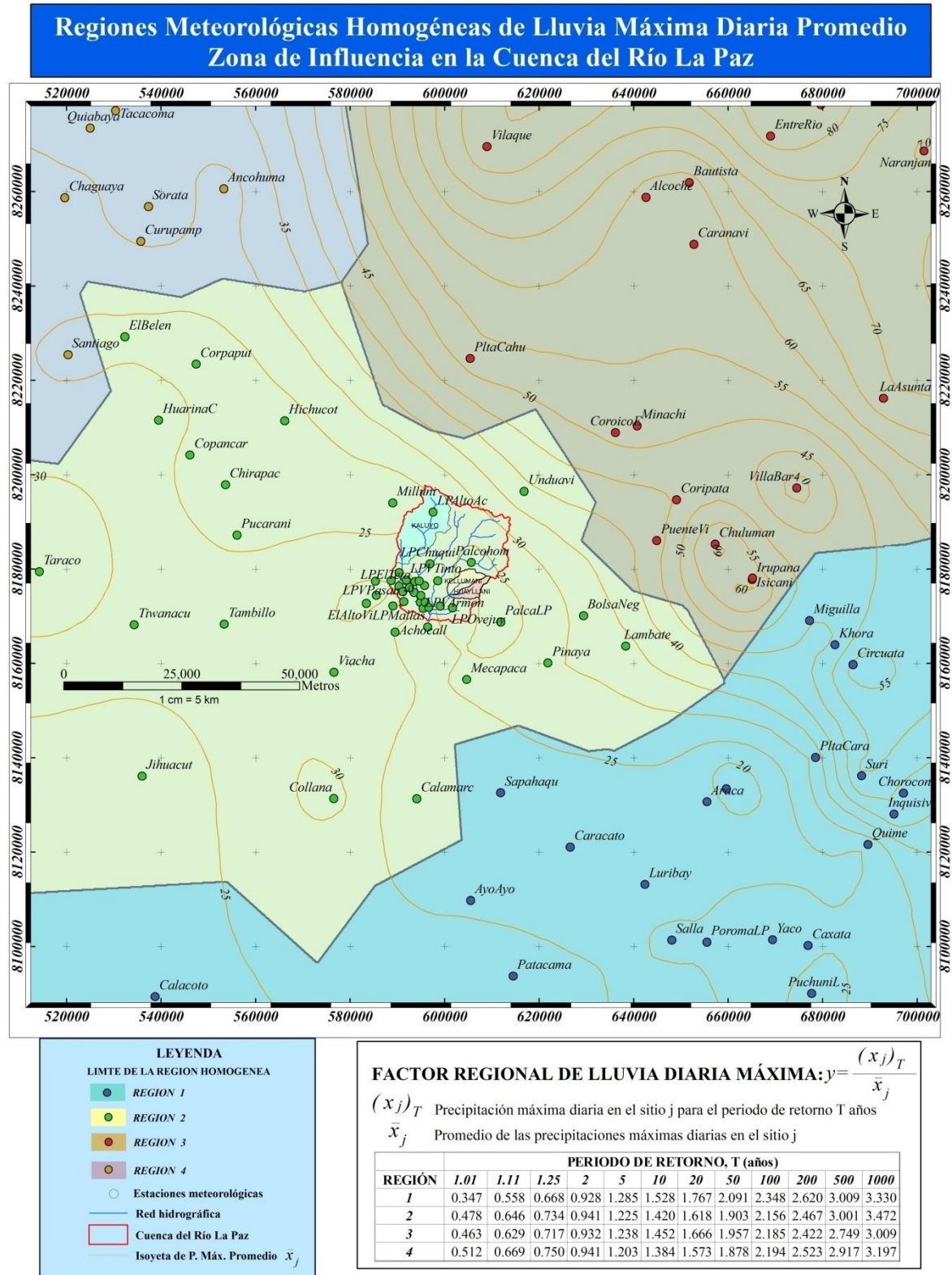


Figura 3-20. Isoyetas de promedios de precipitaciones diarias máximas anuales, en [mm], para la Red de Estaciones Meteorológicas (REM) de la zona de estudio.

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y DOCENCIA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA

UNAM

CAPÍTULO 4

PRONÓSTICO DE TORMENTAS DIARIAS APLICANDO REDES NEURONALES

José Antonio Luna Vera

CAPITULO 4

4 PRONÓSTICO DE LLUVIAS CON REDES NEURONALES ARTIFICIALES

4.1 INTRODUCCIÓN

La observación del clima y sus efectos como la lluvia y las consecuentes características de la escorrentía por los ríos y fuentes de agua, se remonta a las actividades agrícolas de los egipcios que vivieron a orillas del río Nilo por más de 5000 años (IWHA, 2012).

La ciudadanía es influenciada fuertemente por el factor clima. Por milenios, la gente ha recibido predicciones de cómo sería el clima por un día y hasta por una estación. En 650 a. C., los babilonios predecían el tiempo de acuerdo a patrones de nubes. En 340 a. C., Aristóteles describía patrones del tiempo en Meteorología de Aristóteles. Los chinos predecían el tiempo al menos desde 300 a. C (Pascual Blázquez, 2012).

Los antiguos métodos de predicción del tiempo usualmente tomaban en cuenta la experiencia de señalar patrones de eventos, por ejemplo, si el amanecer era particularmente de cielo rojizo, se desarrollaba un mal tiempo. La experiencia acumulada por generaciones producía un protopronóstico (*weather lore*). De todos modos, estas predicciones no se cumplían y tampoco se podía hacer pruebas estadísticas rigurosas. Con la invención de la telegrafía en 1837, comienza la era moderna del pronóstico del tiempo. Antes, no era posible llevar información sobre el estado del tiempo a distancias alejadas, y si había se transportaba a la velocidad de un ferrocarril a vapor, así se dio reportes de condiciones del clima en grandes áreas, hasta perfeccionar los pronósticos regionales (Pascual Blázquez, 2012).

Una vida similar se ha experimentado en nuestro continente, por ejemplo, los pueblos indígenas del *Altiplano Andino* entregan las patatas a la tierra más tarde o más temprano según aparezcan las Pléyades durante el mes de junio; si se ven numerosas y brillantes (unas once) las plantan en fecha normal, a la espera de buenas lluvias y tiempo favorable para el cultivo; si lo hacen mortecinas y en número escaso,

esperan lluvias tardías y demoran la plantación (en Agricultura suele ser más importante el momento de las lluvias que su cantidad). Los pueblos indígenas, a diferencia de los científicos, ignoran que la aparición de las Pléyades³ en su orto de junio está ligada al tipo de flujo de los vientos en el Altiplano, determinado por el fenómeno de El Niño; pero ello no les impide optimizar el momento de la siembra ajustándola a una observación estelar, en principio ajena al desarrollo de las secuencias climáticas en esa zona (Pascual Blázquez, 2012).

En la actualidad, no ha cambiado el interés en conocer la lluvia anticipadamente, ahora se han concentrado esfuerzos en las máquinas creadas por el hombre. Así las computadoras son más rápidas y más baratas cada día, por tanto son más eficientes. La tendencia se está manteniendo de forma constante, y por tanto es formidable y atractivo abordar ciertos problemas usando métodos que en años pasados hubiesen resultado costosos ya que requieren de muchos recursos de cómputo o de excesivo tiempo. Dentro de estas técnicas se pretenden reproducir fenómenos naturales de gran complejidad, tal como se expone en éste estudio.

La naturaleza resulta ser una fuente de datos prolija y abundante que el ser humano ha atesorado durante toda su existencia, más aún que se vienen tiempos difíciles debido a las variaciones extremas en el clima. Este trabajo refiere a los *modelos: conexionista y evolutivo* (Kuri M., 2009), en particular describe la forma en los modelos han logrado enlazar ciertos problemas referidos al comportamiento de la naturaleza. El *modelo conexionista* y las llamadas “*Redes Neuronales Artificiales*” (RNA) tienen un interesante vínculo con las características evolutivas de los procesos interrelacionados.

En las computadoras tradicionales las instrucciones básicas se ejecutan de manera secuencial en la unidad central de proceso, ésta tiene una arquitectura conocida como modelo de *von Neumann* (Kuri M., 2009); esta arquitectura define un sistema secuencial que emplea los datos de la memoria, los interpreta y ejecutan la instrucción correspondiente. En algunos casos la instrucción indica la ubicación en la memoria del cual debe tomar cierta información y cuál deberá ser la siguiente instrucción a procesar. En cierta forma, el trabajo de una computadora es una imitación de la inteligencia humana, pues en todo el proceso se definen patrones aprendidos previamente, con los que es posible generalizar acciones o clasificarlas para luego repetir procesos similares.

En la vida real, las tareas en las que se aplican las RNA tienden a caer dentro de las siguientes categorías generales (Wikipedia, 2010):

- **Aproximación de funciones**, o el análisis de regresión, incluyendo la predicción de series de tiempo y la modelización de funciones complejas.
- **Clasificación**, incluyendo el patrón y el reconocimiento de la secuencia, la detección de la novedad y la toma de decisiones secuenciales.
- El **procesamiento de datos**, incluyendo el filtrado, la agrupación, separación de la señal y compresión.

Las áreas de aplicación de las RNA incluyen la identificación del sistema y el control (del vehículo, de procesos, etc.), el juego y la toma de decisiones (backgammon, ajedrez, carreras), reconocimiento de patrones (los sistemas de radar, la identificación del rostro, el reconocimiento de objetos, entre otros), el reconocimiento de secuencia (gesto, voz, reconocimiento de texto escrito a mano), diagnóstico médico,

³ Las pléyades son un conjunto de estrellas jóvenes (100 millones de años) situados a un costado de la constelación Tauro. A simple vista es una luz azulada en el cielo nocturno que ocupa un prominente lugar en la mitología antigua. Para los quechuas y aimaras es el inicio del año, asimismo, su observación durante más de 5 mil años les enseñó que el periodo de visibilidad de las Pléyades está asociado con el ciclo agrícola anual, también les permitía pronosticar las precipitaciones en la siguiente temporada. (Pascual Blázquez, 2012; Wikipedia, 2010)

aplicaciones financieras, minería de datos (o descubrimiento de conocimiento en bases de datos, "KDD"), visualización y filtrado del spam en el correo electrónico (Wikipedia, 2010).

Las RNA se basan en un conjunto de datos adecuados, y cuando estos datos son arreglados en forma conveniente se pueden emplear para identificar patrones en los datos. Sobre la base de ese patrón de información, los pronósticos se realizan sobre datos independientes para obtener los resultados deseados. La técnica de RNA tiene muchas aplicaciones en el campo de las ciencias y en ingeniería. Así por ejemplo, el manejo de datos y la capacidad de resolver problemas en los que es prácticamente imposible obtener datos primarios, como en las soluciones de modelación de aguas subterráneas experimentado por Ouenes (2000) y Zio, (1997) y en aquellos casos en que se añade la complejidad de la química de las aguas subterráneas, según Gumrah et al. (2000), o donde los procesos son altamente no lineal y espacial y temporalmente variables (Islam y Kothari, 2000), todos citados por Kneale et al (2004).

Según Kneale et al (2004), las redes neuronales son un conjunto de técnicas empleadas para reconocer patrones en distintos tipos de comportamientos en la naturaleza, la salud, biología y para la organización de datos, o como el presente caso, para el pronóstico hidrológico. En la actualidad se han empleado ampliamente en la investigación de otros campos de aplicación, no obstante su empleo en la hidrología ha sido menor, pero su popularidad va en aumento debido a que la naturaleza de los datos de los problemas a resolver se adecua muy bien a la metodología. Las redes neuronales proporcionan una forma de modelación útil cuando hay suficientes datos para vincular las variables de interés (x, y) , (x, y, z) e incluso (x, y, z, t) , sobre todo cuando los resultados son en tiempo real, (Kneale, See, & Abrahart, 2004).

Las técnicas disponibles para el hidrólogo son muchas y muy variadas, cada uno con sus propias ventajas e inconvenientes. La visión de los modelistas en la década de los años 70's fue que los problemas de pronóstico fragmentarían los esquemas de los ordenadores, debido a que se requerían computadoras lo suficientemente potentes como para manejar ecuaciones muy complejas y conjuntos de datos infinitamente grandes, pero de ninguna manera desaparecerían del destino, como lo señaló Freeze y Harlan en 1969, citado por Knale (2004) .

La variabilidad natural del medio ambiente, la singularidad de las cuencas, el caos del sistema y la complejidad de la integración de la escala, junto con el gasto de adquisición de datos, hace a la tarea una difícil previsión. Las RNA tienen como objetivo ofrecer vías alternas a los modelos complejos y complementarios de abordar los problemas, porque pueden proporcionar un sistema de pronóstico muy rápido, que operacionalmente están disponibles en plazos de corto tiempo.

En el trabajo de Pérez (2001), se hace un interesante análisis sobre la teoría del caos y su relación con el comportamiento de las precipitaciones, a fin de obtener una explicación de ese comportamiento a través de modelaciones matemáticas. Si se decidiera modelar el estado de un sistema multidimensional, Γ , éste deberá tener la capacidad de modelar el movimiento de un punto x . Sin embargo, la complejidad multidimensional no se representa por un sistema lineal o de muchos grados de libertad; como ejemplo se tiene el movimiento turbulento de un fluido que puede ser modelado con la variación del espacio, tiempo, y de otras variables independientes. Según Mandelbrot (1982) en algunos problemas se pueden reducir los grados de libertad a un sub-espacio dimensionalmente menor, Γ_a , llamado *atractor*. El *atractor* es un objeto fractal con una dimensión, d , no entero.

Basado en el trabajo de Mandelbrot, Pérez (2001) afirma que si fuera posible identificar las variables que caracterizan al *atractor*, Γ_a , entonces el problema sería analizado con técnicas de la física simple, ya que en el sistema se habrían eliminado gran cantidad de grados de libertad. En muchas ocasiones, el análisis del sistema es simplificado y se pierden elementos esenciales del objetivo, pero se logran resolver los problemas en forma parcial. En el caso de los pronósticos, una elección adecuada de las variables más

relevantes estará dado por un conjunto de datos previos de la variable que se quiere pronosticar, es decir, para pronosticar un evento futuro *¡basta con tener una serie de tiempo de la variable de interés!* .

En 1980 Packard (1980) encontró similar justificación física a la anterior deducción, ya que sostiene que una mayoría de las mediciones del sistema contendrán alguna combinación de las variables más relevantes, aseverando que el cambio esencial se da en el *atractor*. Por lo tanto, las mediciones a diferentes tiempos contendrán en general diferentes combinaciones, de tal forma que la sucesión de m mediciones deberán contener suficiente información para pronosticar el movimiento del *atractor*, siempre que m sea lo suficientemente grande comparada con la dimensión d del *atractor*.

Una teoría más rigurosa fue formulada por Takens (1981) que afirma la existencia de una función suave que tan sólo requiere de $2d + 1$ mediciones pasadas para pronosticar correctamente el futuro de la variable analizada. El pronóstico es tan bueno como aquel resultado de resolver un sistema de ecuaciones completo con sus miles o millones grados de libertad. Aun más, si las variables son medidas con *infinita precisión*, entonces el resultado es insensible en el intervalo de tiempo entre las mediciones pasadas, como aquellas que se desea pronosticar.

Para implementar la solución al problema por medio de RNA es necesario construir una red que interprete los resultados en forma correcta, es decir que contemple los valores medidos, que interactúen los registros en el tiempo y además, esa interacción sea espacial. El arreglo de esa red se conoce como *arquitectura de la red*. La red de neuronas artificiales debe utilizar un conjunto de m variables como fuente de información de entrada, el arreglo en el tiempo y espacio debe reconocer los patrones de las entradas y procesarlos (*entrenarlos*) para producir una salida esperada. Éste enfoque ha sido trabajado en muchas ocasiones y se ha resuelto en forma puntual o se ha olvidado que la información misma es un tesoro que debe aprovecharse.

4.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Cuando se presentan las lluvias u otra forma de precipitación en una región, esta alcanza la superficie terrestre después de haber pasado por mecanismos atmosféricos complejos, y según sea la ubicación geográfica respecto a la latitud del hemisferio, la altitud o características climáticas, estas describen patrones característicos y magnitudes variables en el tiempo y el espacio. En general es de interés conocer su distribución en el tiempo y en el espacio, puesto que ésta información es de vital importancia para las actividades humanas y en especial para prever eventos extremos que produzcan sequías o inundaciones.

La modelación numérica de los procesos atmosféricos, oceánicos y otros han sido siempre una actividad que ha resultado compleja, en términos computacionales. Por ejemplo, un pronóstico de la trayectoria de un huracán a 24 horas sólo es posible en modelos matemáticos de gran escala (que abarcan extensiones con retículas de 1° y hasta 15 km de altura) basados en la medición continua de parámetros atmosféricos y la observación del fenómeno a través de satélite (Pérez P., 2001) .

Las precipitaciones se miden cada mes, semana, día e instantáneo. Por ejemplo, si se desea pronosticar la lluvia en intervalos de 10 minutos y se diría que la cantidad de datos que se procesan en una red meteorológica de 1000 km^2 y densidad de un instrumento por cada 50 km^2 ; lo que resultan 20 equipos, éstos recaudan un total de 720 registros en una tormenta con duración de 6 horas. El pronóstico de lluvias puntual o espacial no es posible tan solo con los trazos de isoyetas a intervalos de 10 minutos e intento de construir una posible trayectoria, sin poder asegurar la magnitud de lo que podría ocurrir en los próximos 10 min, 20 min, ..., 1 h, 2 h, ..., 24 h, 2 días, etc. Éste problema debe encararse mediante el análisis regional de lluvias, utilizando los mínimos para las sequías y los máximos para las inundaciones,

además, determinando el patrón característico de las lluvias y construyendo la memoria de precipitaciones de la región, lo cual sólo se logra recurriendo a la información histórica.

Si se supone un promedio de 100 tormentas por año en toda la región, y aceptando que éstas no están uniformemente distribuidas en el espacio y tiempo, se tendrían más de 2 millones de registros a procesar en la red, sin considerar que día con día la información seguirá aumentando, puesto que toda información nueva es valiosa en la memoria de la red, incluyendo los datos nulos. Además, se requerirá transferir la información de un evento pronosticado en la red de estaciones a uno o más sitios no observados por un proceso de interpolación espacial; lo cual implica que la computadora requerirá mayor capacidad y rapidez. Un análisis similar tendría si en número de tormentas fuera mayor y si la red de observación contara con más estaciones, o bien se tuvieran que analizar más datos, quizás del orden de unos cuantos segundos por registro; entonces, el número de datos a procesar se incrementaría de forma impresionante, generando más exigencia en los ordenadores y en las herramientas para su análisis.

En reciente años aun se contaban con sofisticadas computadoras en que los tiempos de procesamiento alcanzaban varias horas e incluso días. En la actualidad, los avances en la capacidad y desempeño de las computadoras permiten trabajar con problemas más complejos y en tiempos de procesamiento más cortos, asimismo, las nuevas arquitecturas de equipos de cómputo prometen un incremento sustancial en dichas capacidades de los modelos de circulación general atmosférico, los modelos regionales y los anidados de alta calidad que tienen una resolución máxima de 1 km en la horizontal; y que todos ellos han demostrado una capacidad aceptable del pronóstico del tiempo (Dudhia & Et_al, 2005).

Pese a contar con tan *sofisticados modelos de pronóstico* aun existen limitaciones en cuanto a la exactitud, eficiencia y otros aspectos que se mencionan a continuación:

Escala: La posibilidad de realizar un pronóstico espacial de lluvias con los métodos actuales de circulación general es bastante alta, pero sólo tienen el potencial de hacerlo a gran escala y a media. En caso de un radar dependerá de la precisión y alcance, y de la disponibilidad y precisión de una imagen satelital, o como en otros casos, dependerá de la densidad de la red meteorológica. Por tanto, un método que tenga mayor cantidad de información tendrá una ventaja en la espacialidad del pronóstico.

Costo: Los métodos de pronóstico basados en la observación de fenómenos atmosféricos requieren gran inversión económica para su operación y mantenimiento de las estaciones de observación. La densidad de estaciones de observación de circulación atmosférica es muy baja o nula, por tanto las observaciones de una estación lejana resultan poco significativas para el pronóstico de un área sin registros. Para el caso de señales satelitales, el contar con un satélite exclusivo también resulta un alto coste en todo sentido.

Complejidad: Otra limitación para los modelos actuales es la compleja forma en que resuelven los problemas del pronóstico, por ejemplo, un modelo de **predicción atmosférica como el MM5** (Dudhia & Et_al, 2005; Das, 2005), empleado para pronóstico de tormentas en zonas urbanas requiere la calibración de parámetros atmosféricos, medición y re-calibración constante del modelo, sin considerar que la distribución espacial de éstas mediciones no representan adecuadamente al fenómeno debido a que existen pocos puntos de observación. Del mismo modo, los **radares** (Mobayed K. & Buenabad C., 2008), necesitan una calibración juiciosa y demorosa; sin considerar que éstos requieren personal técnico experimentado, tanto para el análisis de datos como el funcionamiento adecuado del instrumento.

En recientes años se ha implementado el uso de **imágenes satelitales** para identificar los patrones y el pronóstico de lluvias, temperatura y otras variables atmosféricas. La aplicación de éstos recursos son una herramienta que ha dado resultados adecuados (Mobayed K. & Buenabad C., 2008), pero su empleo implica una gama de dificultades que requieren gran tiempo de análisis, manejo de gran cantidad de cuadros en el espacio y el tiempo, y desde luego implica la disponibilidad de contar con un satélite que

envíe las imágenes, lo cual excesivamente costoso. También resulta complejo el procesamiento muchas imágenes, por el gran volumen que estos representan al intentar realizar el pronóstico, principalmente para duraciones menores a un día o la implementación del procedimiento en una región muy grande.

Practicidad: La mayoría de los métodos son poco prácticos, ya que se basan en diversa información que involucra procesos atmosféricos con la consiguiente aplicación de ecuaciones tan complejas y teóricas que sólo es posible con una red densa y tecnología moderna. Del mismo modo, las soluciones satelitales requieren gran capacidad de memoria y velocidad en una computadora para almacenar y procesar un pronóstico. En cambio, un modelo de RNA también emplea la memoria virtual y física de un equipo, basado en las observaciones de una red de medición, recolectando y almacenando los datos en tiempo real, como la lluvia distribuida en forma espacial. Los registros de las estaciones meteorológicas de la región resultan de la acción generada en la atmósfera, las RNA procesan los valores de la lluvia histórica identificando el patrón de las tormentas e interrelaciona entre ellas, en tiempo y espacio, para lograr un pronóstico práctico a través de la información numérica.

Eficiencia: La eficiencia de un pronóstico será nula cuando se haga un mal pronóstico y en otras ocasiones no interesa su magnitud sino el haber tomado una acción acertada de prevención. Por lo general, los pronóstico tradicionales usan tecnología de punta y tienen la capacidad de pronosticar la lluvia en una región en términos cualitativos o cuantitativos, los primeros tan solo se utilizan para realizar pronósticos de índole informativa, en cambio, los otros definen la cantidad de lluvia que va a presentarse en tiempo y en el espacio donde se irá a manifestar. La eficiencia o eficacia de un pronóstico se puede medir de distintas formas, en éste capítulo se presentan los índices más empleados en la práctica del pronóstico hidrológico. En el capítulo sobre Aplicación al Sistema de Alerta Meteorológica se describe un criterio para verificar la eficacia del pronóstico.

4.2.1 Objetivos

Desarrollar un criterio de pronóstico espacial de lluvias con anticipación de 24 horas (1 día) aplicando la técnica de redes neuronales, a partir de los registros históricos de una red de pluviómetros. La lluvia diaria pronosticada en una cuenca podrá ser reducida (disgregada) a una tormenta sintética, con el objeto de evaluar el peligro por desbordamiento en la conducción principal de dicha cuenca.

4.2.2 Hipótesis

La información histórica registrada en la red hidrometeorológica es la huella que dejan los fenómenos atmosféricos en la superficie terrestre.

Las RNA tienen la habilidad para memorizar los eventos meteorológicos locales y regionales, y esta tiene la capacidad para identificar el patrón del comportamiento de las lluvias en el tiempo y espacio.

La lluvia media pronosticada es aproximadamente igual a la lluvia media en una cuenca, producto de la ponderación de lluvias observadas en la red meteorológica.

4.3 INTRODUCCIÓN A LAS REDES NEURONALES

El patrón para la clasificación de métodos de modelización hidrológica fue expuesto en 1977 por Dooge, (Haykin, 1999). Sus tres fases de la *empírica caja negra*, agrupados y basados físicamente en un modelo distribuido de distinción son ampliamente reconocidas. Esto condujo a la aceptación de una jerarquía evidente de la calidad de aproximación con una "*simple caja negra*" considerada menos aceptable que la matemática rigurosa, teóricamente basada en el enfoque de aproximación distribuida. Si bien esta

distinción es académicamente válida, no siempre es útil en términos prácticos. El consejo de utilizar la herramienta más simple que hará el trabajo es apropiado en el modelado práctico y operativo. Si los datos están disponibles y el problema es lineal, por tanto, mediante regresión lineal está muy bien. Por ejemplo, el hidrograma unitario y la fórmula racional sobreviven porque son herramientas prácticas que proporcionan respuestas útiles.

Mientras que las RN's son una técnica relativamente reciente para los hidrólogos que han establecido un antecedente con Govindaraju y Rao (2000), quienes reconocen que fue a partir de la década de 1940. Los conceptos de las RN's llegó con los trabajos de McCulloch y Pitts (1943), pero su uso práctico fue seguido por Rumelhart et al. (1986) con el desarrollo de la red neuronal de propagación hacia atrás (BPNN), algoritmo que conducen a una gran cantidad de aplicaciones en muchas materias, en lo principal a problemas hidrológicos. En la década de los años 1990 se generó varios libros de texto de cierto interés (Masters, 1993; Cruz, 1991) y, probablemente, las primeras aplicaciones hidrológicas se deben al francés Daniell, realizadas en 1991; y otros como Hall y Minns (1993). Así, para los hidrólogos es una técnica nueva, pero hubo una absorción rápida y un florecimiento positivo en conferencias y publicaciones, (Abrahart, Kneale, & See, 2004).

Las aplicaciones hidrológicas de los últimos 10 años se dividen en una serie de categorías y estilos. Hay tres tipos principales de Redes Neuronales: *retropropagación* (BPNN), la *red radial de funciones de base* (RBFN) y el Mapa de características auto organizados (SOFM).

Para lograr un pronóstico con aplicación de RNA es primordial reconocer los principales elementos de dicha red neuronal, asimismo se debe saber "qué" RN y "cuándo" se aplican a la modelación hidrológica, y la cantidad mínima de información que sería necesaria para comprender las diversas operaciones y procesos que se adopten en el modelado neuro-hidrológico.

En vez de reinventar los códigos de programa de propagación hacia atrás (BPNN), para los meteorólogos e hidrológicos parece ser más útil desarrollar un conjunto adecuado de procedimientos de pruebas de calidad. Por ejemplo, Kneale y See (2004) probaron el tiempo de retardo de la Red Neuronal (TDNN) en los pronósticos, emplearon diez pruebas para comparar la exactitud del pronóstico de un hidrograma. Es fundamental que las pruebas elegidas incluyan las que normalmente son utilizadas en la evaluación del modelo hidrológico, tales como el índice de Nash y Sutcliffe (1970), el índice modificado de concordancia de Willmott (1985). Esto permite a los usuarios puedan evaluar los pronósticos de una manera coherente y objetiva y compararlos con los resultados obtenidos de los procedimientos tradicionales de pronóstico hidrológico.

Hay una serie de simuladores de dominio público y comercial que los usuarios pueden emplear para aplicar la técnica de RN's, dependiendo de su plataforma informática preferida, y la sofisticación que se ofrecen en los programas que permiten una atracción importante. En la *World Wide Web Neuronal* existen muchos programas de dominio público sobre redes neuronales, de igual modo existe software comercial que el usuario puede consultar en los sitios *WEB* que se dan en la Para la aplicación del pronóstico de lluvias se recurrió a un sistema informático especializado en redes neuronales, este se conoce en el medio comercial como *DataEngine*. El sistema *DataEngine* es una herramienta para el análisis inteligente de datos que integra métodos estadísticos con Redes Neuronales y tecnologías fuzzy (Difusas). Diseñado e implementado por la compañía alemana M.I.T. (*Management Intelligenter Technologien GmbH*), la herramienta provee los módulos de adquisición y visualización de datos.

Tabla 4-1. El empleo de software es a la vez una potencial ventaja y desventaja, por ejemplo, que los usuarios puedan descargar e instalar los productos de gran alcance de RN y utilizar los paquetes con poco o ningún esfuerzo real.

Para la aplicación del pronóstico de lluvias se recurrió a un sistema informático especializado en redes neuronales, este se conoce en el medio comercial como **DataEngine** (MIT, 2007) . El sistema **DataEngine** (MIT, 2007) es una herramienta para el análisis inteligente de datos que integra métodos estadísticos con Redes Neuronales y tecnologías fuzzy (Difusas). Diseñado e implementado por la compañía alemana M.I.T. (*Management Intelligenten Technologien GmbH*), la herramienta provee los módulos de adquisición y visualización de datos.

Tabla 4-1. Sistemas de simulación de Inteligencia Artificial

SISTEMA	Nombre / Compañía	Referencia
NEUROHELL2	Ward Systems, Inc.	http://www.neuroshell.com http://www.wardsystems.com/neuroshell2.asp
SNNS	Stuttgart Neural Network Simulator, SNNS Group (Univ. of Stuttgart, Alemania)	http://www.ra.cs.uni-tuebingen.de/SNNS/
DE	DataEngine, Management Intelligenten Technologien GmbH, Alemania	http://www.dataengine.de/
IBM SPSS	SPSS Statistics, Neural Networks, USA	http://www.spss.com/software/statistics/neural-networks/
MATLAB	MathWorks , USA.	http://www.mathworks.com/products/neuralnet/
STATISTICA	StatSoft Company, USA.	http://www.statsoft.com/textbook/neural-networks/
MATHEMATICA	Wolfram Research Inc.	http://www.wolfram.com/products/applications/neuralnetworks/

El sistema está especialmente diseñado para analizar y visualizar los *clústeres* (racimos o conglomerados). Además, contiene una lista extensa de funciones matemáticas y métodos estadísticos, que pueden ser utilizados de manera simultánea. En su versión demo el sistema **DataEngine** está habilitado con muchas funciones, incluso tiene la posibilidad grabar los datos e interactuar con sistemas compatibles a Windows, la desventaja es que tiene un tiempo limitado con licencia habilitada vía correo electrónico, (DE, 2011), para uso profesional se sugiere una licencia completa.

4.4 REDES NEURONALES ARTIFICIALES APLICADO A LA HIDROLOGÍA

Para entender las ideas básicas detrás de las redes neuronales, analicemos un ejemplo hidrológico simple. Imagine que se puede acceder a una base de datos de información hidrológica de una región. Supongamos que la base de datos contiene información registrada a cada diez minutos en 5 puntos de un río (sitios CDEFH en la Figura 4-1), los datos de precipitación de un pluviógrafo (A) recopilados cada quince

minutos a partir de un sistema de radar (B) y los datos semanales de la evaporación y humedad del suelo (G), ver Tabla 4-2; medidos para realizar el balance hídrico de la cuenca (Kneale, See, & Abrahart, 2004). La primera tarea es decidir cuál es la estación que se desea modelar, por lo que en un enfoque convencional se puede elegir el modelo en el sitio H, utilizando todo el conjunto de datos como los registros anteriores que envuelven los efectos en ese sitio.

Alternativamente, se puede decidir excéntricamente el pronóstico de la precipitación en el sitio B, con base a todos los datos. El punto es que *las RNA no tienen conocimiento de la relación espacial entre los sitios*, como se ve en el esquema, *ni idea de lo que se está modelando*. Las RNA sólo buscan las relaciones entre los datos de entrada y salida, y a continuación crea sus propias ecuaciones y parámetros para que coincidan los patrones de una manera iterativa.

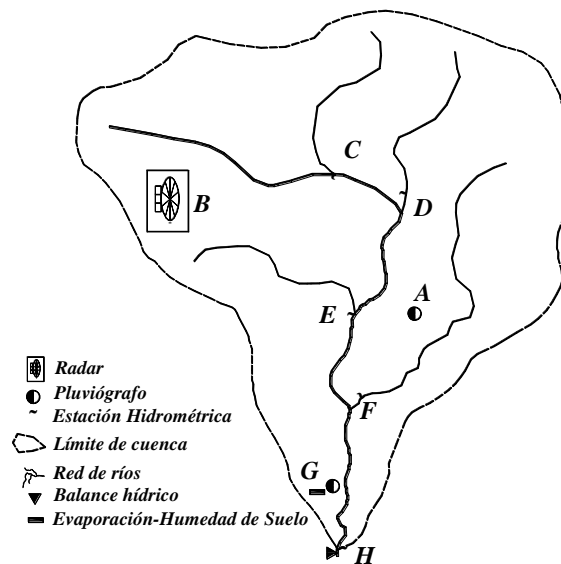


Figura 4-1. Ejemplo de una cuenca y red neuro-hidrológica. Adecuado de (Abrahart, Kneale, & See, 2004)

Un hidrólogo puede optar por empezar a modelar con todos los datos, y analizar para eliminar los que no están contribuyendo significativamente a la salida para encontrar la solución más parsimoniosa, con el consiguiente ahorro de recopilación de datos y el tiempo de su procesamiento.

Tabla 4-2. Potencial de los modelos. Adaptado de (Abrahart, Kneale, & See, 2004)

Sitio	Datos de Entrada	Período de Observación	Potencial del pronóstico		
A	Pluviógrafo (PG)	Continuo	Sitio H	Sitio E	Sitio C
B	Radar	10 minutos			
C, D, E, F y H	Estación hidrométrica	10 minutos			
G	Evaporación/Humedad/Suelo	Diaria			
A-F	Balance hídrico	Semanal			

La analogía del cerebro es de gran ayuda para resolver problemas de ingeniería. Una RNA es una representación matemática de un proceso que opera como neurona biológica (Figura 4-2a). Cada red está formada por nodos y enlaces, al igual que las células nerviosas y los mensajes en un sistema nervioso. El

usuario define la arquitectura de la red y después de varias corridas de prueba y error, esta representación matemática se convierte en el marco del modelo. Por ejemplo, las pruebas pueden demostrar que los datos de radar en el sitio B (Figura 4-1) no pueden aportar información adicional, así que el nodo debe ser removido del modelo para pruebas adicionales.

El pronóstico debe seguir tres etapas claramente diferenciadas del desarrollo de una Red Neuronal Artificial, dichas etapas se mantienen separadas para hacer comparaciones, lo más exacto posible. En el "**modo de entrenamiento**" el patrón de salida en una estación, por decir en H (Figura 4-1) está vinculada a la mayor cantidad de nodos de entrada (AG) como se desee y así los patrones estarán definidos. En la "**fase de entrenamiento**", se utiliza una parte del conjunto total de datos. Adicionalmente, las RN también pueden referirse a un conjunto de datos como "**validación**" de la etapa, para asegurar que el modelo no sea sobreentrenado.

Los datos pueden ser temporalmente contiguos o pueden ser seleccionados como representativos de todo el período. Esto puede ser importante si se piensa que puede haber un cambio sistemático en una cuenca a través de todo el período, derivadas por ejemplo del cambio de uso del suelo o el suceso de un evento extraordinario no registrado. Esto es seguido por una "**fase de prueba**" cuando el modelo se ensaya utilizando conjuntos de datos que no fueron utilizados en el entrenamiento. Si los pronósticos son satisfactorios, el modelo puede ser utilizado de forma "**operacional**" o en "**tiempo real**" para generar pronósticos reales. Estos pronósticos se contrastan con los hechos reales. La medida de precisión de un modelo ideal será el que defina el mejor pronóstico en modo de tiempo real o en modo de validación independiente.

Los modelos de RN se describen frecuentemente como una imitación de los procesos de información en paralelo del cerebro. Sin embargo, se cree que un cerebro humano típico contiene cerca de 10^{+11} neuronas y 10^{+15} interconexiones (*sinapsis*), cada una recibe una entrada adicional de 5000 hasta 15000 neuronas (Haykin, 1999). Según Openshaw un gusano promedio tiene aproximadamente 10^{+3} conexiones, efectivamente, es probable que una RNA tenga entre 10 a 1000 conexiones, por lo que una RNA se considera con una la complejidad de sub-gusano (Openshaw, 1994). Las comparaciones de este tipo es sólo una ilustración, pero de ningún modo inspira confianza inmediata en los méritos de las Redes Neuronales como una técnica de análisis sofisticado.

Una vez establecida la RN se pueden desarrollar los cálculos o actualizar la información y parámetros, a medida que más datos estén disponibles. En este sentido las RN's son dinámicas y el operador puede ajustar y adaptar como se produce el cambio, que los hace potencialmente muy valioso en el modo de funcionamiento hidrológico. En este ejemplo hidrológico simple, que sería lógico para que un operador pueda actualizar las redes de pronóstico al final de cada temporada de lluvias; para tener en cuenta los últimos episodios de precipitaciones y, por lo tanto, dar a los usuarios la confianza en la modelación. La velocidad de procesamiento de una RN es muy alta, en la práctica un modelo puede ser actualizado y reconstruido en tiempo real para tener en cuenta las nuevas circunstancias o cambiar si es necesario (Kneale, See, & Abrahart, 2004).

4.4.1 Perceptrón y perceptrones

Una neurona biológica está compuesta de tres partes (ver Figura 4-2a): i) Dendritas, son las que conducen las señales de entrada; ii) el cuerpo de la célula, el que acumula las señales de entrada y entregarlas para posteriores procesos; y iii) un axón, el cual transmite las señales de salida a otras neuronas que están conectadas a ésta. En la Figura 4-2b se muestra un proceso idealizado del modelo de una neurona, en la

que se muestra las señales recibidas, acumuladas o sumadas en el cuerpo de la célula y posteriormente procesadas para producir su salida.

El proceso de cálculo en una neurona se idealiza en un modelo de neurona, como la Figura 4-3a, en la cual se observa la recepción de las señales, acumulada, o sumadas en el cuerpo de la célula y posteriormente procesadas para producir la salida. Las señales de las salidas son transmitidas a otras neuronas que repiten el proceso, formando una red en la que interactúan entre todas, Figura 4-3b y Figura 4-3c.

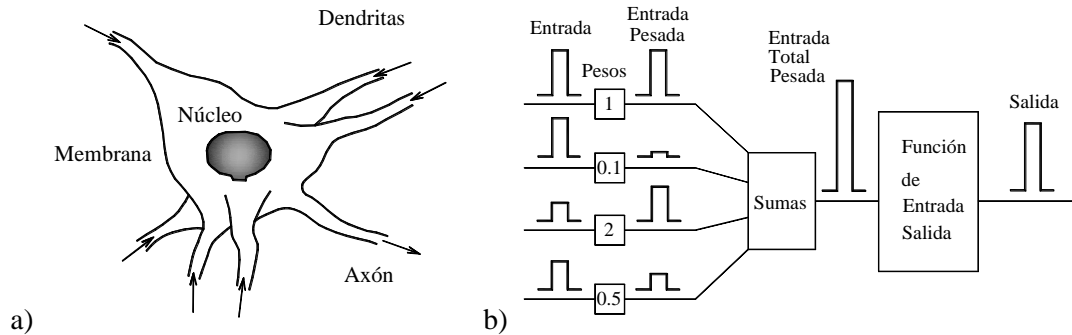


Figura 4-2. a) Neurona biológica y sus características, y b) Detalle del proceso de una neurona. Adaptado de (Samarasinghe, 2007)

El perceptrón es una red neuronal artificial simple y fue ideado por Frank Rosenblatt (Haykin, 1999), éste se puede mostrar como una Neurona Artificial con capacidad de aprender, que constituye una parte de la red neuronal artificial, esto se explica debido a que el perceptrón puede usarse como neurona dentro de un perceptrón más grande (perceptrones) u otro tipo de red neuronal artificial.

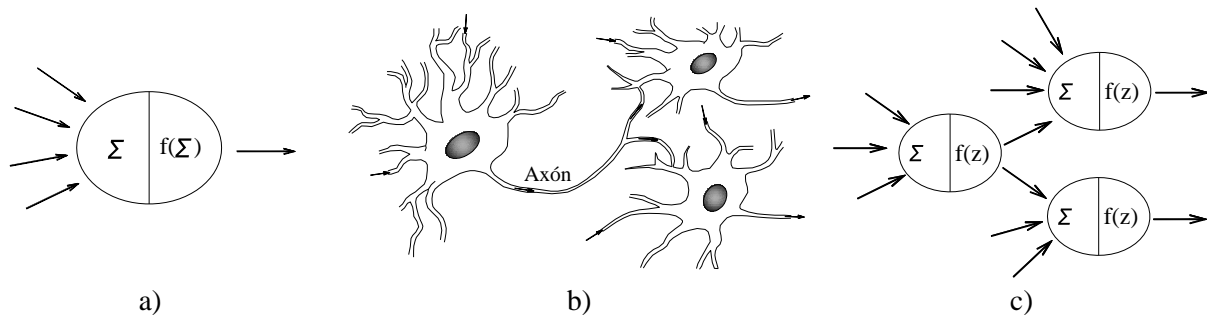


Figura 4-3. Modelo de a) neurona artificial simple; b) Red biológica de neuronas, c) Red de neuronas artificiales. Adaptado de (Samarasinghe, 2007) y (Haykin, 1999)

Durante la década de 1950, Rosenblatt (Haykin, 1999) propuso el primer modelo de red neuronal, llamado **perceptrón**, el cual tiene la capacidad de aprender a clasificar ciertos patrones usando el **esquema de aprendizaje Hebbian**. De igual forma, Rosenblatt introdujo dos conceptos de aprendizaje importantes: el **aprendizaje supervisado** y no-supervisado para el entrenamiento de **redes de perceptrones**. En la actualidad aun se consideran estos conceptos como la base del aprendizaje neuronal.

Aprendizaje supervisado: Cada entrada que recibe la red en la fase de entrenamiento se compara con un objetivo específico. De este modo, la red modifica su comportamiento en función de los resultados que se van obteniendo al hacer tal comparación, a fin de producir una salida.

Por ejemplo, en un modelo de aprendizaje supervisado los datos de entrada podrían ser los datos recolectados de 2 o más estaciones hidrométricas en la parte media y alta de una cuenca, la salida puede ser el gasto en una estación de aguas abajo o a la salida de la cuenca. Otro ejemplo, se pueden relacionar los datos de caudales con los niveles del río con la lluvia, lo cual permitiría realizar de un pronóstico de las descargas, los niveles del agua y su respectiva descarga. En ambos casos se emplean los datos existentes para lograr el aprendizaje supervisado, y una vez entrenado el modelo se proponen otros datos que no fueron utilizados en el aprendizaje para obtener el pronóstico de las variables que interesen.

Aprendizaje no-supervisado o aprendizaje competitivo: Este implica una red de aprendizaje para responder correctamente por sí sola, sin la participación de un agente externo. Cuando se presenta una entrada al perceptrón las neuronas activan diversas asociaciones y a su vez activan otras neuronas respuesta. La neurona de respuesta que recibe los mayores aportes inhibe a las otras y se convierte en la ganadora. En la fase de entrenamiento, la red modifica su comportamiento con base a mecanismos probabilísticos, lo que determina la salida de la red.

4.4.2 Perceptrón de una neurona

El perceptrón de una neurona, también conocido como *perceptrón simple*, recibe múltiples entradas y los procesa para producir una salida. Una de las entradas puede hacerse igual a 1, al cual se le llama *sesgo*; éste se puede considerar como la incorporación de efectos que no son explicados por las variables de entrada de alimentación de la neurona.

Un aprendizaje requiere de un conjunto de insumos y la(s) salida(s) correspondiente(s), que en grupo se denominan *serie de entrenamiento*. Por lo tanto, antes de aprender se debe conocer la verdadera serie de datos de salida por cada vector de entrada y de aprendizaje supervisado, que consiste en la exposición repetida a los datos de entrenamiento y modificación iterativa de los pesos que se ajustan a los valores en forma aleatoria, hasta que el modelo aprenda a realizar la tarea correctamente. A este proceso se le llama entrenamiento de la red.

El procesamiento del perceptrón simple se lleva a cabo de la siguiente manera: Los pesos se inicializan con valores aleatorios (con distribución normal). Se emplea el patrón de la primera entrada y se ponderan por los pesos correspondientes, sumados y transformados a través de una la función de umbral para producir una salida. La función de umbral es una función de paso unitario posicionado en el origen, de tal manera que la salida del perceptrón es 1 ó 0 (similar al concepto de encendido o apagado). Si la suma ponderada es mayor o igual a 0, la salida es 1, de lo contrario, es 0. En consecuencia, un perceptrón de una sola salida se indica sólo dos clases de salida (1 ó 0).

La salida del perceptrón, denotada por y_j , se compara con la salida objetivo, d_j . Si el resultado de la modelación es incorrecto, el algoritmo de aprendizaje se ajusta a los pesos para asignar correctamente los datos de entrada a una de las dos clases. Se obtiene el siguiente patrón de entradas y el proceso se repite para todos los patrones de entrada hasta que el aprendizaje se haya completado. Los parámetros que definen el modelo de red neuronal final son los factores de peso. Más adelante se explica y se ejemplifica el procedimiento descrito.

4.4.3 Perceptrón por capas

La Figura 4-4 muestra la estructura de un **perceptrón** estándar de tres capas. La **capa de entrada** lo conforman los datos de inicio en la red, las salidas son los nodos o resultados en la **capa de salida**. Los nodos de la **capa media**, no visible para las entradas ni las salidas, se denomina **capa oculta**, y a diferencia de las **capas de entrada y salida**, su tamaño no es fijo. La **capa oculta** se utiliza generalmente

para hacer un cuello de botella, obligando a la red para hacer un modelo simple del sistema de generación de los datos, con la capacidad de generalizar a los patrones nunca antes visto.

Los problemas de clasificación con más de dos categorías de salida pueden ser resueltos por un perceptrón de múltiples salidas que tiene una neurona de salida para cada categoría en la capa de salida. El proceso de entrenamiento para un perceptrón de múltiples salidas consiste en el mapeo de cada patrón de entrada a la categoría de salida correcta, por el ajuste de forma iterativa de los pesos se logra producir salida de 1 a la neurona de salida correspondiente y 0 en las restantes.

4.4.4 Perceptrones por Multicapas (MLP)

Una RN de **perceptrones multicapas** (PMC) está conformada por múltiples capas de entrada, capas escondidas y de salida, a éste tipo de red se les simboliza con las siglas MLP del inglés *Multi Layer Perceptron*. En síntesis, un MLP es una generalización de perceptrón simple ya que su estructura está conformada por más de una neurona. Su implementación en diversas áreas ha coadyuvado a la resolución de problemas actuales, cuyos análisis teóricos y empíricos reflejan comportamientos de tipo no lineal o caótico; logrando explicar dichos problemas sin tener una relación física con el fenómeno. Por esa razón, algunos autores coinciden en que el MLP bien podría ser un aproximador universal.

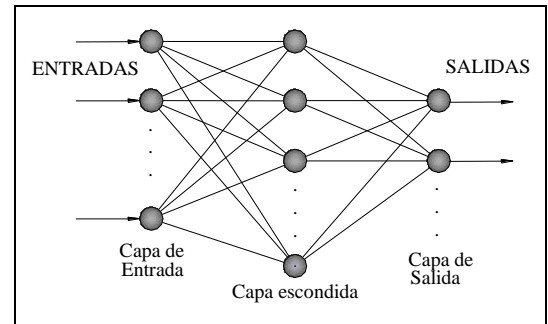


Figura 4-4. Modelo neuronal de perceptrón estándar de dos capas.

Un ejemplo de MLP puede ser el mostrado en la Figura 4-4; aunque éste muestre una lógica y simple red, su estructura puede ser imitada para aumentar el tamaño de la red, incrementando el número de variables de entrada y/o salida, así como el de las neuronas escondidas. Por tanto, un problema de MLP se traduce en una estructura de datos multidimensional, en la que todos los datos interactúan entre sí para lograr un solo objetivo, transmitir la información y llegar a ser casi idénticos al patrón de comportamiento de los datos.

4.4.5 Arquitectura de la red neuronal

Las RN's se construyen a partir de dos elementos básicos: las unidades de proceso (también conocido como elementos, nodos o neuronas) y las conexiones ponderadas (también conocido como arcos, aristas o enlaces). Estos componentes y sus respectivas organizaciones forman la "*arquitectura de la red*". Maren (1991) ha sugerido que la configuración de arquitectura de una RN y los componentes se puede describir en tres niveles básicos:

- i) **Micro-estructura:** Las características de cada unidad de procesamiento en una red (Figura 4-5).
- ii) **Meso-estructura:** La manera en que una red está organizada, incluyendo características tales como el número de capas, el patrón de conexiones y el flujo de información; y
- iii) **Macro-estructura:** La forma en que están vinculadas una serie de "redes" en conjunto, interactuando entre sí para crear una solución más compleja, para tareas más exigentes.

La Figura 4-5 ilustra la organización estándar de una unidad de proceso individual, que es la **micro-estructura** de una RN. Cada unidad de proceso puede tener numerosas conexiones entrantes, que llegan de otras unidades de procesamiento, o desde el "mundo exterior", x_1, x_2, \dots, x_n . El "mundo exterior" podría ser la entrada de datos en bruto o los productos obtenidos de otro modelo de pronóstico, que exportan los datos para su proceso por RN's. Las conexiones funcionan como rutas unidireccionales que conducen las señales o los datos, y transmiten la información en una dirección predeterminada. Estas son las "conexiones de entrada" definidas por el usuario y no hay límite en su número.

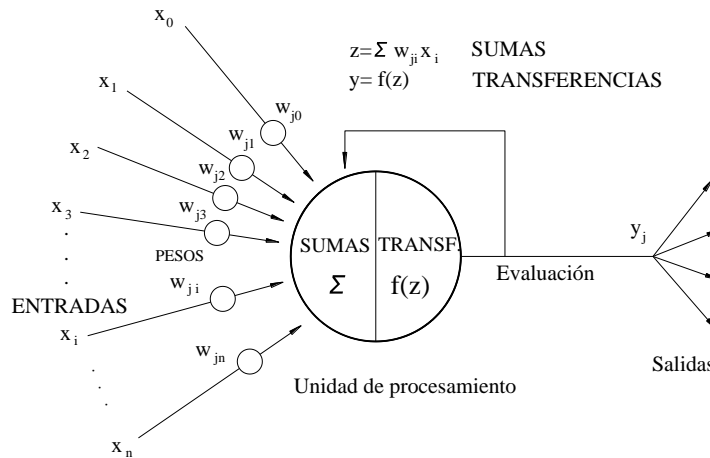


Figura 4-5. Micro estructura de una RN en términos de las unidades de procesamiento

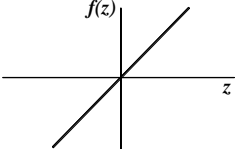
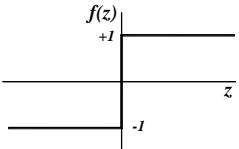
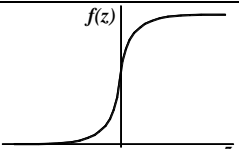
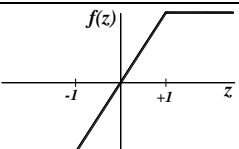
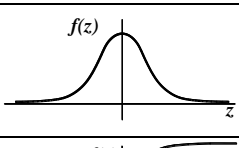
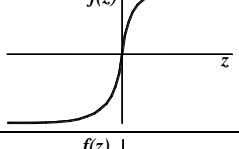
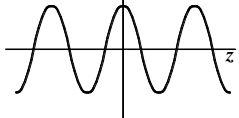
También hay una entrada por defecto al análisis, el cual se denomina sesgo, que es una constante, $x_0 = 1$ o bien, $w_{j0} = 1$. Cada unidad de procesamiento primero calcula un valor intermedio que comprende la suma ponderada de todas sus entradas $z_j = \sum w_{ij} x_i$, ecuación (4.109). Este valor se pasa a través de la función de transferencia, $f(z)$, que realiza una **transformación no-lineal**. El proyectista puede elegir una función de transferencia basada en sus propias políticas de operación o bien probar las funciones logística, sigmoidea, umbral lineal, gaussiano o tangente hiperbólica. En la Tabla 4-3 se ha recopilado las funciones de uso más frecuente, asimismo, se añaden algunas de sus características, como ser: ecuación que la describe, rango, derivada y una gráfica esquemática en el sistema de coordenadas $z-f(z)$. Según Samarasinghe (2007), la selección apropiada de una función de transferencia está ligada a la naturaleza específica de cada problema y su solución propuesta.

Cada conexión representa a los pesos, denominados "parámetros de conexión", que a su salida llevan copias idénticas de cada señal numérica, al estado o nivel de activación de esa unidad de procesamiento, $y_j = f(z_j)$. Estos pesos se ajustan durante el proceso de aprendizaje para determinar el comportamiento global de la solución neural, y que en combinación generan la llamada "función de la red".

Shamseldin, y otros (2002) exploraron la aplicación de varias funciones de transferencia y descubrieron que en la mayoría de los casos la función sigmoidea o logística proporciona los mejores resultados y una función arco tangente produce los peores resultados. Cada unidad de proceso puede tener numerosas conexiones de salida, que llevan a otras unidades de procesamiento o al "mundo exterior"; y de nuevo, no hay ninguna restricción en su número.

La Figura 4-4 ilustra una organización estándar de la arquitectura de una RNA catalogada como meso-estructura. La estructura básica consiste en varias unidades de procesamiento (perceptrones simples) arreglados en un determinado número de capas e interconectados entre sí. Los datos ingresan a la red a través de las unidades de entrada (capa de entrada). Hacia adelante, la información es transmitida a la(s) capa(s) oculta(s), posteriormente, la salida se realiza en la capa de salida.

Tabla 4-3. Funciones de transferencia típicas (compilación propia)

Función	Función de Activación	Rango	Derivada	Gráfica
Lineal	$f(z) = z$	$[-\infty, +\infty]$	$f'(z) = 1$	
Escalón	$f(z) = \text{signo}(z)$ $f(z) = H(z)$	$[-1, +1]$ $[0, +1]$	$f'(z) = 0$	
Sigmoidea o Logística	$f(z) = \frac{1}{1 + e^{-z}}$	$[0, +1]$	$f'(z) = f(z) [1 - f(z)]$	
Lineal a tramos	$f(z) = \begin{cases} -1, & x < -1 \\ z, & -1 \leq x \leq +1 \\ +1, & x > +1 \end{cases}$	$[-1, +1]$	$f'(z) = 0$ $f'(z) = 1$ $f'(z) = 0$	
Gaussiano	$f(z) = e^{-z^2}$	$[0, +1]$	$f'(z) = -2ze^{-z^2}$	
Tangente Hiperbólica	$f(z) = \frac{e^z - e^{-z}}{e^z + e^{-z}}$	$[-1, +1]$	$f'(z) = \frac{1 + f(z)}{1 - f(z)}$	
Sinusoidal	$f(z) = A \sin(\omega z + \theta)$	$[-1, +1]$	$f'(z) = A\omega \cos(\omega z + \theta)$	

4.5 APRENDIZAJE DE UN PERCEPTRON MULTICAPA

Según Fischler y Firschein, 1987, citado por Abrahart (2004), el aprendizaje de una RNA se define como "El cambio deliberado o dirigido en el conocimiento de la estructura de un sistema que le permite realizar una posterior mejora por medio de repeticiones de algún tipo de tarea". Al utilizar alguno de los tipos de aprendizaje, *supervisado* o *no-supervisado*, el modelo de entrada debe ser evaluado por un parámetro que evalúe la eficacia y rapidez del aprendizaje.

Por otra parte, Isasi y Galván (2004) afirman que el aprendizaje es la parte más importante de un modelo de Red Neuronal, porque determina la capacidad de poder resolver el problema. Dicha capacidad deberá tener las siguientes características: i) *significativa*; basada en un número suficiente de ejemplos (patrones), y ii) *representativa*, los patrones deben ser diversos y no basarse en un solo tipo de patrón.

Cada combinación de datos de entrada y salida se debe referir a un par entrenado y a una serie de pares que conforman un grupo de datos entrenados. El periodo de entrenamiento para la presentación de un grupo de pares entrenados es *una época*. El objetivo del entrenamiento es minimizar el error de salida mediante algún algoritmo de búsqueda del error mínimo en una superficie de error, así como el método de "descenso de gradiente". El proceso de aprendizaje se logra cuando los pesos actualizados en numerosas iteraciones se aproximen a los pesos ideales, los que son determinados al haber fijado previamente las condiciones de detención de la búsqueda. Sin embargo, es importante asegurar que la red no llegue al sobre aprendizaje con los datos del entrenamiento, debido a que pierden su poder para generalizar las series de datos que no se ven. La Figura 4-6.a y b ilustran el problema básico de sobre-aprendizaje. Una vez que se ha logrado el entrenamiento, el conjunto de datos utilizados en este proceso puede ser referido como una "serie de validación".

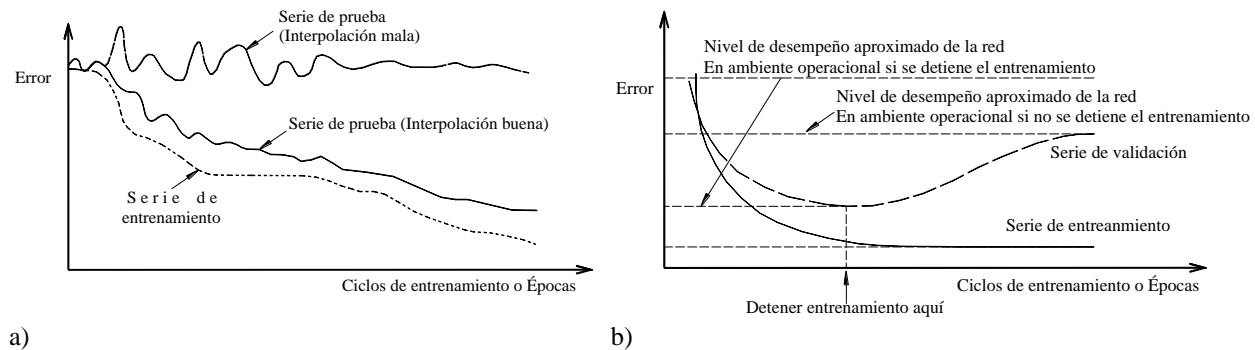


Figura 4-6. Posibles escenarios del error al entrenar una RNA después de múltiples épocas, según Abrahart, Kneale y See (2004)

Si una solución neuronal tiene insuficientes complejidades, o ha sido sobre-entrenada, no será capaz de detectar la señal completa con una base de datos de configuración complicada. Si la solución neuronal es muy compleja, o ha sido sobre-ajustada, ésta produciría un error y haría al modelo poco eficaz.

En el año 1960 el profesor Widrow y su estudiante graduado Hoff, de la universidad Stanford, desarrollaron una red neuronal simple de una capa que era capaz de aprender a clasificar, supervisar el error y corregir el error por medio del algoritmo conocido como descenso de gradiente. La forma lineal de la neurona hizo que la llamaran "ADALINE", del inglés *Adaptive Linear Neuron* o *Adaptive Linear Element*. Ésta está basada en la neurona de McCulloch y Pitts, que consiste en un peso, un sesgo y la función de sumatoria. La diferencia entre ADALINE y el Perceptrón estándar en que en la fase de aprendizaje los pesos son ajustados de acuerdo con la suma ponderada de las entradas. En el perceptrón

estándar, la red es pasada por la función de activación y la salida de la función es empleada para ajustar los pesos (Haykin, 1999).

Una neurona lineal se puede expresar a partir de un patrón de entrada conformado por: x_1, x_2, \dots, x_n con sus correspondientes pesos w_1, w_2, \dots, w_n y un sesgo a la entrada de +1 con el respectivo peso w_0 . En los cálculos preliminares la red ingresa z como sigue:

$$z = \left(\sum_{i=1 \dots n} w_i x_i \right) + w_0 = w_1 x_1 + w_2 x_2 + \dots + w_n x_n + w_0 \quad (4.97)$$

La transformación lineal resulta

$$y = z$$

De allí que, matemáticamente, la neurona lineal da un modelo lineal como sigue

$$y = w_1 x_1 + w_2 x_2 + \dots + w_n x_n + w_0 \quad (4.98)$$

Por tanto, el modelo de una neurona lineal es análogo a un modelo estadístico de regresión lineal múltiple, con la ventaja de que al ser analizada como una neurona la variable z tiene la capacidad de un perceptrón, esto es, de aprender o bien de retener en la memoria.

4.5.1 Aprendizaje Hebbian

Las redes neuronales simples que tienen la tarea de clasificar no tienen la capacidad de aprender. En 1949, el sicólogo *Donald Hebb* (Haykin, 1999), propuso un mecanismo mediante el cual el aprendizaje puede tener lugar en las neuronas en ambiente de aprendizaje. Los puntos clave de la contribución de *Hebb* son:

1. La información de una red está almacenada en los pesos o conexiones entre las neuronas.
2. El cambio del peso entre dos neuronas es proporcional al producto de sus valores de activación, lo que permite una formulación matemática del concepto que una mayor excitación entre las neuronas conduce al incremento del peso entre ellas.
3. Propuso una teoría de conjunto de neuronas, sugiriendo que el aprendizaje tiene lugar en varias ocasiones y simultáneamente la activación de un grupo de neuronas conectadas débilmente, la fuerza y los patrones de los pesos entre ellas sufren cambios incrementales, lo que lleva a la formación de conjuntos de neuronas fuertemente conectadas.

El *aprendizaje Hebbian* puede ser expresado como sigue: Si dos neuronas tienen activación, de x y y , y si x excita a y (o se mueve en la misma dirección) entonces se incrementa la fuerza de conexión entre ellas. Por lo tanto, el cambio de los pesos entre las dos neuronas, Δw , es proporcional al producto de x por y , esto es

$$\Delta w \propto x \cdot y \quad (4.99)$$

La proporcionalidad en la anterior ecuación puede ser removida utilizando un coeficiente, así que

$$\Delta w = \beta x \cdot y \quad (4.100)$$

El nuevo valor del peso es

$$w_{actual} = w_{anterior} + \Delta w = w_{anterior} + \beta x \cdot y \quad (4.101)$$

Este concepto fue extendido lógicamente en el contexto de que una suma activa una neurona y una resta inhibe la actividad de la neurona. La constante de proporcionalidad, β , es llamada "*proporción de*

aprendizaje” este determina la velocidad de aprendizaje. Cuanto mayor sea β más rápido será el cambio de los pesos y viceversa.

4.5.2 Aprendizaje con la Regla Delta

Si se cuenta con los datos de entrada x , los valores pronosticados, y , deben contrastarse con los valores reales de salida, d . La Regla Delta, que se deduce a continuación, puede emplearse para lograr el aprendizaje de una neurona simple.

$$z = w_1 x \tag{4.102}$$

$$y = z = w_1 x$$

El error de aprendizaje es E

$$E = d - y = d - w_1 x$$

El error cuadrático de un patrón de entrada es

$$\varepsilon = \frac{1}{2} E^2 = \frac{1}{2} (d - w_1 x)^2 \tag{4.103}$$

El indicador de error empleado en la Regla Delta es el cuadrado del error, el cual es preferido respecto un error simple porque el cuadrado elimina el signo de este, lo que podría causar un problema cuando el error se suma en todos los patrones de entrada. La fracción $\frac{1}{2}$ es arbitraria, y es utilizada por simple conveniencia matemática, ya que al derivarla, ésta se elimina. El cuadrado de una función de error con relación a los pesos tiene forma de parábola, para dibujar ésta curva se valúa la función de error al cuadrado con un rango de valores w_1 , con los valores fijos de los pares de valores de entrada, x , y el de salida u objetivo, d .

Para encontrar el gradiente de un peso en particular, después de cada presentación de una entrada, será necesario diferenciar la función de error cuadrático con respecto al peso, w , esto es

$$\frac{d\varepsilon}{dw_1} = \frac{2}{2} (d - y)(-x) = -E x \tag{4.104}$$

Lo cual nos da la magnitud del gradiente del error y la dirección en la cual se incrementa el error más rápidamente, ver Figura 4-7.

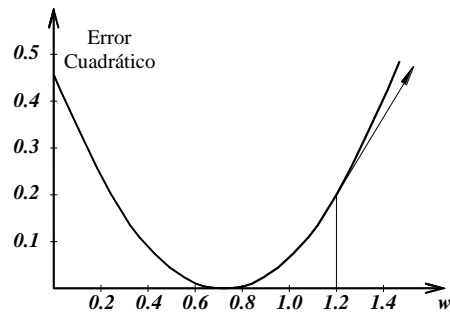


Figura 4-7. Curvas de la función de error para una neurona lineal

De acuerdo a la regla delta, el cambio de peso es proporcional al negativo del gradiente de error porque hay que bajar por la curva de error para minimizar el error, por lo tanto, el cambio de peso es

$$\Delta w_1 \propto E x \quad (4.105)$$

Donde: \propto denota proporcionalidad, por lo que ésta puede ser sustituida por la tasa de aprendizaje, β , como

$$\Delta w_1 = \beta E x \quad (4.106)$$

La tasa de aprendizaje determina cómo es necesario mover o fijar los pesos nuevos a lo largo del gradiente. El nuevo peso después de la i – ésima iteración se expresa como sigue:

$$w_1^{i+1} = w_1^i + \Delta w_1 = w_1^i + \beta E x \quad (4.107)$$

Al emplear la misma lógica en una neurona de múltiples entradas, también con un sesgo a la entrada, la situación es bastante similar

$$\begin{aligned} w_0^{i+1} &= w_0^i + \beta E \\ w_j^{i+1} &= w_j^i + \beta E x_j \end{aligned} \quad (4.108)$$

Donde w_0 es el sesgo y w_j son los pesos de las correspondientes entradas x_j . En este caso, la función del error cuadrático es una superficie multidimensional respecto a los pesos.

4.5.3 Algoritmo Propagación Hacia Atrás (Backpropagation)

Una regla o algoritmo de aprendizaje es el mecanismo por el cual se van adaptando y modificando todos los parámetros de la red. En el caso del MLP se trata de un algoritmo de aprendizaje supervisado, es decir, se realizan las modificaciones de los parámetros para lograr que la salida de la red sea lo más próxima a la salida deseada.

El algoritmo más popular para el entrenamiento de redes neuronales es el de propagación hacia atrás, retro-propagación o simplemente “*backpropagation*”. Ésta técnica ofrece un procedimiento de cómputo eficiente para la evaluación de alternativas del mejor funcionamiento de la red, por medio de la propagación de los errores hacia atrás a través de la red.

La regla de aprendizaje de retro-propagación es una generalización de la **regla delta** [Kratzer 1990]. Además, permite que los pesos de conexiones de neuronas ocultas aprendan. El proceso de aprendizaje del perceptrón multicapa con el algoritmo de propagación hacia atrás se lleva a cabo por medio de los siguientes pasos:

La función de una neurona se puede describir a través de su función de entrada, su función de activación y su función de salida. En *DataEngine* (DE, 2011), la media ponderada de la suma que todas las señales activas en las conexiones de entrada se aplica a la función de entrada, esta es

$$z_j = \sum_i w_{ij} x_i \quad (4.109)$$

Los componentes w_{ij} de esta ecuación representan los pesos de conexión entre una neurona j y otra neurona i , y los componentes x_i representan las señales en la conexión que se trate. La suma es transformada por la función de activación $f(z_j)$.

El algoritmo de aprendizaje de *propagación hacia atrás (backpropagation)* requiere que la función de activación sea diferenciable, por tanto, se puede emplear cualquier función diferenciable. En la bibliografía actual se cuentan con muchas funciones de activación; entre ellas: la *función sigmoidea* y la *función tanh* tienen la ventaja de que su derivada se puede expresar con la misma función; la Tabla 4-3 resume otras funciones de activación frecuentes.

La función de salida se logra mediante la transferencia directa de la activación de una neurona de entrada. La función de transferencia global de una neurona tiene la siguiente estructura:

$$y_j = a_j = f(z_j) = f\left(\sum_{i=1 \dots n} w_{ij} x_i\right) \quad (4.110)$$

Donde y_j, a_j es la neurona de salida; z_j es su activación, w_{ij} es el peso, x_i es la variable de entrada i, j son los índices del elemento observado.

Por ejemplo, si la función de activación elegida fuera la función sigmoidea, tendremos

$$f(z_j) = \left(\frac{1}{1 + e^{-z_j}}\right)$$

La derivada de ésta función es

$$f'(z_j) = \frac{\partial f(z_j)}{\partial z_j} = \frac{\partial}{\partial z_j} \left(\frac{1}{1 + e^{-z_j}}\right) = f(z_j) [1 - f(z_j)]$$

Luego, los datos de ingreso se representan por un vector, al que se conoce como entrada de la red, es decir, sus elementos, x_i , conforman las neuronas de la capa de entrada. Esta información se propaga a través de la red en la dirección de avance, lo que genera un vector de salida y_j . La comparación de esta red de salida con los elementos de salida supervisada, d_j , provee un error para cada neurona de salida. El objetivo del proceso de aprendizaje es minimizar el error de la red global.

$$E = \frac{1}{2} \sum_j (d_j - y_j)^2 \quad (4.111)$$

La *regla delta* puede ser empleada para que la evaluación del error siempre modifique los pesos de conexión en la dirección del gradiente de la función de error. La adaptación de los pesos se realiza de acuerdo con el concepto de minimización respecto a los parámetros involucrados en la RN.

Para derivar el algoritmo de propagación hacia atrás definamos las siguientes variables:

\vec{x}_j es un vector de entrada para la unidad de procesamiento j , de otra forma, en una matriz cada columna representa una unidad de procesamiento y en las filas se ubican los elementos de cada vector (x_{ij} i -ésima entrada de la j -ésima unidad).

\vec{w}_j es el vector de pesos para la unidad de procesamiento j (w_{ij} peso de x_{ij})

La ecuación (4.109) se puede expresar en forma vectorial, esto es

$$z_j = \vec{w}_j \cdot \vec{x}_j$$

Las salidas de las unidades j se pueden escribir como $y_j = a_j = f(z_j)$ y, por otro lado, las unidades objetivo, d_j , serán los elementos de la supervisión del aprendizaje.

La derivada del error respecto a los pesos, $\partial E / \partial w_{ij}$ para cada unidad j es

$$\frac{\partial E}{\partial w_{ij}} = \frac{\partial E}{\partial z_j} \cdot \frac{\partial z_j}{\partial w_{ij}} = \frac{\partial E}{\partial z_j} x_j \quad (4.112)$$

Luego, considerando el caso en que j es parte de las salidas, entonces

$$\frac{\partial E}{\partial z_j} = \frac{\partial}{\partial z_j} \frac{1}{2} \sum_k (d_j - y_j)^2$$

$$\delta_j = \frac{\partial E}{\partial z_j} = \frac{\partial}{\partial z_j} \left[\frac{1}{2} (d_j - y_j)^2 \right] = -(d_j - y_j) \frac{\partial y_j}{\partial z_j}$$

Se define

$$\delta_j = -[d_j - f(z)] f'(z) \quad (4.113)$$

De ahí la importancia que se tengan $f(z)$ y $f'(z)$, mejor aun si la derivada se pueda expresar en la función origen, por tanto, combinando la expresión anterior con la ecuación (4.112) se tiene

$$\Delta w_{ij} = -\beta \frac{\partial E}{\partial w_{ij}} = \beta \delta_j x_j \quad (4.114)$$

Por consiguiente, la corrección en el error se da por la ecuación

$$\Delta w_{ij} = w_{ij}^{t+1} - w_{ij}^t = -\beta \frac{\partial E}{\partial w_{ij}} \quad (4.115)$$

Y de acuerdo con (4.105) el signo del segundo término de la ec (4.112) cambia, esto es

$$\Delta w_{ij} = \beta \cdot \delta_j \cdot x_i \quad (4.116)$$

Luego, despejando de (4.115) el peso para la siguiente etapa, se tiene

$$w_{ij}^{t+1} = w_{ij}^t + \beta \cdot \delta_j \cdot x_i \quad (4.117)$$

Donde β es la tasa o rapidez de aprendizaje, $0 < \beta < 1$; t es la etapa de la corrección, δ_j error local del elemento oculto j

El componente δ_j representa los errores de los elementos en la siguiente capa, mientras que la w_{ij} representa el peso de conexiones de estos elementos. Se puede observar que, con el fin de calcular el error de una neurona en la capa k , se requieren los errores de todas las neuronas de la capa $k + 1$ (la siguiente capa en la dirección de la capa de salida). El error de una neurona de la capa de salida se obtiene a través de la ecuación (4.113), que reordenada se puede expresar como sigue

$$\delta_j = f'(z_j) \cdot (y_j - d_j) \quad (4.118)$$

En un proceso de búsqueda de los pesos, éste error se calcula en primer lugar y luego es propagado en la capa oculta situada antes de la capa de salida. Este procedimiento se continúa hasta que se haya alcanzado la capa de entrada. Al momento que se alcanza la capa de entrada se ha calculado un error para cada

elemento. Los pesos de conexión pueden ser modificados de acuerdo con los pesos Δw_{ij} calculados en la fase final de este proceso.

4.5.4 Impulso o Momento

Como con cualquier método de descenso de gradiente, la configuración correcta para la tasa de aprendizaje también se aplica al algoritmo de propagación hacia atrás. La función de error puede ser considerada como un espacio (multidimensional) en el que un error se le asigna a cada arreglo de los pesos. Este espacio representa generalmente una gran dependencia no lineal entre el valor de los pesos y el error global. El objetivo del proceso de aprendizaje es encontrar el mínimo global en este espacio de error. El hecho del cambio de pesos de acuerdo con una función lineal de la derivada parcial corresponde a la suposición de que el espacio de error es localmente lineal. El tamaño de la vecindad a ser considerado como "local" es descrito por la tasa de aprendizaje β , éste proceso exige que la tasa de aprendizaje sea lo más pequeña posible.

Sin embargo, una tasa de aprendizaje pequeña significa que requerirá una amplia capacidad de cálculo, lo que implica el peligro de "quedarse estancado" en un mínimo local del espacio de error. Este conflicto puede ser resuelto por la introducción de un término que se conoce como **impulso o momento**. La ecuación para la adaptación de los pesos queda como sigue:

$$\Delta w_{ij}^t = \beta \cdot \delta_j \cdot x_j + \alpha \cdot \Delta w_{ij}^{t-1} \quad (4.119)$$

Donde α es el **impulso**. Este valor está entre cero o uno, por lo general en las proximidades de uno. La regla de aprendizaje así modificada toma en cuenta el cambio de peso desde el escalón de aprendizaje anterior ($t - 1$) en la etapa de aprendizaje actual (t), según el cual las funciones de impulso, plazo en la manera de un filtro de paso bajo. Suprime los efectos oscilatorios y refuerza la tendencia a largo plazo del peso en el proceso de modificación. El hecho de que una tasa de aprendizaje sea pequeña hace que se contrarreste la tendencia oscilatoria e intensifica aún más esta influencia. El resultado general es permitir un aprendizaje más rápido a pesar de una baja tasa de aprendizaje.

4.6 RED MULTIDIMENSIONAL DE PERCEPTRON MULTICAPA

Un MLP puede tener muchas entradas y tanto como salidas, es un conjunto de perceptrones simples. Para los pronósticos es usual emplear una neurona a la salida; sin embargo, una clasificación de múltiples categorías requiere más de una. Por tanto, puede haber una o varias capas ocultas y cualquier número de neuronas ocultas en cada capa. En el caso general, cuando existen n entradas, m neuronas ocultas y k neuronas a la salida, las etapas intermedias de procesamiento dentro de un MLP puede construirse de la siguiente manera.

La neurona oculta de la entrada u_j y j -ésima neurona a la salida, y_j , son:

$$u_j = a_{0j} + \sum_{i=1}^n a_{ij} \cdot x_i \quad (4.120)$$

$$y_j = f(u_j)$$

Donde x_i es la i -ésima entrada, a_{ij} peso asociado con la entrada i y la neurona j , a_{0j} peso sesgado de la neurona oculta j ; y $f(u_j)$ función de activación que transforma z_j en una neurona oculta de salida y_j .

La suma ponderada de entradas v_k y la salida z_k de la k – ésima neurona a la salida pueden escribirse como sigue

$$v_j = b_{0k} + \sum_{j=1}^m b_{jk} \cdot y_j \tag{4.121}$$

$$z_k = f(v_k)$$

Donde m y k son el número de neuronas ocultas y las neuronas a la salida, respectivamente. b_{0k} es el peso sesgado del nodo k –ésimo de salida, b_{jk} peso de conexión entre la j –ésima neurona y la k –ésima neurona de salida, y $f(v_k)$ función de activación de la k –ésima neurona de salida, que transforma v_k en salida final

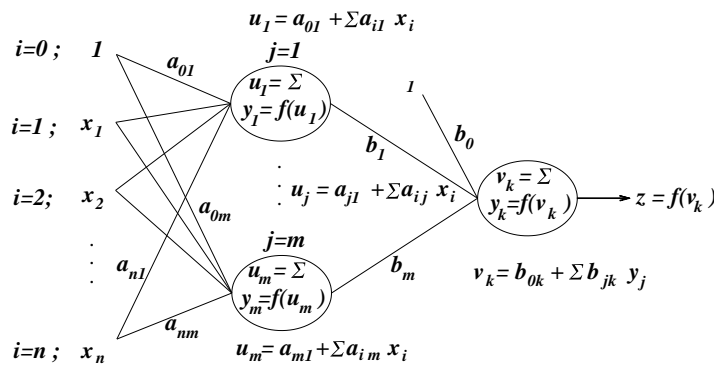


Figura 4-8. Perceptrón Multicapa y pesos de entrada, en la capa oculta y la respectiva salida

El problema con la red mostrada en la Figura 4-8 se puede resolver aplicando el algoritmo de propagación hacia atrás, como se vio en el acápite 4.5.3 .

4.7 ARQUITECTURA DEL PRONÓSTICO DE LLUVIA

Éste caso de red corresponde al un caso general de una Red Neuronal Artificial MLP con muchas entradas y salidas, así como múltiples neuronas escondidas, o a lo mucho igual al número de variables de entrada. La Figura 4-9 es un ejemplo simplificado del modelo de RNA a emplear en el pronóstico de la lluvia, aquí se tiene una capa con m neuronas a la entrada, n neuronas ocultas y k neuronas a la salida, el error combinado de estas E_1, E_2, \dots, E_k , es un parámetro a minimizar.

Por tanto, el erro total se expresa por la siguiente ecuación

$$E = E_1^2 + E_2^2 + \dots + E_k^2 = \frac{1}{2Nk} \sum_{i=1}^k \left[\sum_{i=1}^N (z_{ik} \cdot d_{ik})^2 \right] \tag{4.122}$$

Donde: N es el número total de patrones, k el número de neuronas a la salida, z_{ik} y d_{ik} son el pronóstico a salida y el objetivo a la salida de la k –ésima neurona del patrón de entrada i . Con esto, el proceso siguiente es similar a las derivaciones mencionadas. La principal diferencia es que cada neurona oculta contribuye al error en cada nodo de salida. Las derivadas respecto al elemento sesgado toma la forma de

$$\frac{\partial E}{\partial b_{01}} = (z_1 - d_1) z_1 (1 - z_1); \dots; \frac{\partial E}{\partial b_{0k}} = p_k \tag{4.123}$$

$$p_k = (z_k - d_k) z_k (1 - z_k)$$

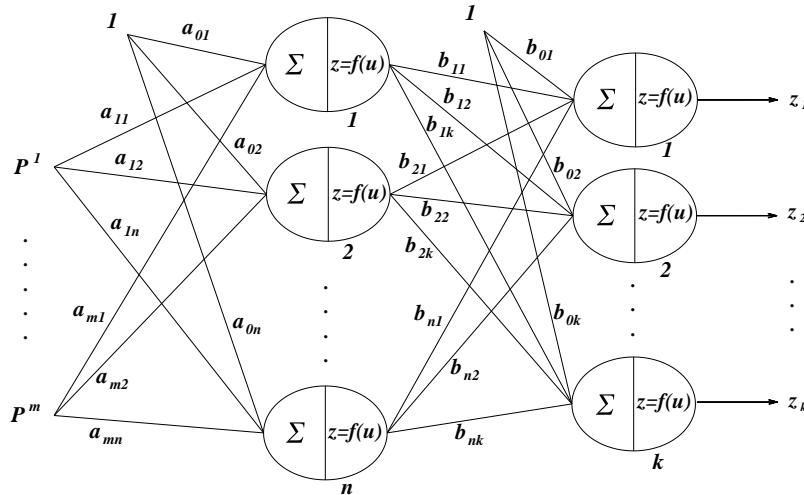


Figura 4-9. Caso general de una RNA de MLP con múltiples salidas

Son muchos los modelos de análisis de tormentas, algunos requieren precisión en el tiempo y otros que incluyen su pronóstico en el espacio. Cuando se requiere hacer una estimación de tormenta en el espacio y en el tiempo fijo se pueden utilizar modelos de interpolación espacial, en cambio si se incluye variación de la tormenta en el tiempo entonces será necesario emplear un modelo y método que permita mejorar la estimación al haber añadido otra variable en el proceso de pronóstico.

La implementación de un proceso estocástico permite el análisis de todas las variables, como la precipitación y su variación en espacio y tiempo, pero la dificultad de estos modelos es que no consideran eventos anteriores, si no que se mueve alrededor de la media y su pronóstico es aleatorio, o bien, no guarda memoria de lo ocurrido en el pasado. Por esta razón, se propone hacer uso de la técnica de las Redes Neuronales Artificiales, ya que éstas tienen la capacidad de aprender los patrones de cada variable y del conjunto. Por otra parte, los procesos estocásticos tienen componentes aleatorios que no son buenos para la estimación y pronóstico de tormentas, por tanto, en el presente trabajo se pretende aplicar y validar alguno de los modelos híbridos como los que a continuación se describen.

4.7.1 Modelo de Pronóstico

El modelo de pronóstico con el Perceptrón Multicapa (MLP) requiere estimar los parámetros por minimización del error de un evento observado respecto del pronosticado (Cisneros I. & Pelczer, 2007). Para lograr esto, se conforma una matriz de datos como la que se presenta en la Tabla 4-4, en la que sus columnas refieren a las estaciones de una red pluviométrica; y los renglones refieren a la información registrada en el tiempo, como el presente caso se trata de lluvia diaria, entonces el paso de tiempo es diario.

$$P_j^{t+1} = f\{P_1^t, \dots, P_j^t, \dots, P_n^t; P_1^{t-1}, \dots, P_j^{t-1}, \dots, P_n^{t-1}; \dots; P_1^{t-p}, \dots, P_j^{t-p}, \dots, P_n^{t-p}\} \quad (4.124)$$

Donde

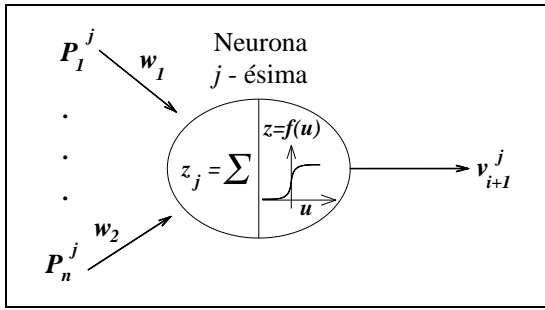
- $P_{i,j}^t$ Es la precipitación en un tiempo t .
- $P_{i,j}^{t-p}$ Es la precipitación en un tiempo $t - p$, en la ubicación j .
- i, j Son la ubicación de la información de entrada y salida
- $T_{i,j}^t$ Es la temperatura media en un tiempo t
- m es el número de estaciones donde se mide la lluvia
- n es el número de datos por cada patrón o elemento de entrada

Para pronosticar un evento en un sitio j (neurona) en el tiempo t_{i+1} se deben analizar los eventos históricos pasados de la j – ésima neurona (estación), es decir todos los registros de lluvias previas al tiempo, t_{i+1} ; en adición, se aplica la técnica BMLP o Perceptrón Multicapa entrenado con el algoritmo de Retro-Propagación (de aprendizaje supervisado). Para ello se definen las variables de entrada con los datos observados, de acuerdo al arreglo mostrado en la Tabla 4-4, luego, el modelo de pronóstico formulado en la expresión (4.124) requiere la caracterización de las tormentas ocurridas en todas las estaciones y en todo tiempo t_{i+1} (incluidas las etapas con lluvia cero); por tanto, la matriz que completa esta información está definida por las variables involucradas en el análisis, con todos los datos previos al tiempo t_i en todas las S_m estaciones.

Tabla 4-4. Estructura de datos de entrada los para m patrones o estaciones con n registros en el tiempo. Modelo de Pronostico de Lluvia (mm) para el tiempo, $t = i + 1$ días, para la estación S_j .

Tiempo, t_i	S_1	S_2	S_3	...	S_j	...	S_m
t_1	P_1^1	P_1^2	P_1^3	...	P_1^j	...	P_1^m
t_2	P_2^1	P_2^2	P_2^3	...	P_2^j	...	P_2^m
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots		\vdots		\vdots
t_{i-1}	P_{i-1}^1	P_{i-1}^2	P_{i-1}^3	...	P_{i-1}^j	...	P_{i-1}^m
t_i	P_i^1	P_i^2	P_i^3	...	P_i^j	...	P_i^m
t_{i+1}	P_{i+1}^1	P_{i+1}^2	P_{i+1}^3	...	P_{i+1}^j	...	P_{i+1}^m
t_{i+2}	P_{i+2}^1	P_{i+2}^2	P_{i+2}^3	...	P_{i+2}^j	...	P_{i+2}^m
\vdots	\vdots	\vdots	\vdots		\vdots		\vdots
t_n	P_n^1	P_n^2	P_n^3	...	P_n^j	...	P_n^m

Un MLP multidimensional, como lo conforman las lluvias de m estaciones registrados en n intervalos de tiempo, puede construirse con base a la arquitectura de las neuronas simples, por ejemplo: La neurona de entrada es la lluvia, P_i^j ; la neurona oculta, u_i^j y de salida(s) v_i^j , en contraste con las observadas, d_i^j , la que puede representarse en forma gráfica como se ve en la siguiente figura.



El caso más general está dado por una arquitectura similar a la que se muestra en la Figura 4-9, la cual puede ser expresada en un esquema tabular, como se muestra en la Tabla 4-5. En DataEngine los datos de entrada están conformados por 4 tipos: Los datos de entrada (input), de entrenamiento (train), de prueba (test) y llamada (recall) o del verbo recordar. En el presente trabajo, la llamada se interpreta como recordar debido a que los datos históricos constituyen la base del pronóstico de eventos futuros.

Figura 4-10. Modelo de pronóstico de un MLP con una neurona simple (por ejemplo, con los datos de una estación)

Tabla 4-5. Estructura de datos de entrada de m patrones (estaciones) con n registros en el tiempo y de salida, para el Pronóstico de Lluvia [mm] en el tiempo, $t = i + 1$ (días)

Pronóstico para el tiempo, t_i	Neuronas de Entrada, x_i^j					Neuronas Ocultas y_i^k	Neuronas de Salida, z_i^j				
	S_1	...	S_j	...	S_m		S_1	...	S_j	...	S_m
2	P_1^1	...	P_1^j	...	P_1^m	y_1^1 ⋮ y_i^k	P_2^1	...	P_2^j	...	P_2^m
3	P_2^1	...	P_2^j	...	P_2^m		P_3^1	...	P_3^j	...	P_3^m
⋮	⋮		⋮		⋮		⋮		⋮		⋮
i	P_{i-1}^1	...	P_{i-1}^j	...	P_{i-1}^m		P_i^1	...	P_i^j	...	P_i^m
$i + 1$	P_i^1	...	P_i^j	...	P_i^m		P_{i+1}^1	...	P_{i+1}^j	...	P_{i+1}^m
$i + 2$	P_{i+1}^1	...	P_{i+1}^j	...	P_{i+1}^m		P_{i+2}^1	...	P_{i+2}^j	...	P_{i+2}^m
$i + 3$	P_{i+2}^1	...	P_{i+2}^j	...	P_{i+2}^m		P_{i+3}^1	...	P_{i+3}^j	...	P_{i+3}^m
⋮	⋮		⋮		⋮		⋮		⋮		⋮
n	P_{n-1}^1	...	P_{n-1}^j	...	P_{n-1}^m		P_n^1	...	P_n^j	...	P_n^m

Donde S_j Es la estación de observación de lluvia que representa el patrón o característica j -ésima; ($j = 1, \dots, m$); P_i^j Objeto o valor observado en la j -ésima estación o valor de la lluvia, en mm, para el tiempo i -ésimo, ($i = 1, \dots, n - 1$).

En la Tabla 4-5 se tiene la estructura conjunta de datos de entrada, de prueba y de entrenamiento; alternativamente se puede utilizar los datos de entrada para hallar los pronósticos de los objetos y observaciones en un tiempo $i + 1$.

Datos de entrada: Éstos son conformados por todos los valores que corresponden a las neuronas de entrada, x_i^j .

Datos de Entrenamiento: La estructura de datos para el entrenamiento está conformada por datos de entrada, x_i^j , y sus correspondientes salidas observadas, O_i^j .

Neuronas Ocultas: Los valores de las neuronas ocultas permanecen activos durante el cálculo, es posible obtenerlas cuando se realizan cálculos parciales o por etapas. Estos datos no forman parte de los archivos de datos, si no que son parte del proceso de cálculo.

Datos de Prueba: Este archivo de datos lo conforma otro grupo de datos de entrada y valores observados, a fin de cuantificar los errores en cada etapa o época de cálculo. Los datos en éste archivo lo conforman datos de entrada, x_i^j , y sus correspondientes salidas observadas, O_i^j .

Datos de Llamada: Los datos de una llamada se emplean para cuantificar la salida, O_i^j .

Con el fin de comprobar los resultados de la prueba, se especifica un archivo que pueda verificar las salidas del modelo el cual, además de los datos de entrada y salida, contiene los valores del error del modelo MLP. En DataEngine el archivo tiene la siguiente estructura:

Tabla 4-6. Estructura de datos de entrada de m patrones (estaciones) con n registros en el tiempo y de salida, para el Pronóstico de Lluvia [mm] en el tiempo, $t = i + 1$ [días]

X_1	...	X_n	Z_1	...	Z_m	O_1	...	O_m	F_1	...	F_m	R_j
e_y			z_y			o_y			f_y			r_j

Donde:

- X_1, \dots, X_n Valores de la característica i ($i = 1, \dots, n$) para la prueba del objeto j (equivalente a lluvia en escala 0-1)
- Z_1, \dots, Z_m Valores objetivo de la salida i ($i = 1, \dots, m$) para la prueba del objeto j
- O_1, \dots, O_m Valores de salida observados en la característica i ($i = 1, \dots, m$) para la prueba del objeto j
- F_1, \dots, F_m Error entre el valor de salida actual y el valor de salida objetivo en la característica i ($i = 1, \dots, m$) para la prueba del objeto j
- R_j Error Cuadrático Medio sobre todas las neuronas de salida para la prueba del objeto j

4.7.2 Esquema Matricial

La neurona artificial recibe información de diversas fuentes, que están representadas por la letra X ; así se tienen elementos de las características X_1 hasta X_n . La información que le llega a una neurona no es en estado puro, sino que es ponderada debido a que un tipo de información tendrá diferente importancia respecto a otro. Por eso, a la información X_i se le multiplica por un peso designado por W_i . Lógicamente, si hay n puntos de información, habrá n pesos, uno por cada punto de información.

Una vez que la neurona recibe la información, todos los datos de informaciones ponderadas por sus pesos se suman. A este proceso se le denomina Regla de Propagación. Esta operación podría adoptar otras fórmulas pero la más habitual es la simple suma de todas las entradas ponderadas, que toma el nombre de Potencial Sináptico (Haykin, 1999). Recordemos la ecuación donde se realiza la ponderación de la información, ecs. (4.110) y (4.120)

$$y_i = f(z_i) = f\left(\sum_{j=1 \dots n} w_j x_j\right) \quad (4.125)$$

Siendo

- $f(z_i)$ el potencial sináptico de la neurona i en el momento t .
- x_j la entrada de datos procedentes de la fuente de información j .

w_j el peso sináptico asociado a la entrada x_j

O en el caso de neuronas múltiples, Ec. (4.121) ó (4.126) .

$$v_j = b_{0k} + \sum_{j=1}^m b_{jk} \cdot y_j \quad (4.126)$$

$$z_k = f(v_k) \quad (4.127)$$

Las anteriores ecuaciones se pueden expresar en forma matricial, lo cual facilita la comprensión del sistema formulado. Por ejemplo, una RNA con 3 variables x_j , y una capa oculta con 4 neuronas, generarán un total de $3 \times 4 = 12$ pesos sinápticos, representados matricialmente de la siguiente forma:

$$[x_1 \quad x_2 \quad x_3] \times \begin{bmatrix} w_{11} & w_{21} & w_{31} & w_{41} \\ w_{12} & w_{22} & w_{32} & w_{42} \\ w_{13} & w_{23} & w_{33} & w_{43} \end{bmatrix} = [H_1 \quad H_2 \quad H_3] \quad (4.128)$$

Y en general

$$[y_1 \quad y_2 \quad y_3] \times \begin{bmatrix} b_{11} & b_{21} & b_{31} & b_{41} \\ b_{12} & b_{22} & b_{32} & b_{42} \\ b_{13} & b_{23} & b_{33} & b_{43} \end{bmatrix} = [H_1 \quad H_2 \quad H_3]$$

Y el componente de sesgo es añadido como sigue

$$[b_{01} \quad b_{02} \quad b_{03}] + [H_1 \quad H_2 \quad H_3] = [v_1 \quad v_2 \quad v_3] \quad (4.129)$$

Al final, cada variable puede ser activada con alguna de las funciones de la Tabla 4-3.

$$z_k = f(v_k) \quad (4.130)$$

4.7.3 Eficiencia del modelo de pronóstico

Una RNA puede lograr el casi perfecto desempeño de una muestra, que se evalúa de acuerdo con el ajuste entre los resultados del modelo y la muestra de datos entrenada. Sin embargo, antes de que el modelo pueda ser utilizado para generar las predicciones necesita ser validado conforme a la representación óptima de los datos observados, de tal manera que el modelo generado tenga la capacidad para producir respuestas precisas a los ejemplos que no figuran en los datos de entrenamiento (Govindaraju, 2000). Este proceso es usual para probar la RNA a un conjunto independiente de datos que no fueron utilizados en el entrenamiento. Las salidas de la red se comparan con los datos observados cualitativamente por la inspección de los errores, conforme se van modificando los factores.

Similar a otros enfoques de la modelación hidrológica, el rendimiento de una RNA entrenada se puede evaluar justamente someténdolo a nuevos patrones que no se ha visto durante el entrenamiento. El rendimiento de la red se puede determinar calculando el porcentaje de error entre los valores pronosticados y deseados. Además, el trazo de la salida del modelo frente a la respuesta deseada es otro criterio válido para evaluar el rendimiento de una RNA. Dado que la búsqueda de los parámetros óptimos de red es básicamente un proceso de minimización, por lo cual es aconsejable repetir los procesos de entrenamiento y validación varias veces, para asegurar que se han obtenido los resultados satisfactorios.

Existen diversos modelos para medir la eficiencia del pronóstico de un modelo de RNA, entre estos se describen los más empleados: i) error cuadrático medio, ii) error medio absoluto, y iii) coeficiente modificado de eficiencia. En los modelos de pronóstico propuestos se aplica el primero para minimizar los errores en la estimación de los pesos sinápticos de la red y la optimización del error de los máximos; por otra parte, en cada par de datos de salida observado–pronosticado; debido a que éstos resultan ser los puntos críticos para lograr el objetivo deseado.

En la evaluación del modelo final, el criterio del coeficiente de eficiencia modificado también refleja una media de correlación entre los datos observados y los pronosticados, pero también es sensible a las diferencias en los promedios observados y previstos y las variaciones.

En este trabajo, la validación de la RNA se realiza combinando el enfoque tradicional del error cuadrático estándar y mediante la evaluación final del modelo, con el fin de determinar la exactitud de la estimación del pronóstico.

4.7.4 Error Cuadrático Medio (EC)

Este criterio es uno de los más utilizados en hidrología y en el presente trabajo se emplea como un criterio básico sugerido por Govidanraju (2000) para hallar el mejor modelo de RNA.

$$EC = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2 \quad (4.131)$$

Donde O_i es el valor observado en el tiempo i , P_i es el valor pronosticado en el mismo tiempo, y N es el número total de observaciones.

4.7.5 Error Medio Absoluto

Intervienen básicamente el valor observado y el pronosticado, para ello se prueban datos históricos pasados, se calibran para distintos eventos y se establecen los parámetros en función a un mínimo EMA.

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |O_i - P_i| \quad (4.132)$$

4.7.6 Coeficiente de Eficiencia Modificado

Éste coeficiente fue introducido por Nash y Sutcliffe (1970). El criterio presume que el valor medio se preserva, pero debe tenerse el cuidado de que las series sean homogéneas o verificar que no haya tendencias.

$$CEM = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N |O_i - \bar{P}|}{\sum_{i=1}^N |O_i - \bar{O}|} \quad (4.133)$$

Donde \bar{O} es el promedio de la serie observada, O_i ; \bar{P} es el promedio de las series pronosticadas.

4.8 APLICACIÓN DEL MODELO DE PRONÓSTICO

La fase de calibración del modelo de pronóstico de lluvias con RNA implica estudiar el potencial de los datos, así como del grupo de estaciones que contribuye con la información en una REM. Para lograr esto se procesó la información de un grupo reducido de estaciones para pronosticar la lluvia en una estación y luego en tres y finalmente en toda la red. Éste proceso permitió conocer que la eficiencia de una arquitectura de RN puede ser mejor que otra, por tanto, el proceso de búsqueda inició con una estación.

4.8.1 Pronóstico de la lluvia en una estación

La Figura 4-11 muestra un ejemplo de corrida con redes neuronales, en la que se ha proporcionado los datos de lluvia precedente de diez años en la REM, periodo de junio de 1980 a mayo de 1990, conformada por 34 estaciones para pronosticar la lluvia en la estación San Calixto (Est-17). La línea de color azul en la mencionada figura representa la lluvia diaria observada y la roja es la pronosticada en el tiempo $t + 1$. Estos resultados muestran de inicio que el método de las RNA y la configuración de la red meteorológica utilizada es un instrumento opcional para el pronóstico de lluvias; ahora bien, el único obstáculo es determinar la configuración de la red óptima para realizar el pronóstico que mejore los resultados, principalmente para los eventos grandes.

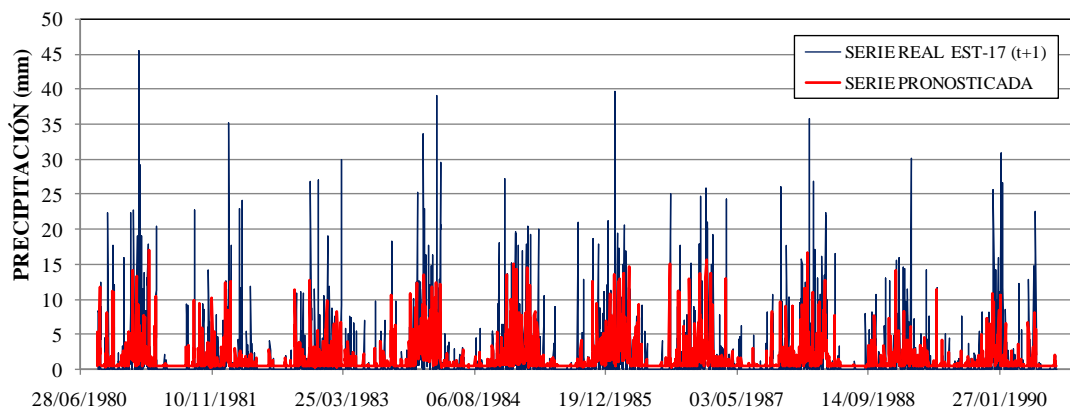


Figura 4-11. Etapa de Calibración. Series pronosticada y observada en el tiempo $t + 1$, con datos precedentes de 10 años (1980-1990), estación San Calixto

Para intentar mejorar el pronóstico se establecen algunos criterios a modificar, por ejemplo: modificar la cantidad de información (es decir aumentar o disminuir la cantidad de datos); lo cual se logra de dos formas, a) Modificando el número de estaciones, o b) Modificando la cantidad de años con datos precedentes.

La Figura 4-12 presenta el pronóstico con la misma red de estaciones del ejemplo anterior, pero aquí se han utilizado sólo 5 años de información precedente. El pronóstico para el tiempo $t + 1$ muestra subestimación de los eventos, en general, es una situación similar al caso presentado con lluvia precedente de 10 años. Es claro que hasta aquí no se han obtenido buenos resultados, por lo cual se deben hacer otras simulaciones, combinando las estaciones adecuadas, cambiando la arquitectura de las redes neuronales y complementando los resultados del proceso de regionalización de lluvias obtenido en el capítulo precedente.

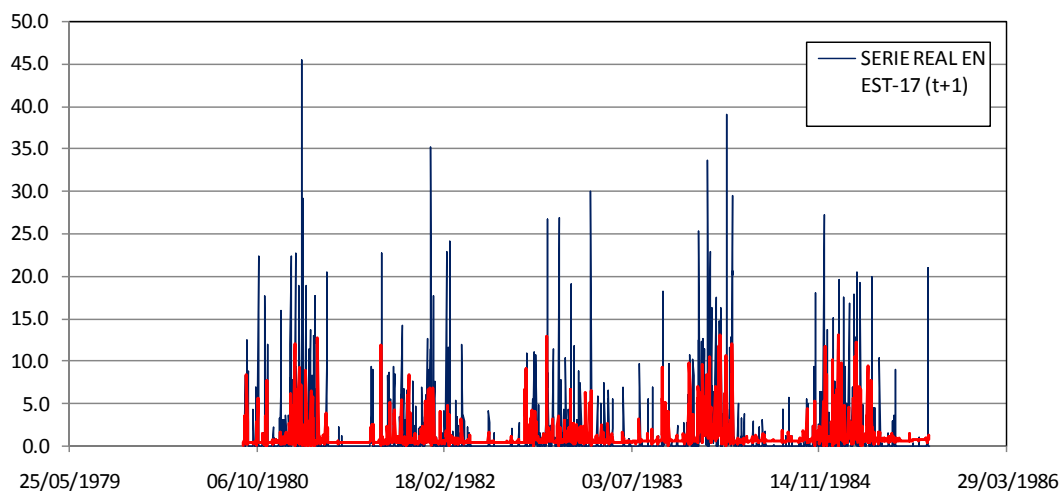


Figura 4-12. Serie pronosticada al tiempo $t + 1$ con datos precedentes de 5 años, estación San Calixto

4.8.2 Entrenamiento y Prueba de la RNA

Para todo entrenamiento de una REM se requiere que las lluvias de las estaciones conformen una región homogénea. El capítulo 3 presenta los métodos para conformación de regiones homogéneas, al final del mencionado capítulo se presenta la distribución homogénea de las estaciones que conforman cada región, en este caso correspondiente a lluvias diarias.

Pronóstico de lluvias requiere entrenar la RNA lo cual se logra, primero, conformar una Red de Estaciones Meteorológicas (REM) homogénea; segundo, definir el sitio en el que se desea pronosticar la lluvia, tercero, seleccionar el periodo de entrenamiento (Training), el periodo de Prueba (Test) y el periodo para recurrir a la memoria (Recall) con el cual se realiza el pronóstico.

El **entrenamiento** requiere contener un número de muestras significativo, una importante cantidad de datos que reflejen en gran parte el comportamiento de cada estación meteorológica. En el presente estudio se ha empleado información mayor a 3 años ($3 \times 365 = 1095$ días) por estación. Bajo el supuesto de que una RNA aprende y memoriza un evento entonces es claro que si se presenta un evento diferente a los que fueron utilizados para el entrenamiento de la RNA, por ejemplo uno mucho mayor a los observados, entonces la RNA no pronosticará el evento, por lo que es necesario re-entrenar la red con los datos recientes o bien realizar esta labor con cierta frecuencia o cuando sea necesario introducir un nuevo dato.

En muchos problemas es necesario contar con un grupo de estaciones con suficientes datos para el entrenamiento. Por ejemplo, para verificar un pronóstico se debe seleccionar una gran parte de la información, por ejemplo, un 80 ó 90% de los datos, el resto se utiliza para probar la red entrenada. La RNA aprenderá los patrones de comportamiento de las lluvias y determinará los parámetros para representar en forma precisa o aproximada los valores observados, pronosticados con base a las observaciones de las estaciones vecinas.

La **prueba** de una RNA calibrada se obtiene con base al grupo de entrenamiento seleccionado, generalmente es el complemento de datos. Para la prueba del modelo de RNA es usual tomar información entre un 20 a 10% de los datos.

El **pronóstico** se logra recurriendo a la memoria de la RNA. Se toman los parámetros calibrados en la etapa de entrenamiento de la red, se re-calculan dichos los parámetros con la prueba y finalmente realizar el pronóstico para un dato o para un grupo de datos con en la fase de recordar los que aconteció (Recall).

El periodo de datos para un pronóstico deben ser aquel que no se utilizó en el entrenamiento o en la prueba, por lo regular se eligen datos observados en etapas posteriores a los periodos de entrenamiento y prueba, y con base a este se realice un recuerdo (recall) para invocar a los parámetros de la RNA y la red se re-calcula produciendo el pronóstico.

Por ejemplo, La Figura 4-14 muestra el pronóstico de la lluvia en la estación El Alto. Para éste caso se eligió la lluvia diaria de 5 años, 01/Jun/2000 al 30/12/2005, del grupo de 34 estaciones (Tabla 4-7). También se definen los periodos siguientes:

- Periodo de Entrenamiento 01/Jun/2000 al 24/12/2005
- Periodo de Prueba 10/Sep/2005 al 24/12/2005
- Periodo de Pronóstico 10/Sep/2005 al 30/12/2005

Se define una RNA conformada por Perceptrón Multicapas, para éste ejemplo se eligen 3 capas: 1) la capa de entrada, 2) capa de neuronas ocultas y 3) capa de salida.

La capa de entrada (CE) está compuesta por la lluvia cronológica de $m = 34$ estaciones, esto significa que hay 34 neuronas en la capa de entrada. En la capa oculta (CO) se elige un total de 6 neuronas, finalmente, la capa salida estará conformada por una sola neurona, la lluvia pronosticada en el tiempo $t + 1$ en la estación El Alto.

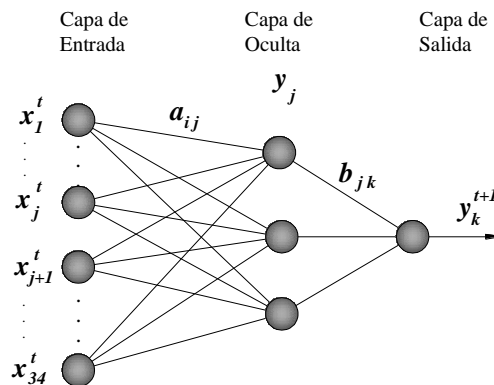


Figura 4-13. Red MLP para el ejemplo de pronóstico de lluvia en la estación El Alto

La Figura 4-13 muestra la arquitectura de la RNA elegida. En ésta red se tienen 6 neuronas ocultas y le conexión con otras neuronas se hace por medio de la función sigmoidea.

Los resultados de ésta modelación se muestran en la Figura 4-14, y se observan los datos de lluvia observada, la lluvia en los periodos de entrenamiento y pronóstico. El pronóstico de la lluvia con ésta arquitectura y red de estaciones demuestra que no es un arreglo adecuado.

Un modelo o arquitectura que puede mejorar el pronóstico de lluvia es aquel que utiliza mayor cantidad de neuronas en la capa escondida, o aquel con mayor cantidad de estaciones o más datos históricos precedentes.

Por ejemplo, la Figura 4-15 presenta el pronóstico con 12 neuronas en la capa oculta. Se observa que en general hubo una mejor representación de la lluvia en el periodo de entrenamiento, y en el mismo sentido una pequeña mejoría en los pronósticos.

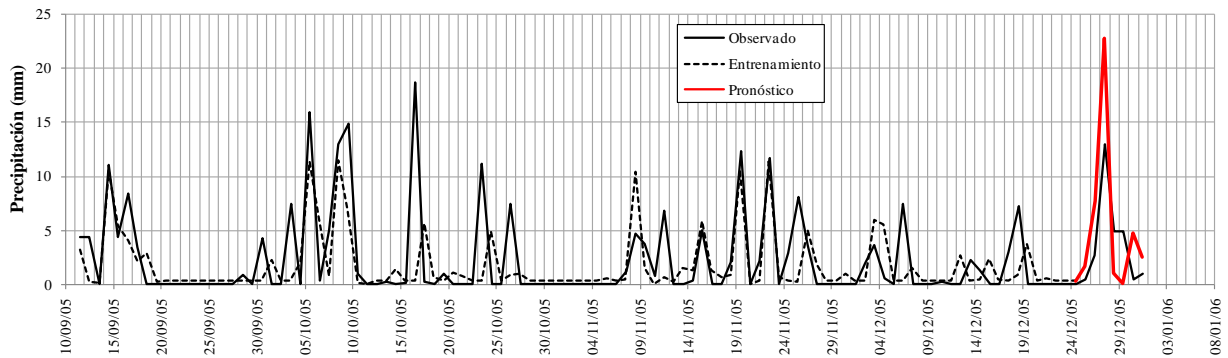


Figura 4-14. Fases de Entrenamiento-Prueba y Pronóstico de una Red Neuronal con 6 neuronas en la CO, estación meteorológica El Alto

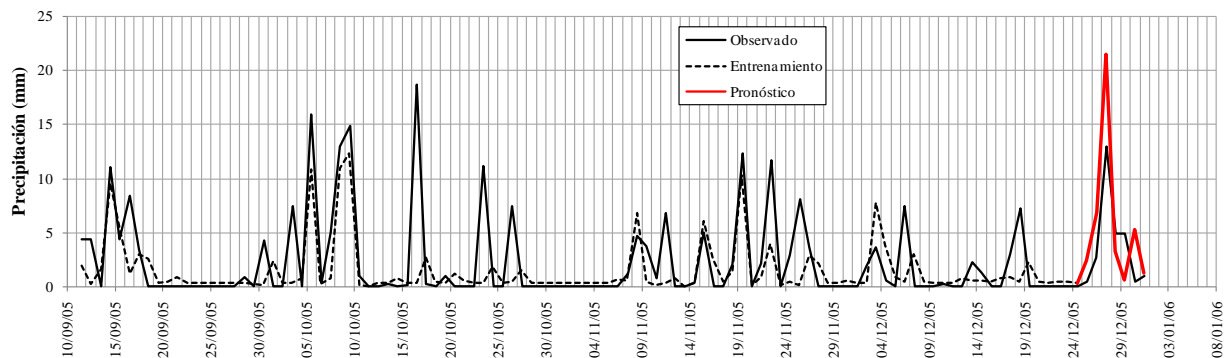


Figura 4-15. Fases de Entrenamiento-Prueba y Pronóstico de una Red Neuronal con 12 neuronas en la CO, estación meteorológica El Alto

En el presente trabajo se probaron distintos arreglos de estaciones de la misma región homogénea y se conformaron 2 grupos importantes, que reflejan en gran parte el registro histórico de lluvias de la región, o bien la memoria de precipitaciones en la cuenca del Río La Paz. Un grupo lo componen 34 estaciones y el otro con 49 estaciones (éste último incluye al primero). La Tabla 4-7 presenta las características geográficas de las estaciones empleadas en ambos grupos y la Figura 4-16 muestra su ubicación espacial respecto a los límites de la cuenca del Río La Paz.

Después de una búsqueda de la configuración de la red meteorológica y la arquitectura de redes neuronales se logró un mejor resultado en el pronóstico de la lluvia aplicando utilizando el Modelo 1 presentado en la ec. (4.124) para un tiempo $t + 1$.

Tabla 4-7. Características de 34 estaciones meteorológicas utilizadas para el pronóstico de tormentas

No.	Estación	Lat.	Long.	Altitud	Grupo		No.	Estación	Lat.	Long.	Altitud	Grupo	
		Sur	West	msnm	34 Est.	49 Est.			West	msnm	msnm	34 Est.	49 Est.
1	Achocalla	-16.5811	-68.1608	3764	G-34E	G-49E	18	LPChuquiaguillo	-16.4497	-68.0925	4024	G-34E	G-49E
2	Ancohumana	-15.7325	-68.5028	4380	----	G-49E	19	LPElTejar	-16.4928	-68.1539	3780	G-34E	G-49E
2	AyoAyo	-17.0942	-68.0083	3888	G-34E	----	20	LPLaikacota	-16.5047	-68.1235	3580	G-34E	G-49E
3	BolsaNegra	-16.5573	-67.7933	4050	----	G-49E	21	LPMallasa	-16.5708	-68.0964	3280	G-34E	G-49E
3	Calacoto	-17.2806	-68.6356	3830	G-34E	----	22	LPOvejuyo	-16.5336	-68.0472	3420	G-34E	G-49E
4	Calamarca	-16.9000	-68.1167	4047	----	G-49E	23	LPPampahasi	-16.4917	-68.1028	3883	G-34E	G-49E
4	ElBelen	-16.0164	-68.6978	3833	G-34E	----	24	LPPlazaVillaruel	-16.4839	-68.1219	3715	G-34E	G-49E
5	Chirapaca	-16.2997	-68.4981	3889	----	G-49E	25	LPPteNegro	-16.5033	-68.1459	3764	G-34E	G-49E
5	ElAltoALima	-16.4822	-68.1694	4100	G-34E	G-49E	26	LPSanCalixto	-16.4953	-68.1325	3658	G-34E	G-49E
6	Collana	-16.9003	-68.2817	3954	----	G-49E	27	LPVArmonia	-16.5102	-68.1099	3590	G-34E	G-49E
6	ElAltoASAANA	-16.5103	-68.1986	4034	G-34E	G-49E	28	LPVCopacabana	-16.4828	-68.1139	3680	G-34E	G-49E
7	Copancara	-16.2428	-68.5686	3840	----	G-49E	29	LPVTinto	-16.4808	-68.1392	3865	G-34E	G-49E
7	ElAltoRioSeco	-16.4833	-68.2000	4080	G-34E	G-49E	30	LPVPasankeri	-16.5225	-68.1439	3935	G-34E	G-49E
8	CoroicoEx	-16.1966	-67.7267	1740	----	G-49E	31	Mecapaca	-16.6711	-68.0183	2850	G-34E	G-49E
8	ElAltoCdSatelite	-16.5308	-68.1653	4040	G-34E	G-49E	32	Milluni	-16.3333	-68.1667	4582	G-34E	G-49E
9	Corpaputu	-16.0688	-68.5569	4033	----	G-49E	33	PalcaLP	-16.5606	-67.9514	3478	G-34E	G-49E
9	ElAltoViAdela	-16.5261	-68.2183	4000	G-34E	G-49E	34	Viacha	-16.6583	-68.2819	3850	G-34E	G-49E
10	LPAchachicala	-16.4669	-68.1533	3840	G-34E	----	41	Palcohome	-16.4467	-68.0106	4250	----	G-49E
11	LPAchumani	-16.5308	-68.0714	3384	G-34E	G-49E	42	Pinaya	-16.6386	-67.8572	3882	----	G-49E
12	LPAltoAchachicala	-16.3506	-68.0867	4380	G-34E	G-49E	43	PltaCahua	-16.0561	-68.0147	1360	----	G-49E
13	LPAltoObr	-16.5236	-68.1111	3370	G-34E	G-49E	44	Pucarani	-16.3961	-68.4750	3854	----	G-49E
14	LPAltoSeguencoma	-16.5347	-68.1056	3384	G-34E	G-49E	45	Sapahaqui	-16.8878	-67.9500	3140	----	G-49E
15	Hichucota	-16.1767	-68.3811	4460	----	G-49E	46	Tambillo	-16.5667	-68.5000	3878	----	G-49E
15	LPBarrioMagisterio	-16.5236	-68.1014	3410	G-34E	G-49E	47	Unduavi	-16.3100	-67.9064	3022	----	G-49E
16	Lambate	-16.6052	-67.7032	3365	----	G-49E	48	Viacha	-16.6583	-68.2819	3850	----	----
16	LPBellaVista	-16.5333	-68.0946	3340	G-34E	G-49E	49	Vilaque	-15.6500	-67.9833	625	----	G-49E
17	LPChicani	-16.4822	-68.0767	3620	G-34E	G-49E	---	----	----	----	----	----	----

Otra alternativa del pronóstico de lluvias es proponer información a un modelo de RNA con datos de lluvia en los tiempos $t + 2$, $t + 3$, ó $t + k$, con base a un determinado número estaciones y datos precedentes. Por ejemplo, en la Figura 4-17 se muestra una corrida en la que se ha pronosticado la lluvia en un punto para el tiempo $t + 2$, estación San Calixto; y se han utilizado datos históricos precedentes de 10 años de la misma red meteorológica utilizada en los ejemplos anteriores.

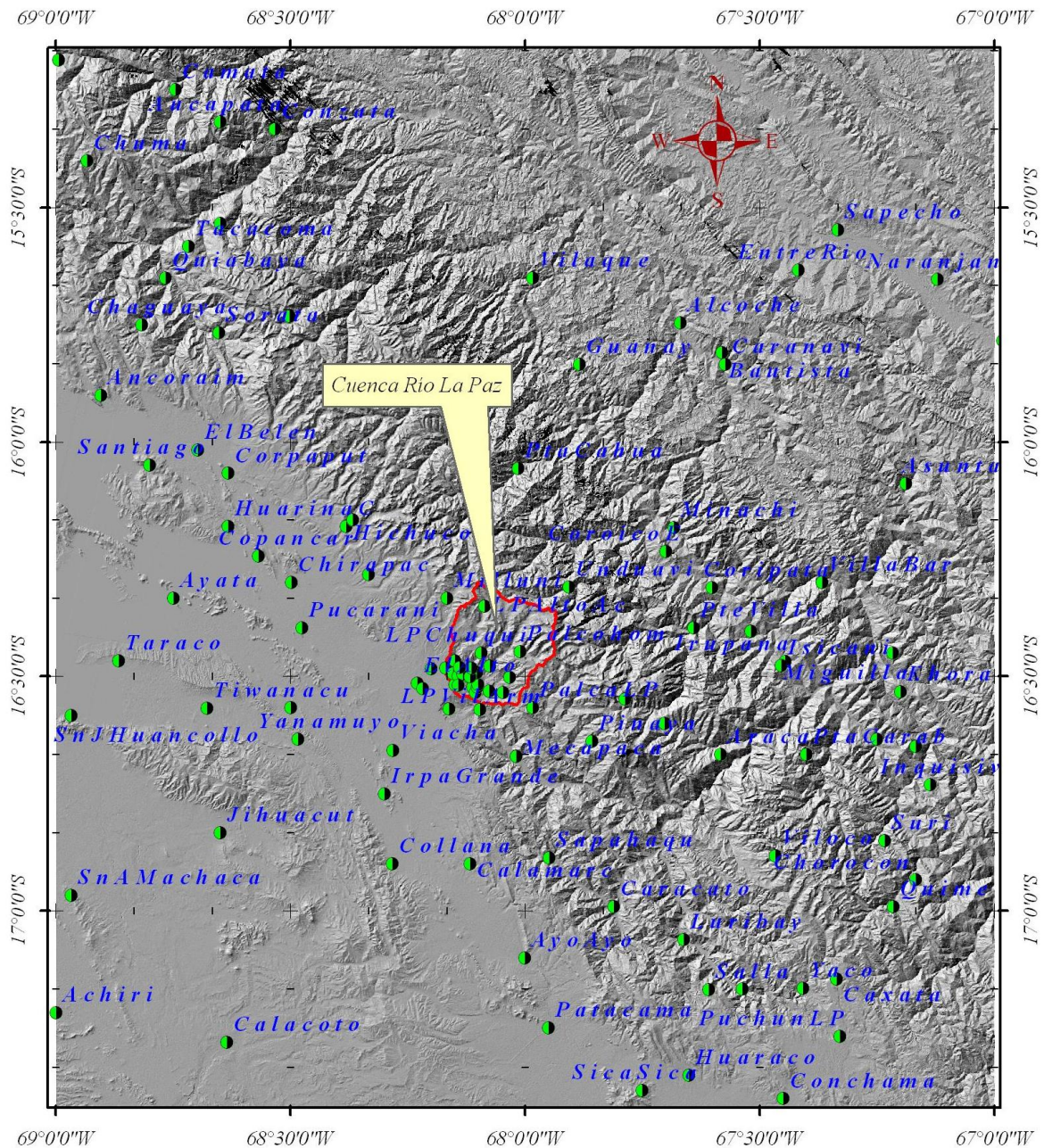


Figura 4-16. Ubicación de 34 y 49 estaciones meteorológicas que influyen en la Cuenca del Río La Paz

Se observan que los resultados de la corrida con datos históricos de 10 años de la Figura 4-17 no satisfacen la expectativa propuesta para el pronóstico de lluvia con tiempo de anticipación de 48 horas, esto probablemente a que el modelo ya no tiene la capacidad de recordar los sucesos o bien la red meteorológica de la región sea insuficiente. En este caso es recomendable realizar mejoras de pronóstico con dos días de anticipación, ya que es muy probable que las RNA resuelvan esa dificultad con información adecuada y tal vez considerar añadir otras variables, así como las descritas al inicio del presente capítulo.

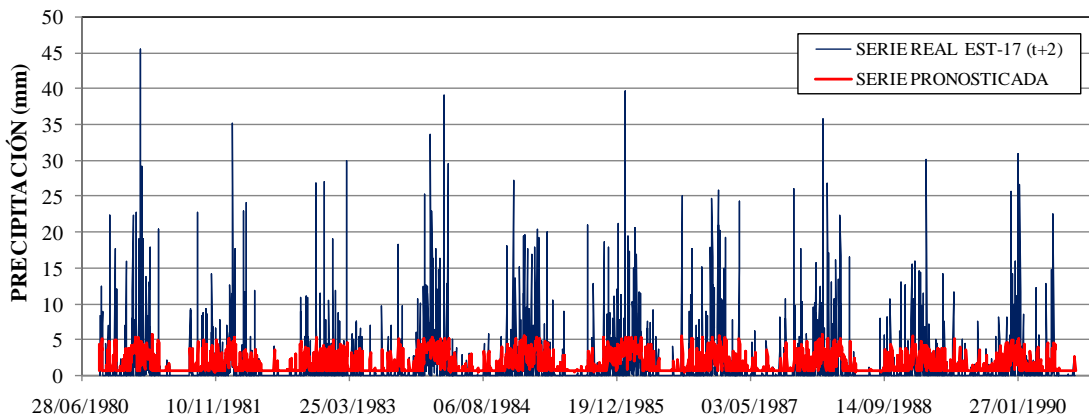


Figura 4-17. Serie pronosticada al tiempo $t + 2$ con datos precedentes de 10 años, Estación San Calixto

Un ejemplo en la mejora del pronóstico se puede observar en la Figura 4-18, que muestra los resultados para la Estación San Calixto, en el cual se obtuvo el coeficiente de determinación, $r^2 = 0.56$ (cuyo coeficiente de correlación es : $r \approx 0.75$).

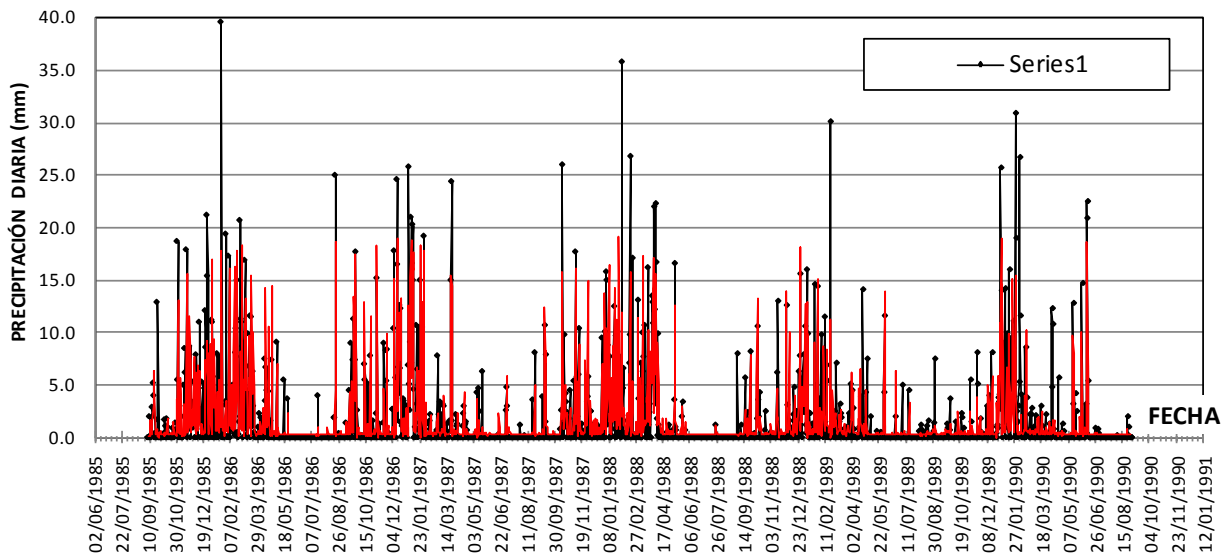


Figura 4-18. Serie pronosticada al tiempo $t + 1$ con datos precedentes de 5 años, Estación San Calixto

En general se observa que la serie pronosticada es una buena aproximación, considerando que se han empleado datos de 5 años de lluvia y 34 estaciones. Los resultados demuestran que los valores pronosticados resultan más bajos que los observados y en otros casos son superiores, por tanto, no hay buenos pronósticos. Esta situación se debe a que el pronóstico se está haciendo para una estación y la RNA trabaja con la información almacenada en la memoria de cada neurona y la información que las neuronas vecinas le transfieren.

Las siguientes secciones proporcionan resultados de la configuración de RNA finales, en las que se empleó los grupos de 34 ó 49 estaciones para pronosticar la tormenta en una determinada fecha. Tomando en cuenta que en los pronósticos puntuales se obtienen sobreestimaciones y subestimaciones, la estrategia de

4.9.1 Tormentas observadas

En la región de estudio se tiene 114 estaciones meteorológicas, distribuidas dentro y fuera de la cuenca. La precipitación se ha tomado de la Base de Datos proporcionada por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Bolivia (SENAMHI, 2012). Para cada estación se extrajeron los datos de lluvia diaria utilizando el programa HYDRACCESS (Vauchel, 2005). Los datos históricos de lluvia diaria tienen una extensión de 10 a más de 30 años, la extensión de registros se identificó usando un periodo común igual o mayor a diez años, tomando finalmente registros en el intervalo de 1976 a 2006.

La información original de lluvia diaria contenía fechas sin registros, por lo que fue necesario hacer una labor de relleno de datos. Los registros de lluvia faltantes se estimaron con una técnica de interpolación espacial, el inverso de la distancia al cuadrado, condicionando a realizar interpolaciones con un mínimo de tres estaciones. Asimismo, la distancia inicial de búsqueda fue de 10 km; que fue modificada hasta 70 km, sólo para aquellas estaciones con escasa información.

4.10 RESULTADOS

Se probó un modelo de RNA para pronosticar la lluvia diaria en una región de montaña del departamento de La Paz, Bolivia. El modelo utiliza datos históricos secuenciales de lluvia diaria recolectados en la REM de la región. Previo a la modelación del pronóstico se definió las regiones meteorológicamente homogéneas, de acuerdo con criterios formulados por Bouvier (2002), Domínguez y otros (2005). Se identificaron 34 a 49 estaciones como parte de una región homogénea, situadas en la cuenca del río La Paz y próximas a ella (ver Figura 4-19), el número de estaciones es función de la tormenta estudiada, ya que un determinado arreglo de estaciones produjo un mejor resultado que otro, lo cual implica que al mejorar la red se genera mayor cantidad de datos, por lo tanto mejora la calidad de la información.

4.10.1 Selección de precipitaciones y su calibración para el pronóstico

Con base a la información histórica disponible de la REM, correspondiente a los periodos hidrológicos de 1976 a 2006, se identifica y selecciona las tormentas, luego se utiliza la lluvia diaria precedente a las tormentas seleccionadas. Con estas series de datos de lluvias se utiliza el modelo de RNA formulado en la sección previa, y se aplica el siguiente criterio:

Cada registro tiene una combinación de observaciones espacial y temporal, sitio j y periodo t , respectivamente. La información en el periodo $t + 1$ se obtiene de la misma serie de datos. Así, en el caso de las $j = 1, 2, \dots, m$ estaciones, éstas forman las m neuronas en la capa de entrada. De igual modo, se tiene m neuronas en la capa de salida, sólo que con información en el periodo $t + 1$. El entrenamiento de la red PMC consiste en evaluar los factores, w_{ij} , de toda la red a través del algoritmo de propagación hacia atrás, ec. (4.117), y el proceso se repite hasta obtener el mínimo error. El número de neuronas de entrada es 34 ó 49, según la tormenta seleccionada. Las neuronas ocultas se ensayaron con 1 ó 2 capas, cada una con 18 a 34 neuronas. El número de neuronas de salida es igual al de entrada.

Todas las tormentas fueron pronosticadas con datos de lluvia diaria mayor a 4 años (> 1460 días), y se aplicó el modelo recursivo de propagación hacia atrás en forma repetida, hasta lograr disminuir el error cuadrático medio, Ec. (4.111). Si no es posible bajar el error cuadrático medio, entonces se incrementan las estaciones o bien se aumenta la información histórica (registros de lluvia diaria), pues como se mencionó, las RNA se enriquecen de mayor información y reconocen patrones de lluvia temporal y espacial.

Lograr disminuir el error en la red, significa que los parámetros de la ecuación (4.117): w_{ij} , β y δ_j son los mejores estimadores y estos se utilizan para probar con otra combinación de datos, es decir calcular los valores futuros. Para verificar éste pronóstico se efectúan el entrenamiento, la prueba y la estimación final. La serie de entrenamiento se conforma por n datos históricos precedentes al tiempo, t , (hoy), la prueba, también es evaluada con el criterio de la minimización del error, pero sólo con un fracción de los datos históricos más recientes, incluidos los datos en el tiempo, t , $t - 1$, $t - 2$, etc. Finalmente, el criterio para pronosticar la lluvia con RNA y alcanzar errores bajos se obtiene cuando en dos pasos sucesivos de aplicación recursiva de la ecuación (4.122) ó (4.131) se obtienen los mismos errores, al mismo tiempo, dichos errores deben ser mínimos. Al proceso de cada iteración se le llama época y en un proceso como el descrito se pueden alcanzar entre 3,000 a más de 100,000 épocas, dependiendo de la cantidad de estaciones y el número de datos de lluvia utilizada, o por el contrario, estos podrían ser demasiados y lograrían la sobreestimación de la red. En estos casos es necesario replantear la red con otra arquitectura de RNA, ya que la red propuesta es inadecuada.

4.10.2 Pronóstico de lluvia media en la cuenca y el centro de tormenta

En la Tabla 4-8 se presenta un resumen con las características más representativas para ocho tormentas estudiadas. Dichas tormentas fueron seleccionadas como aquellas que tengan una precipitación media mayor a 8 mm; que contengan pocos o ningún registro nulo. También se dan los valores de eventos observados y pronosticados para las fechas indicadas, en la que el número de estaciones utilizado en cada pronóstico proporciona mayor información para estimar la lluvia media en la cuenca del Río La Paz, calculada por el método de Thiessen. Del mismo modo, se indica la estación donde se presentó la precipitación máxima, los valores observados y pronosticados para dicha estación. Las Figura 4-20 y 21 muestran las isoyetas reales y pronosticadas para las ocho tormentas seleccionadas.

Tabla 4-8. Tormentas registradas y pronosticadas en la REM de la cuenca del Río La Paz

Nro. de Tormenta	1	2	3	4	5	6	7	8
Fecha	5-03 1980	20-11 1982	31-12 1990	01-01 1991	14-02 1991	17-02 1991	19-02 2002	15-01 2005
Nro. de estaciones	49	34	49	49	34	34	34	49
Lluvia media Obs., \bar{P} [mm]	18.0	24.3	12.5	8.7	9.0	9.0	22.7	17.6
Lluvia media Pronost., \bar{P}' [mm]	18.1	24.1	14.6	8.9	6.4	8.4	20.6	16.9
Estación de $P_{Máx}$	AObrajes	Pasankeri	ElAlto	Laikacota	Pasankeri	AltoLima	VinoTinto	Ovejuyo
Lluvia máx, Obs. $P_{Máx}$ [mm]	48.0	43.5	37.8	25.5	28.1	34.0	73.7	26.7
Lluvia máx, Pronost. $P'_{Máx}$ [mm]	43.6	37.2	51.3	24.6	22.0	23.4	56.8	27.5

4.10.3 Comparación de la distribución espacial de tormentas

Con base en los valores de precipitación observados y pronosticados, se construyeron mapas de isoyetas de cada tormenta aplicando la técnica kriging para la interpolación (Luna V., 1997; Hartkamp, De Beurs, Stein, & White, 1999). Las Figura 4-20 y 4-21 muestran una comparación gráfica de las tormentas observadas y pronosticadas para las fechas indicadas en la primera columna. En la segunda y tercera columnas se muestran las isoyetas de lluvias observadas y pronosticadas, respectivamente. Realizando un análisis de dichas isoyetas se observa que las distribuciones espaciales de las tormentas medidas y pronosticadas tienen similitud, con algunas diferencias. Un criterio adecuado para mostrar la diferencia entre las precipitaciones calculadas y las observadas es colocar los valores obtenidos en las 34 o 49 estaciones en un sistema cartesiano y compararlas con una diagonal a 45 grados, tal como se expone en última columna de las mencionadas figuras.

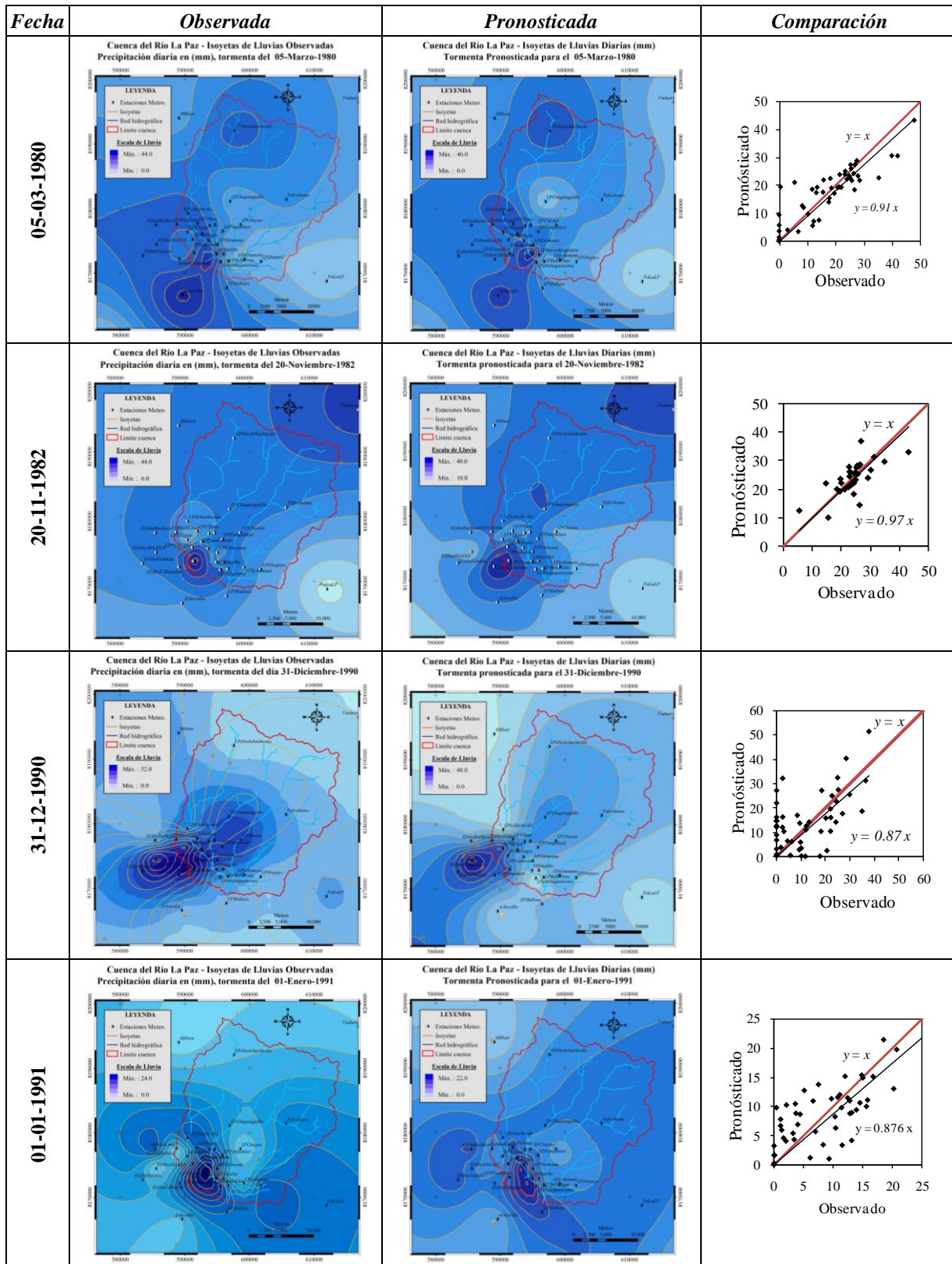


Figura 4-20. Comparación de cinco tormentas de lluvia diaria observadas y pronosticadas en [mm]

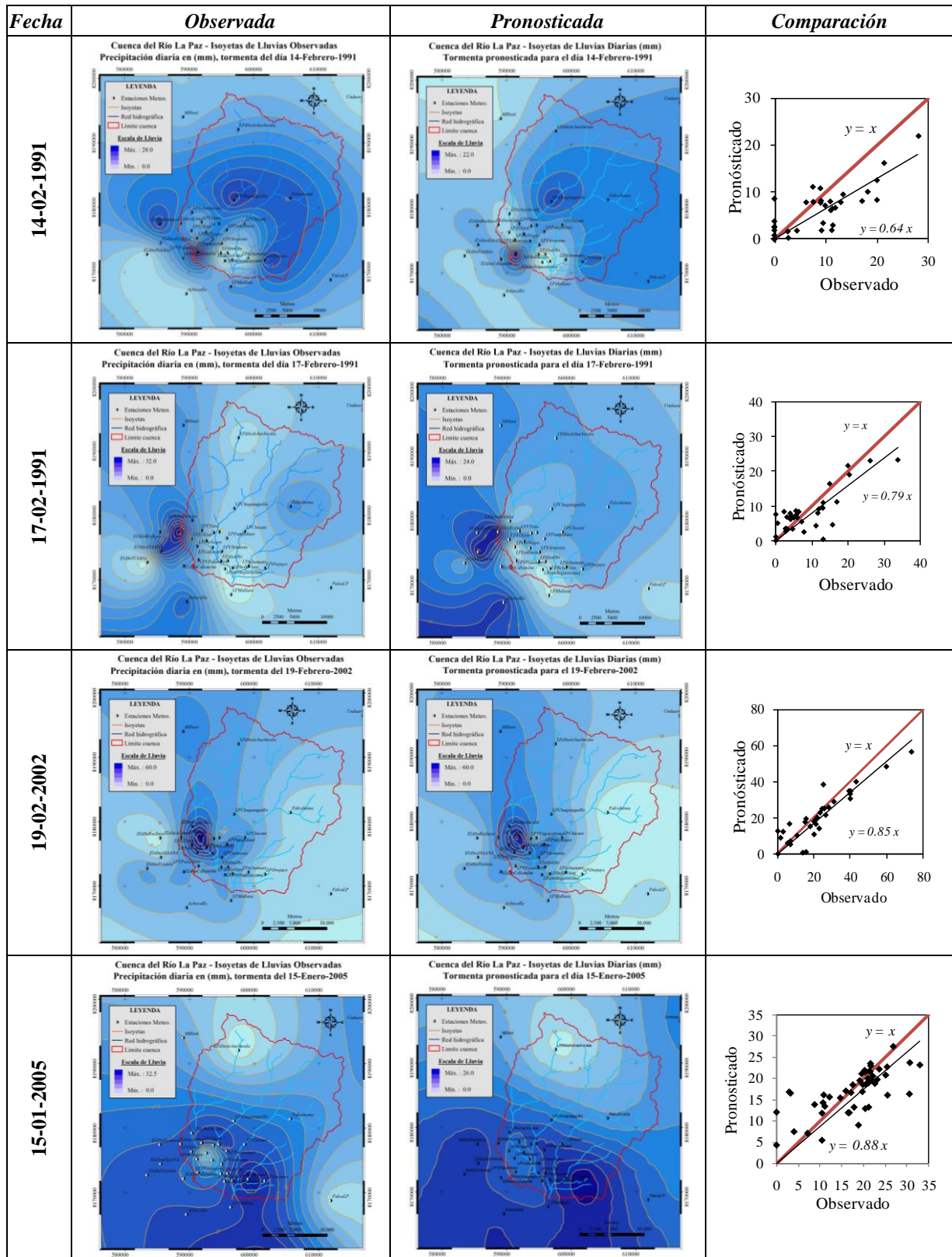


Figura 4-21. Comparación de tres tormentas de lluvia diaria observada y pronosticada en [mm]

4.10.4 Pronóstico de la precipitación media en tres subcuencas

Para cuantificar el error del pronóstico y validar el método se aplicó el método de los polígonos de Thiessen, el cual permitió calcular la precipitación media en las subcuencas Kaluyo, Kellumani y Huayllani (ver Figura 4-19), con superficies de 108.35, 22.37 y 16.64 km², respectivamente. Al final de la Tabla 4-9 se presenta el error típico (Spiegel, 1976) calculado con la ec. (4.134) y el coeficiente de correlación entre los *N* valores observados y pronosticados. El valor de *S_y* es el error típico del pronóstico de lluvia areal, con valores de: ±3.78, ±3.35 y ±4.43 mm, respectivamente calculados en cada cuenca.

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum (y_{Observada} - y_{Pronosticado})^2}{N}} \tag{4.134}$$

Tabla 4-9. Comparación de lluvia media, \bar{P} , Observada y Pronosticada en tres subcuencas, en (mm)

Tormenta	Fecha	Cuenca Río Kaluyo		Cuenca Río Kellumani		Cuenca Río Huayllani	
		<i>P_{Obs.}</i>	<i>P_{Pronost.}</i>	<i>P_{Obs.}</i>	<i>P_{Pronost.}</i>	<i>P_{Obs.}</i>	<i>P_{Pronost.}</i>
1	05-03-1980	24.0	24.6	15.8	18.3	12.5	15.5
2	20-11-1982	25.2	27.6	23.8	21.2	21.7	20.8
3	31-12-1990	7.0	14.9	12.2	16.4	4.9	14.0
4	01-01-1991	5.2	8.9	8.2	9.9	12.1	10.2
5	14-02-1991	11.1	8.4	16.2	9.9	19.2	11.6
6	17-02-1991	5.0	7.9	9.9	9.1	9.2	9.0
7	19-02-2002	23.7	20.2	11.8	9.4	6.3	5.7
8	15-01-2005	6.6	8.6	19.0	15.8	22.4	21.0
Error Típico Pronostico		±3.78		±3.35		±4.43	
Coef. Correlación		91.9 %		75.7 %		72.6 %	

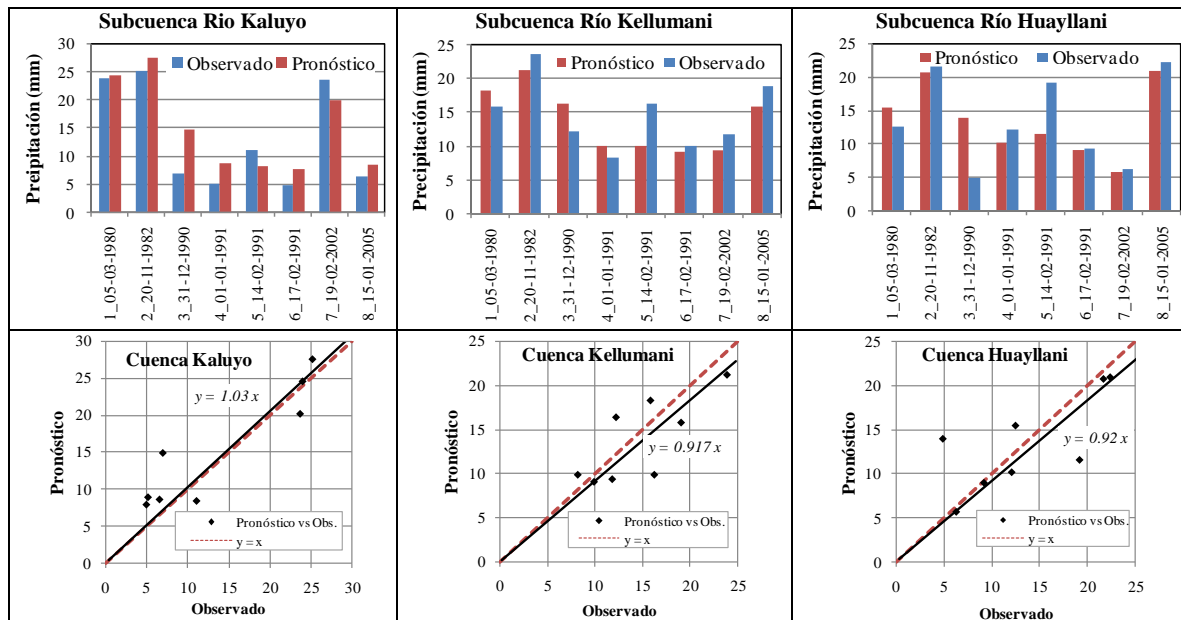


Figura 4-22. Comparación de lluvia media areal observada y pronosticada en tres subcuencas

En la Figura 4-22 se muestra una comparación de las lluvias calculadas para de cada tormenta y en la subcuenca indicada, en la parte superior de dicha figura se observan las magnitudes de la lluvia media observadas y calculadas. En seguida, las gráficas ubicadas en la parte inferior presentan una comparación con una línea a 45 grados.

La experiencia en el pronóstico de la lluvia con las técnicas de RNA ha demostrado que existen errores en el cálculo, por ejemplo los trabajos realizados por Peclzer y otros (2004) utilizaron información clasificada por tormentas y por duraciones, y el pronóstico de la lluvia con intervalos de 15 minutos no tuvo resultados precisos. Sin embargo, Dölling y Varas (2000) presentan resultados muy buenos con los caudales mensuales.

Es posible que el paso de tiempo en la estimación de los fenómenos hidrometeorológicos origine un grado de precisión en su pronóstico, para verificarlo se proponen realizar investigaciones que corroboren o descarten el supuesto de la precisión con el paso de tiempo, y en otros casos con el tiempo de anticipación con que se realiza un pronóstico.

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y DOCENCIA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA

UNAM

CAPÍTULO 5

APLICACIÓN AL PRONÓSTICO DE AVENIDAS

JOSÉ ANTONIO LUNA VERA

CAPITULO 5

5 APLICACIÓN AL PRONÓSTICO DE AVENIDAS

5.1 INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se exponen algunos métodos de la relación lluvia – escurrimiento (P–Q). El objetivo principal es obtener el hidrograma que resulta de generar una lluvia pronosticada en la zona de proyecto, específicamente en la cuenca donde se encuentra el proyecto de interés.

La experiencia de cálculo hidrológico en la zona se limita al uso de métodos sintéticos o empíricos, como el hidrograma unitario adimensional del SCS (1986) y la fórmula racional (Viessman, Lewis, & Knapp, 1989; Chow & Et_al, 1994), en razón de que no se tiene información suficiente para la aplicación de métodos más elaborados (Singh, 1992).

La complejidad de las corrientes de torrentes de montaña requiere técnicas modernas para el análisis hidrológico; sin embargo, en la actualidad es mucho más importante contar con la información, porque a partir de la interpretación de estos se obtienen parámetros importantes, como la infiltración, el grado de almacenamiento, el índice de precipitación antecedente, los niveles del agua en diversos puntos de la cuenca y por ende en las canalización. Además, es importante mencionar que no se cuenta con un modelo hidrológico calibrado para alguna cuenca, en virtud de que la instrumentación hidrométrica y meteorológica en tiempo real fue instalada por el gobierno local a finales del año 2010.

Se tienen algunos trabajos sobre la modelación P–Q realizados en la cuenca; por ejemplo; Ahenke (1992) realizó una modelación con dos programas de cómputo: HYMO-10 y FGMOD. Ambos modelos emplean el método del SCS (1986) para generar el hidrograma de escurrimiento. En el trabajo de Ahenke se calibran dos crecidas registradas en la estación Aranjuez, a la salida de la cuenca del Río La Paz.

Posteriormente, Villegas (2001) realizó una recopilación de los resultados de Ahenke para estudiar el comportamiento de las canalizaciones de la ciudad de La Paz, considerando distintos usos de suelos y asociando los eventos de lluvias sintéticas para distintos periodos de retorno. Para simular el proceso Lluvia-Escorrentía, Villegas utiliza nuevamente el criterio del SCS (1986) implementado en el programa HEC-RAS (USACE, 2000); también considera información de la cuenca con distintos escenarios en la vegetación, el uso de suelo y cambios en la urbanización.

En estudios posteriores se tienen antecedentes de trabajos realizados por empresas consultoras privadas por solicitud del Gobierno de la Alcaldía Municipal de La Paz (GMLP-BID, 2007), en los cuales se realiza revisión y diseño de canalizaciones con la consecuente estimación de crecidas aplicando el método del SCS en el programa HEC- HMS (USACE, 2000).

5.2 ESCURRIMIENTO

Cuando la lluvia alcanza una magnitud que sobrepasa la capacidad de infiltración o retención del terreno y la vegetación, el excedente de agua genera escurrimiento en la superficie del terreno y se mueve por efecto de la gravedad hacia las zonas bajas de la cuenca, depositándose en lagos, y posteriormente fluyendo hacia los arroyos, a los ríos y finalmente a los mares (Domínguez Mora & Franco, 1981).

Para determinar los escurrimientos producidos por tormentas ocurridas en una cuenca se deben conocer al detalle la magnitud de las lluvias, las características fisiográficas de las subcuencas y su topografía. Los periodos de observación de los niveles de agua o cuantificación de los caudales pueden ser aquellos que se producen por eventos extremos de precipitación durante periodos cortos y largos.

El presente capítulo presenta una revisión bibliográfica de algunos criterios utilizados por los hidrólogos para estimar las crecientes o avenidas, que en el caso de aplicación en la zona de estudio corresponderá al efecto de fenómenos meteorológicos de corta duración, es decir menores a 24 horas.

Por otra parte, el conocimiento del escurrimiento en una cuenca implica determinar la variación de niveles del agua con el tiempo ($H - t$), conocido como “*limnigrama*” (Figura 5-1a), y por medio de la Relación *Profundidad – Descarga* ($H - Q$), como se ve en la Figura 5-1b, lo que significa transformar los niveles de agua del limnigrama a caudales, obteniéndose así la deseada relación del caudal con el tiempo; es decir, el *hidrograma*, ($Q - t$), ver Figura 5-1c. El lector podrá documentarse más acerca de éste tema en la bibliografía especializada, por ejemplo ver: Bos, Replogle, & Clemmens (1986) y Boiten (2003). Una vez que se han obtenido los hidrogramas en cada estación hidrométrica, se deben generar los hidrogramas de tormentas extremas (ver Figura 5-1d). Estos últimos se obtienen mediante un procedimiento detallado que se menciona más adelante (ver secciones 5.7 a 5.8).

Los *hidrogramas de crecidas* son función de la magnitud de las lluvias, de su evolución en el espacio y el tiempo; asimismo, dependen de las características geomorfológicas de la cuenca que la vierte.

Para entender mejor el concepto de escurrimiento, es conveniente describir brevemente la evolución del fenómeno. Al caer la lluvia el agua producida toma contacto directo con el suelo o bien con los objetos que se encuentran sobre la superficie del terreno, como árboles, casas, pasto, etc. De esta manera parte de la lluvia es interceptada y otra parte llega al interior del suelo, donde se infiltra, llena las depresiones topográficas y se va acumulando en el terreno hasta adquirir las condiciones hidráulicas que le permitan fluir sobre la superficie del terreno hacia los cauces.

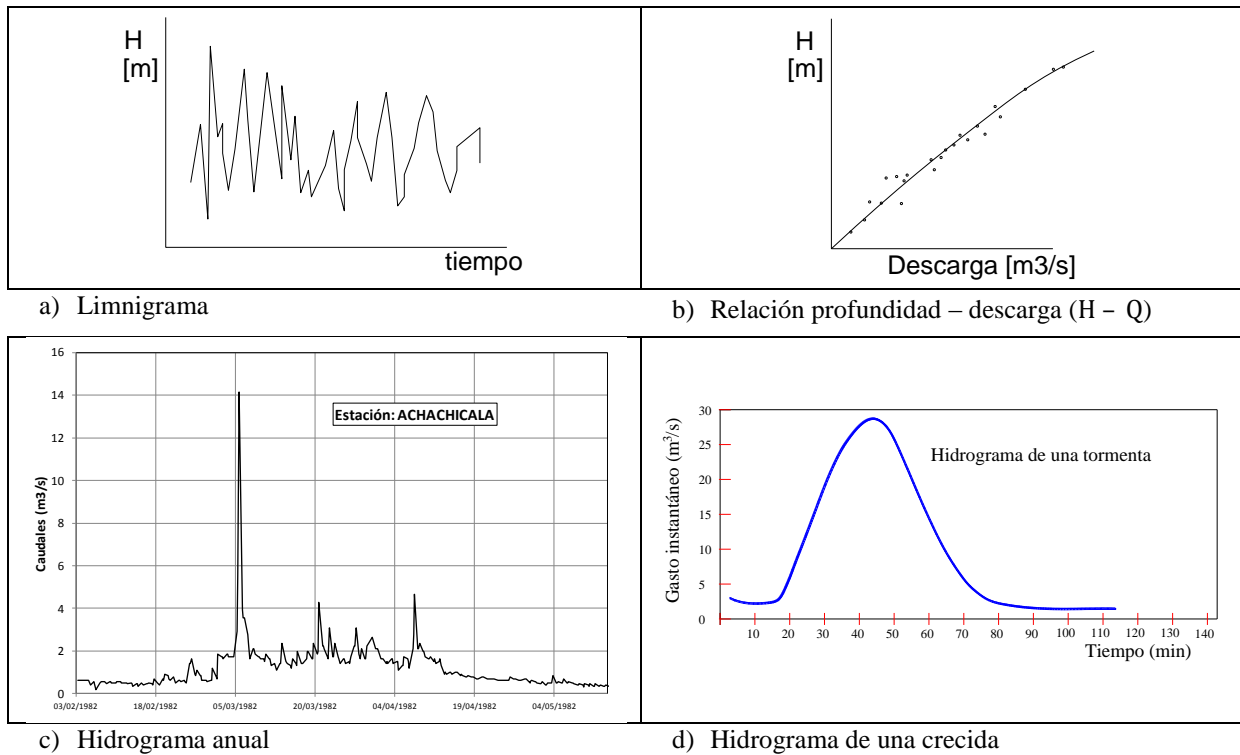


Figura 5-1. Secuencia de la obtención de un hidrograma

Así, parte del agua que conducen los ríos se debe al flujo superficial; sin embargo, pueden existir otras dos contribuciones: el *flujo del agua sub-superficial* y del *agua subterránea*. La primera fluye dentro del suelo en una trayectoria sensiblemente paralela a la superficie y a poca profundidad; la segunda se debe al agua que se encuentra en la *zona de saturación del subsuelo* o *nivel freático* (ver Figura 5-2).

Para conocer el gasto de diseño de operación de las obras hidráulicas se requieren datos de escurrimiento en el lugar donde ellas estén localizadas. En ocasiones no se cuenta con esta información o bien los cambios en las condiciones de drenaje de la cuenca, como por ejemplo la deforestación, la urbanización, etc., pueden hacer que los datos de gastos registrados antes de estos cambios no sean útiles. Además, debido a que es más complicado obtener en campo los datos para los gastos de las corrientes que los de la precipitación, se cuenta con mayor cantidad de información de esta última. Por estas razones se han propuesto procedimientos para determinar escurrimientos a partir de la precipitación que los origina. A estos procedimientos se les conoce como modelos de *Lluvia-Escurrimiento* (Fuentes M, 1995).

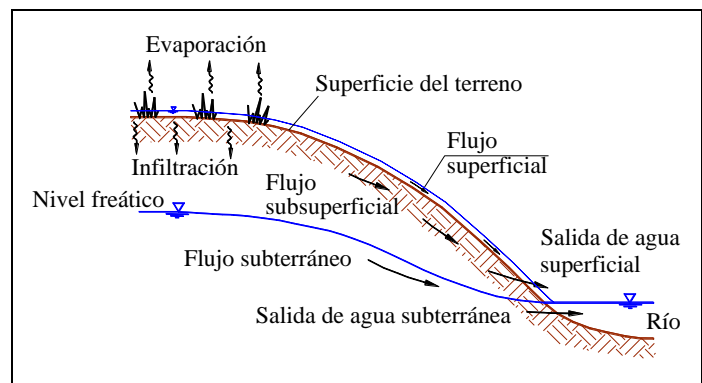


Figura 5-2. Zonas y procesos del flujo del agua. Adaptado de Aparicio (1996)

Según Fuentes (1981) y de acuerdo con la información que se disponga, los modelos lluvia–escorrentamiento aplicado a una cuenca se clasifican en: *Empíricos*, *Hidrológicos* e *Hidráulicos*. Los *modelos empíricos* requieren principalmente las características fisiográficas de la cuenca y de las precipitaciones ocurridas en ella, en cambio, los *modelos hidrológicos* requieren de registros simultáneos de lluvia y caudal. Los *modelos hidráulicos* requieren información detallada, tanto la que ocupan los *modelos empíricos* como los *hidrológicos*, y con esa información se implementan *modelos hidráulicos*.

5.3 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DE LA CUENCA

La cuenca se define como una porción de la superficie de la tierra la que se su delimitación física está dada por sus pendientes topográficas, las que drenan toda escorrentía hacia una red de drenaje y una salida, ver Figura 5-3.

Las características de la red hidrográfica proporcionan información como la densidad de ríos, longitudes, pendientes, perfiles característicos y muchos otros. Toda esta información puede ser obtenida de mapas topográficos. En la actualidad se cuenta con herramientas que permiten digitalizar la información en forma manual y/o en forma automática. La digitalización automática resulta una herramienta conveniente, debido a su rapidez de trabajo con ayuda de una computadora y un software adecuado. Ver por ejemplo las herramientas de ARCHYDRO (ESRI, 2009) o bien Global Mapper (Blue Marble Geographics, 2010). Al respecto, la compilación realizada por Maidment (2000) presenta en forma detallada los estudios y aplicaciones prácticas, así como secuencias y ayudas de la utilería ARCHYDRO.

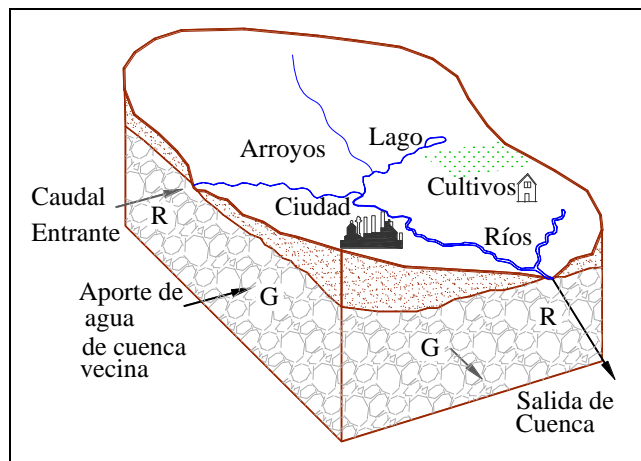


Figura 5-3. Cuenca Hidrológica. Adaptado de Mays (2011)

5.3.1 Características de la red de drenaje

La red de drenaje está formada por ríos, arroyos y corrientes, a los que se conoce como tributarios. Las principales características son: orden de corriente, densidad de drenaje, relación de bifurcación, frecuencia de cauces, sinuosidad del cauce principal, etc. El lector puede consultar los libros especializados de geomorfología e hidrología para obtener mayor detalle de cómo obtenerlos. El uso de éstas características tiene una aplicación importante en modelos hidrológicos, ya que vinculan la morfología de ríos con la relación lluvia–escorrentía. Así, el modelo del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico (HUIG) es el modelo que más parámetros geomorfológicos utiliza (Maidment & Djokic, 2000).

5.3.2 Parámetros geomorfológicos

En la siguiente tabla se resumen las características geomorfológicas más importantes para un análisis hidrológico. De acuerdo con una revisión bibliográfica, éstos son los parámetros principales a determinar para conocer las características hidrológicas de las cuencas.

Tabla 5-1. Parámetros geomorfológicos de una cuenca. Adecuado de (Pilgrim & Cordery, 2004)

<i>Característica</i>	<i>Símbolo</i>	<i>Dimensiones</i>	<i>Medición</i>	<i>Comentario</i>
Long. de drenaje	L_d	<i>Long</i>	Digitalización	Disponible en ESRI (2009) y GLOBAL MAPPER (Blue Marble Geographics, 2010)
Long. corriente principal	L_c	<i>Long</i>	Digitalización	”
Perímetro de la cuenca	P_c	<i>Long</i>	Digitalización	”
Longitud de la cuenca	L_b	<i>Long</i>	Regla, digitalización	”
Área de la cuenca	A_c	<i>Área</i>	Planímetro, digitalización	”
Densidad de drenaje	D	$Long^{-1}$	$D = \frac{L_d}{A}$	–
Desnivel del relieve de la cuenca	H	<i>Long</i>	$H = H_{max} - H_{min}$	Desnivel entre el punto más alto y más bajo de la cuenca
Pendiente del relieve	S_r	–	$S_r = H/L_c$	–
Elongación	E	–	$E = \sqrt{A}/L_b$	–
Circularidad	E_c	–	$E_c = A/(P_c^2/4\pi)$	Relación del área de la cuenca con un círculo de igual perímetro
Radio equivalente	R	<i>Long</i>	$R = \sqrt{A/\pi}$	–
Factor de forma	F_f	–	$F_f = B_c/L_b$	–

Chow (1994) afirma que las cuencas pequeñas son menores a 25 km², sin embargo para Springall (1970) y Viessman et al (1989) éste límite es 250 km²; para Campos (1998), las investigaciones hidrológicas explican que existe diferencias significativas entre una cuenca pequeña y una grande, ya que los flujos en una cuenca pequeña producen un volumen y distribución del escurrimiento que dependen de su pendiente y la influencia que tengan las condiciones físicas de los suelos y cobertura vegetal; también asegura que es muy difícil distinguir entre cuencas grandes y pequeñas, ya que dos cuencas con la misma área pueden tener un comportamiento hidrológico distinto. Para fines prácticos, Fuentes (1995) y Campos (1998) proponen una clasificación de cuencas según la magnitud del área (ver Tabla 5-2). Ésta clasificación es utilizada actualmente por la Comisión Nacional del Agua de México (CONAGUA) para establecer criterios técnicos adecuados de diseño hidrológico según el tamaño de la cuenca, y por otra parte para la codificación de sus fuentes de recursos hídricos.

Tabla 5-2. Clasificación de las cuencas según su tamaño (Fuentes M, 1995; Campos A, 1998)

<i>Tamaño de la cuenca</i>	<i>Tamaño de la cuenca, en km²</i>
Muy pequeña	< 25
Pequeña	25 a 250
Intermedia – Pequeña	250 a 500
Intermedia – Pequeña	500 a 2500
Grande	2500 a 5000
Muy grande	> 5000

5.4 CARACTERÍSTICAS DE LOS HIDROGRAMAS

Un hidrograma es un gráfico del Gasto contra el Tiempo ($Q_t - t$), Figura 5-4a. El área bajo el hidrograma entre dos puntos, correspondiente a un intervalo de tiempo, representan el volumen de agua que pasa Figura 5-4b. El área total bajo el hidrograma representa el volumen total del escurrimiento generado por un evento de tormenta.

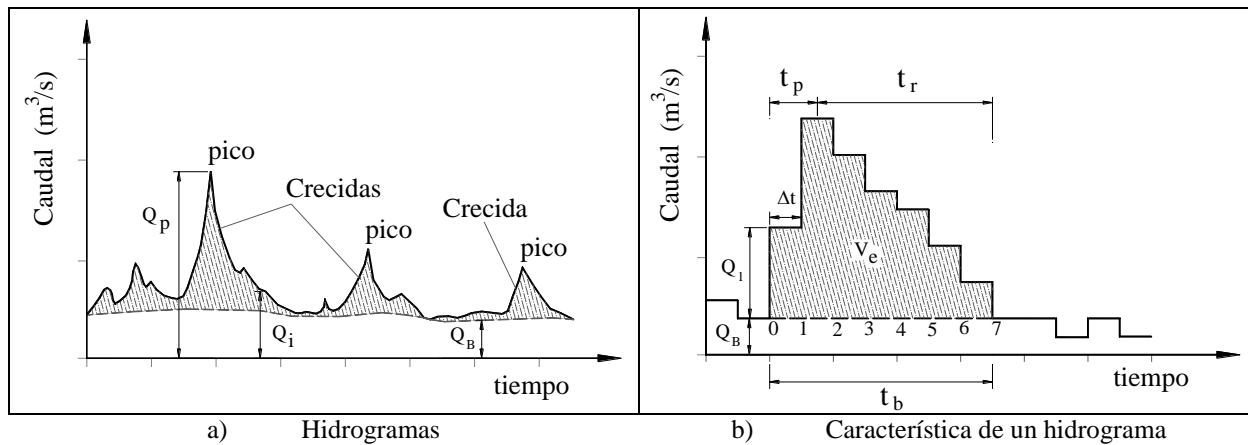


Figura 5-4. Registros de hidrogramas de crecidas. Adaptado de (Domínguez M., Fuentes M., & Franco, 1981)

A continuación se hace una descripción detallada de todas las variables que destacan en los hidrogramas de la Figura 5-4, estas son:

Q_p caudal de pico, t_p tiempo de pico; t_r tiempo de receso; t_b tiempo base; Q_b caudal base, independiente de la lluvia. El hidrograma de escurrimiento directo de una crecida se obtiene restando el caudal base del hidrograma para cada tiempo considerado, y resulta la variable, $Q_i = Q_t - Q_b$. El volumen de escurrimiento directo, V_e , se calcula aplicando la ec. (5.135) el cual está limitado por el tiempo base, ver área achurada en la Figura 5-4b.

$$V_e = \sum_{i=1}^n Q_i \times \Delta t \quad (5.135)$$

5.4.1 Separación del escurrimiento directo de un evento de crecida

Para el análisis de los hidrogramas de crecidas se requiere aislar el escurrimiento de crecidas generados por un evento de lluvia en la cuenca, ver la Figura 5-5. Para separar el volumen de escurrimiento directo del volumen total del flujo debe tomarse en cuenta el caudal antecedente y el punto en el que se inicia la curva de recesión, es decir aquella que genera escorrentía influenciada por la contribución de aguas subterránea y la almacenada en estratos sub-superficiales (Subramanya, 1994). La Figura 5-5 también muestra otras características importantes de los hidrogramas, más adelante se referirán a estas variables.

La bibliografía tradicional presenta varios métodos de separación del gasto base y del directo. Los más empleados son: a) Método de la curva de recesión (Chow & Et_al, 1994), b) Método de la línea recta, c) Método del tiempo fijo.

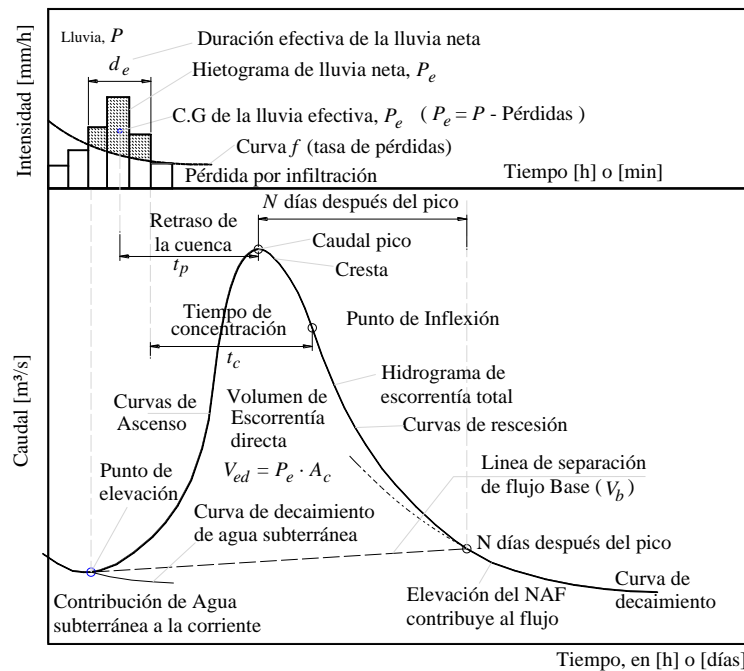


Figura 5-5. Componentes del hidrograma de una corriente (Subramanya, 1994)

5.4.2 Tiempo de Concentración

El *tiempo de concentración*, conocido también como *tiempo de equilibrio* o *tiempo de respuesta*, se define como el tiempo que transcurre entre el inicio de la lluvia y el establecimiento del gasto de equilibrio, y equivale al tiempo que tarda el agua en pasar del punto más alejado hasta la salida de la cuenca (Aparicio M, 1996). El tiempo de concentración depende de la longitud máxima que debe recorrer el agua hasta la salida de la cuenca y de la velocidad que adquiere la misma (Campos A, 1998). Existen varias expresiones para calcular t_c , la más empleada en el medio es la **fórmula de Kirpich**, esta es

$$t_c = 0.0003245 \cdot \frac{L^{0.77}}{S^{0.385}} \quad (5.136)$$

Donde t_c esta en horas, [h]; L es la longitud del cauce principal, en [m]; S es la pendiente del cauce principal en [m/m]; esta se debe calcular con alguno de los criterios siguientes:

- $S = H/L$, donde H es el desnivel entre la parte más alta de la cuenca y el punto de salida de la cuenca (Subramanya, 1994; Aparicio M, 1996; Campos A, 1998).
- S calculada por el método de compensación de áreas (Campos A, 1998).
- S como la pendiente de la ecuación de una línea recta calculada por mínimos cuadrados.
- S calculada con el criterio de Taylor – Schwarz (Aparicio M, 1996; Campos A, 1998)

$$S = \left[\frac{L}{\frac{L_1}{\sqrt{S_1}} + \frac{L_2}{\sqrt{S_2}} + \dots + \frac{L_i}{\sqrt{S_i}} + \dots + \frac{L_n}{\sqrt{S_n}}} \right]^2 \quad (5.137)$$

Donde n es el número de tramos en que se divide el cauce principal (para $n > 5$); L es la longitud total del cauce principal, en [m] o [km]; L_i es la longitud del tramo i , en [m] o [km], y S_i es la pendiente de cada tramo, en [m/m], adimensional.

El motivo por el cual debe elegirse alguna de las pendientes anteriores es para considerar las variaciones del perfil del cauce, por ejemplo, si se tiene un cauce con dos pendientes o más, no es lo mismo considerar la pendiente promedio calculada con la expresión de Taylor–Schwarz que con la relación H/L , por lo que es recomendable emplear una pendiente que compense ese efecto.

5.5 INFILTRACIÓN

Gran cantidad del agua que fluye por la superficie del terreno se desplaza al subsuelo, porque antes de que se produzca una lluvia, el suelo está seco, tiene bastantes vacíos y por lo regular el proceso continúa mientras el suelo siga absorbiendo el agua que fluye por la superficie, hasta que llega un momento en que deja de hacerlo, momento en que se considera que el *subsuelo* está *saturado*. La velocidad con la que el agua es absorbida se llama *tasa de infiltración*. Si el agua infiltrada al terreno se desplaza a mayor profundidad, entonces se dice que ocurre la *percolación*.

Las características de cada suelo influyen directamente sobre el flujo del agua. Sin embargo, una característica esencial en todo suelo es su *máxima capacidad de infiltración*, pues dependerá de ésta para que el agua inicie la escorrentía superficial.

Los elementos más importantes para estimar la capacidad de infiltración de un suelo o una cuenca son: La porosidad, contenido de humedad del suelo, conductividad hidráulica del suelo, la cobertura vegetal, pendiente subterránea, las propiedades físicas y químicas del agua, la cantidad de agua que precipita, el tiempo y la permanencia del agua en la superficie.

5.5.1 Estimación de la Capacidad de Infiltración

Para estimar la capacidad de infiltración de un suelo se puede emplear algunos criterios empíricos como el propuesto por Horton, Green Ampt, el método de la infiltración media y el método del coeficiente de escurrimiento (Chow & Et_al, 1994). A continuación se hace una descripción breve de cada método.

a) Criterio de Horton (1939)

Según Chow (1994) una de las primeras ecuaciones de infiltración fue desarrollada por Horton (1933, 1939), quien observó que la infiltración empieza en alguna tasa f_0 y decrece exponencialmente hasta que alcanza una tasa constante, f_c , como se ve en la Figura 5-6.

Horton dedujo la ecuación (5.138) que permite describir la tasa de infiltración en función de f_0 , f_c y k ; donde f_t es la capacidad de infiltración en el tiempo t [mm/h], f_0 es la capacidad de infiltración inicial,

[mm/h] ; f_c es la capacidad de infiltración final [mm/h] ; y k es una constante empírica denominada constante de decaimiento, con dimensiones [T⁻¹].

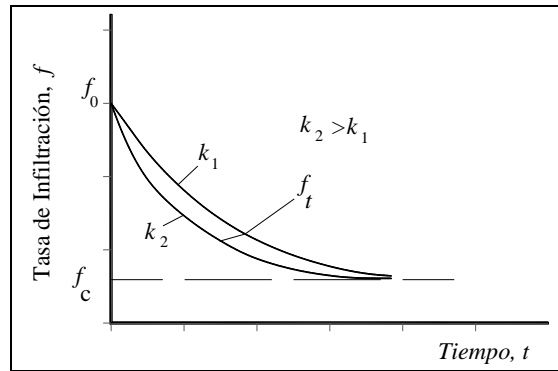


Figura 5-6. Curva de infiltración de Horton

Así entonces, las curvas de la Figura 5-6 están regidas por la expresión siguiente

$$f_t = f_c + (f_0 - f_c) e^{-k t} \quad (5.138)$$

La infiltración total en un periodo de D horas se obtiene al integrar la ec. (5.138)

$$F = \int_0^D f_t dt = \int_0^D [f_c + (f_0 - f_c) e^{-k t}] dt$$

$$F = \left[f_c \cdot t - \frac{(f_0 - f_c) e^{-k t}}{k} \right]_0^D = f_c \cdot D - \frac{(f_0 - f_c) e^{-k D}}{k} + \frac{(f_0 - f_c)}{k}$$

$$F = f_c D + \frac{(f_0 - f_c)}{k} (1 - e^{-k D}) \quad (5.139)$$

b) Criterio de Green Ampt (1911)

El modelo de Green–Ampt, según Chow (1994), es ampliamente utilizado en una mayoría de los modelos hidrológicos. Éste método considera la condición inicial de humedad del suelo.

$$f_t = K \left[\frac{1 + (\eta - \theta_i) \psi_f}{F_t} \right] \quad (5.140)$$

Donde K la conductividad hidráulica saturada del suelo, θ_i es el contenido inicial de humedad del suelo, $(\eta - \theta_i)$ es el déficit del volumen de humedad, ψ_f es la humedad de succión frontal. F_t es la infiltración acumulada en el tiempo t .

c) Método de la Infiltración media

Suponiendo que no hay variación de la infiltración en el tiempo, lo cual presume una capacidad de infiltración constante, entonces a éste valor se conoce como capacidad de infiltración media, denotado por ϕ [mm/h], (Aparicio M, 1996). Entonces, la lluvia que se precipita en la cuenca, seleccionada de un grupo de registros de hietogramas de lluvias, Figura 5-7a, de la cual una cierta cantidad se infiltra en el subsuelo con una velocidad igual a ϕ (Figura 5-7b) por tanto, la cantidad h_e que no se infiltra fluye en forma superficial, formando así el volumen de escurrimiento directo, V_e , ecuación (5.135).

Conceptualmente, el índice de infiltración media ϕ será igual a la altura de precipitación correspondiente a la línea horizontal dividida entre el intervalo de tiempo Δt que dure cada barra del hietograma.

$$h_e = \sum_{i=1}^n (h_i - \phi) \tag{5.141}$$

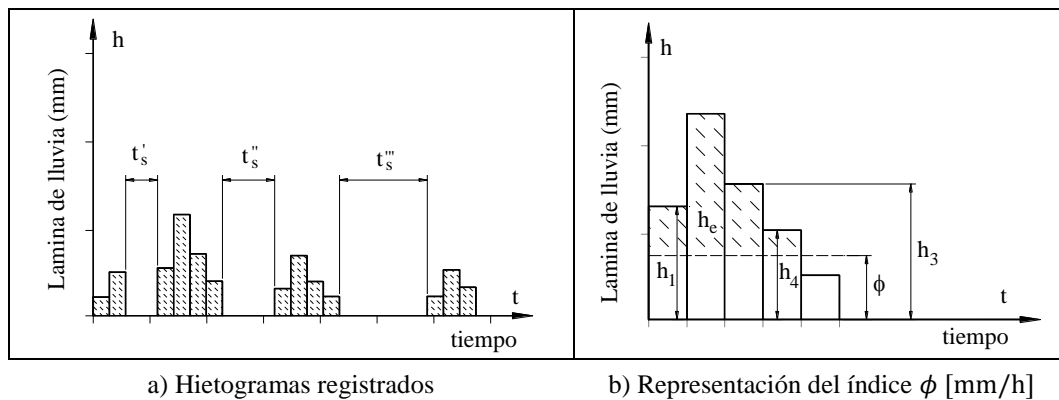


Figura 5-7. Características de los hietogramas y la infiltración media

Además, la lluvia total se puede calcular con la expresión siguiente

$$h_T = \sum_{i=1}^m h_i \tag{5.142}$$

Donde h_T es la altura de lluvia total [mm], h_i es la altura de lluvia de la i -ésima barra [mm], h_e es altura de lluvia en exceso [mm], ϕ coeficiente de infiltración [mm], A_c Área de la cuenca [m², km²,...]; y finalmente t_s , t_s' , t_s'' son los intervalos en que no ocurrió lluvia.

5.6 PRECIPITACIÓN EFECTIVA

El exceso de precipitación, o precipitación efectiva, es la precipitación que no se retiene en la superficie terrestre y tampoco se infiltra en el suelo. Después de fluir a través de la superficie de la cuenca, el exceso de precipitación se convierte en escorrentía directa a la salida de la cuenca bajo la suposición de flujo superficial (Chow & Et_al, 1994). La diferencia entre el hietograma de lluvia total que se observa y el hietograma de exceso de precipitación se conoce como abstracciones o pérdidas. Las pérdidas son primordialmente agua absorbida por infiltración con algo de intercepción y almacenamiento superficial.

El hietograma de exceso de precipitación se puede calcular a partir del hietograma de precipitación, dependiendo de si existe o no información de caudales y en forma simultánea se disponga de la tormenta que lo produjo. En esta parte del documento se supone que existe información de caudales, pero más adelante (sección 5.6.3), se presenta un criterio para calcular las abstracciones cuando no existe información de caudales.

5.6.1 Método del Índice de Infiltración ϕ

En el caso de tener disponible un registro simultáneo de precipitación y escurrimiento de una tormenta, el índice de infiltración media, ϕ [mm/h], Figura 5-7b, es un criterio adecuado para estimar la infiltración en la zona de estudio. El método supone que la capacidad de infiltración es constante durante la ocurrencia de una tormenta y se determina aplicando el procedimiento siguiente:

1. Se obtiene el hidrograma de la avenida y se separa el gasto base del escurrimiento directo.
2. Se calcula el volumen de escurrimiento directo aplicando la ec. (5.135)

$$V_e = \sum_{i=1}^n Q_i \times \Delta t$$

3. Se estima la altura de lluvia en exceso o efectiva P_e , al dividir el volumen de escurrimiento directo entre el área de la cuenca, aplicando la ecuación siguiente

$$P_e = \frac{V_e}{A_c} \quad (5.143)$$

4. Se evalúa el índice de infiltración media ϕ (Figura 5-7b) trazando una línea horizontal en el hietograma de la tormenta y a partir de un proceso de prueba y error se determina la suma de las alturas de precipitación que se ubican arriba de esa línea, h_e , debe ser igual a la altura de lluvia efectiva, P_e , es decir:

$$h_e = P_e = \sum_{i=1}^m (h_i - \phi) \quad (5.144)$$

5.6.2 Método del coeficiente de escurrimiento

Éste método se emplea cuando se tienen registros simultáneos de lluvias y escorrentía en la cuenca hidrológica (Chow & Et_al, 1994; Aparicio M, 1996). Las pérdidas se estiman de forma directa a partir de la cuantificación del volumen de agua que escurrió en un intervalo de tiempo observado y el volumen de agua que se precipitó en la cuenca, por tanto, el volumen de las pérdidas se estima con la expresión

$$V_p = V_{LL} - V_{ed} \quad (5.145)$$

Donde V_p es el volumen de las pérdidas, V_{LL} es el volumen total de la lluvia y $V_{ed} = V_e$ es el volumen de escurrimiento directo, ec. (5.135).

El volumen total de las lluvias se obtiene al multiplicar la precipitación media por el área de la cuenca en la que se precipita

$$V_{LL} = P \cdot A_c \tag{5.146}$$

El criterio del coeficiente de escurrimiento supone que las pérdidas son proporcionales a la intensidad de la lluvia, por tanto

$$C = \frac{V_{ed}}{V_{LL}} \tag{5.147}$$

Luego, se deduce que la lluvia efectiva total, P_e , que produce el escurrimiento directo, V_{ed} , es igual a:

$$P_e = C P \tag{5.148}$$

5.6.3 Método del U.S. Soil Conservation Service

El Soil Conservation Service (USSCS) de los EUA (SCS, 1986) propone calcular la lluvia en exceso en función de la precipitación total, el uso del suelo, cobertura vegetal y otras características, con base en el número de la curva de escurrimiento, N , adimensional. La parte esencial del método es emplear valores propuestos por el USSCS, los que toman en cuenta el escurrimiento superficial acumulado a partir de la precipitación acumulada, la capacidad de almacenamiento del suelo y las pérdidas al inicio del escurrimiento (Domínguez M., Gracias S., Esquivel G., Carrisosa E., & Arganis J., 2010).

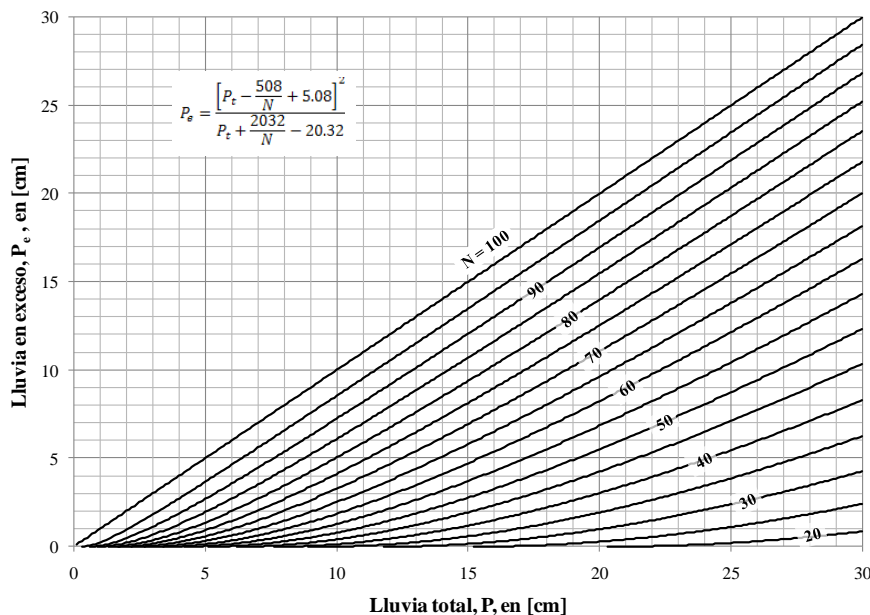


Figura 5-8. Relaciones Q y P para diferentes valores del número de la curva N (SCS, 1972)

El lector puede consultar con mayor detalle los valores de N en bibliografía especializada (Fuentes, Domínguez Mora, & Franco, 1981; Fuentes M, 1995; Aparicio M, 1996), así como sus limitaciones y el procedimiento de la aplicación de este método. La altura de la precipitación efectiva con del método del SCS se obtiene a partir de la Figura 5-8 o aplicando la expresión siguiente

$$P_e = \frac{\left[P_t - \frac{508}{N} + 5.08 \right]^2}{P_t + \frac{2032}{N} - 20.32} \quad (5.149)$$

Donde P_e es la altura de precipitación efectiva, en [cm], y P_t la altura de precipitación total, en [cm].

5.7 CALCULO DEL CAUDAL PICO POR MÉTODOS EMPÍRICOS

Los métodos empíricos emplean fórmulas del mismo tipo con características típicas de las tormentas, de las cuencas y de los hidrogramas. La aplicación de las fórmulas empíricas permite conocer de una manera rápida la magnitud máxima de una avenida, sin tener que recurrir a los registros históricos. Aunque en la actualidad su uso tiende a ser sustituido por otros procedimientos que utilizan mayor información. No debe omitirse su aplicación, pues los resultados obtenidos con estos modelos sirven para acotar los eventos de diseño y cuando no se dispone de información hidrológica.

Los criterios más utilizados en el medio son: aquellos basados en fórmulas empíricas, como los métodos de envolventes, de Creager y Lowry, mencionado por Aparicio (1996); el método del U.S. Soil Conservation Service y el método de la Fórmula Racional.

5.7.1 Método Racional

El concepto básico del método asume que el máximo porcentaje del escurrimiento en una cuenca pequeña ocurre cuando toda esta contribuye a dicho escurrimiento, y que el citado porcentaje de escurrimiento es igual a otro de la intensidad promedio de lluvia. Esto se expresa con la ecuación siguiente:

$$Q_p = 0.278 C i A_c \quad (5.150)$$

Donde Q_p es el gasto pico, en [m³/s], C coeficiente de escorrentía, adimensional; i intensidad de lluvia para una duración, d , igual al tiempo de concentración, en [mm/h] y A_c área de la cuenca, en [km²].

La intensidad de lluvia se obtiene a partir de alguna de las relaciones expuestas en el Capítulo 2 (curvas Intensidad de lluvia–duración–período de retorno).

El valor del coeficiente de escurrimiento C , representa la fracción de la lluvia que escurre en forma directa, depende del tipo de área de drenaje, el uso de suelo, etc., y se obtienen de tablas, (Aparicio M, 1996; Fuentes M, 1995). Según la experiencia de varios autores referidos en las fuentes bibliográficas consultadas (Campos A, 1998; Fuentes M, 1995), la fórmula racional es válida para cuencas menores o igual a 100 km². Sin embargo, estudios posteriores realizados por Campos (2008) demuestra que el método es aplicable a cuencas de mayor tamaño; y propone una metodología para calibrar los coeficientes de la fórmula racional para cuencas medianas, de hasta 1650 km², basado en el estudio de 8 cuencas rurales de la región hidrológica Nro. 10 de Sinaloa, México.

5.7.2 Método Racional Modificado

Este método es una ampliación del criterio original propuesto por Kuichling (1889), citado por Fuentes (1995), y según Chow (1994) su aplicación es útil cuando las lluvias tienen una duración mayor al tiempo de concentración (ver Figura 5-9). Este criterio también puede aplicarse cuando existe almacenamiento en la cuenca con superficies de 20–30 acres (8–12 ha). El hidrograma tiene forma trapezoidal, este se construye ajustando la duración de las ramas de aumento y de recesión del hidrograma hasta hacerlas iguales al tiempo de concentración, t_c , y calculando el caudal pico, Q_p , suponiendo varias duraciones de lluvia.

Para obtener el hidrograma se siguen los siguientes pasos:

- Se determinan el área de la cuenca, A_c , y el coeficiente de escorrentía, C .
- Se obtiene el tiempo de concentración, t_c

Primer tanteo

- Se supone la duración de lluvia, d , mayor a t_c
- Se calcula la intensidad de lluvia, i , para la duración, d , y periodo de retorno, T . Se aplica en la fórmula racional para calcular el caudal pico

$$Q_p = 0.278 C i A_c$$

- El hidrograma aumenta en forma lineal hasta este caudal en un tiempo igual a t_c .
- El hidrograma es constante, hasta que cesa la lluvia con duración, d .
- El hidrograma desciende linealmente hasta cero.

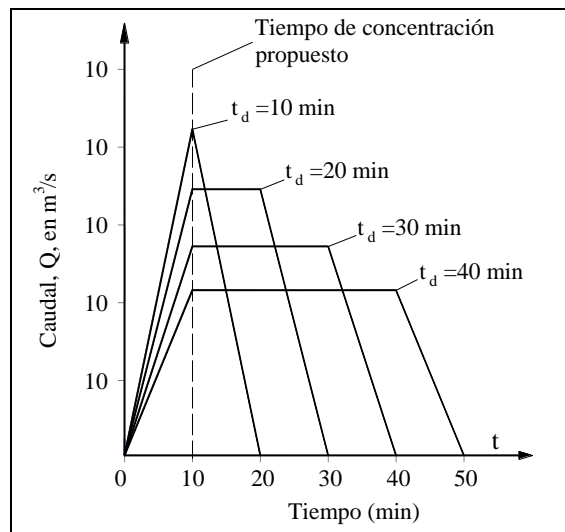


Figura 5-9. Características del método Racional Modificado

5.8 HIDROGRAMA DE CRECIDAS POR MÉTODOS HIDROLÓGICOS

Los métodos hidrológicos pretenden de alguna manera reproducir matemáticamente el fenómeno de la avenida. A diferencia de los métodos empíricos, estos requieren de registros pluviométricos (lluvias) e hidrométricos (gastos) en forma simultánea.

Dentro de estos modelos se tienen a los del concepto de *hidrograma unitario* y aquellos que consideran el fenómeno físico empleando simplificaciones importantes en las leyes de conservación de la masa y de la energía que gobiernan dicho fenómeno (Domínguez Mora & Franco, 1981).

Si se desea preparar los hidrogramas unitarios de una cuenca determinada y cubrir una gran variedad de duraciones, generalmente no es posible debido a que faltan datos para su calibración o para su aplicación exacta en problemas importantes. Por lo tanto, es necesario convertir un hidrograma unitario calculado para una duración de tormenta conocida (por ejemplo, D horas) a otro (por ejemplo, de $n \cdot D$ horas) que podrían ser más cortas (para hacer frente a las variaciones espaciales y a la intensidad) o más largas (para reducir el trabajo de cálculo y el reconocimiento de la limitación de datos).

5.8.1 Hidrograma Unitario

Un hidrograma unitario es el hidrograma de escurrimiento directo producido por una lluvia efectiva o en exceso cuyo espesor de lámina es igual a 1 [mm], considerando que dicha lluvia se precipita uniformemente en la cuenca durante un tiempo conocido como duración en exceso, d_e .

Las hipótesis en las que se basa este método son (Aparicio M, 1996):

- Tiempo base constante:** La duración total del escurrimiento directo o tiempo base es igual para cualquier tormenta con una misma duración de lluvia efectiva.
- Proporcionalidad:** Las ordenadas del hidrograma son proporcionales al volumen de escurrimiento directo (ver la Figura 5-10).
- Superposición causa-efecto:** El hidrograma para una lluvia dada puede superponerse a otros hidrogramas resultantes de períodos lluviosos precedentes.

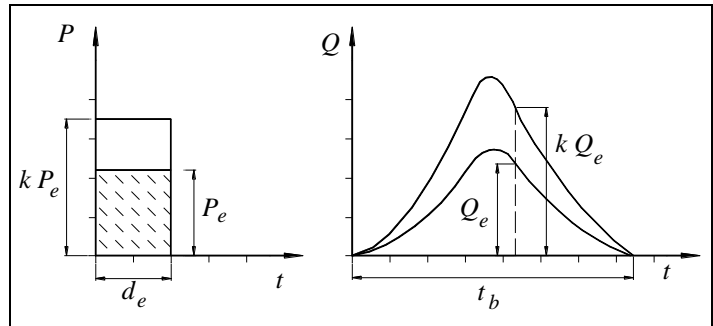


Figura 5-10. Esquema de proporcionalidad

Existen varios tipos de hidrograma unitario, la diferencia entre estos es la forma de aplicación y los datos con los que se hace el análisis.

5.8.2 Método del hidrograma unitario (HU)

De acuerdo con las hipótesis arriba mencionadas, este método supone que las precipitaciones con una misma duración y distribución espacial producen hidrogramas unitarios semejantes, así las ordenadas del hidrograma son proporcionales al volumen de escurrimiento directo. Por lo tanto, el área bajo la curva del HU es su volumen de escurrimiento, el cual es igual al área de la cuenca por 1 [mm] de lluvia efectiva.

Las principales desventajas de este método son: que no toma en cuenta la variación de la intensidad de lluvia con respecto al tiempo, para lo cual es recomendable el uso de intervalos cortos de duración. Otra desventaja es que sólo es aplicable a hidrogramas de lluvia efectiva con igual duración en exceso.

5.8.2.1 Procedimiento para calcular el HU

- Obtener el hidrograma de escurrimiento directo y calcular su volumen, V_{ED} (Figura 5-4b).
- Calcular la lluvia efectiva $P_e = V_{ED}/A_c$ y determinar su duración.
- Las ordenadas del HU se obtienen dividiendo las del hidrograma de escurrimiento directo entre la precipitación efectiva, P_e .

5.8.3 Método del hidrograma unitario instantáneo (HUI)

Este método toma en cuenta la distribución del tiempo. Se basa en el hecho de que si la lluvia en exceso es una cantidad unitaria y su duración es infinitesimal, considerando al volumen de agua constante, el hidrograma resultante es una función de pulso.

Un modelo empleado para la deducción del HUI pudiera ser el que considera a una cuenca de drenaje a la que está formada por una serie de almacenamientos lineales idénticos (Fuentes M, 1995).

El Sistema $Q(t)$ e $I(t)$ (funciones de salida y entrada, respectivamente) puede tratarse con una función respuesta $u(t)$; considerando la entrada como una sucesión de entradas instantáneas infinitesimales cuyo volumen es $I(\tau) d\tau$, siendo cada una de éstas su contribución $I(\tau) u(t - \tau) d\tau$ a la razón de salida $Q(t)$ en el tiempo t . La respuesta para la función completa de entrada $I(\tau)$ pueden obtenerse integrando la respuesta a los pulsos, teniéndose que

$$Q(t) = \int_{t_0}^{t' \leq t_0} I(\tau) u(t - \tau) d\tau \quad (5.151)$$

Esta ecuación, conocida como integral de convolución, es fundamental para la solución de sistemas lineales en una escala continua de tiempo (Figura 5-11). En este caso la ordenada $Q(t)$ representa al hidrograma de escurrimiento en el tiempo t , es decir, cada lluvia efectiva $I(\tau)$ de duración t_0 se multiplicará por el hidrograma unitario instantáneo $u(t - \tau)$ para después sumar todos los hidrogramas así producidos y obtener el hidrograma de escurrimiento resultado de la precipitación $I(\tau)$.

5.8.3.1 Propiedades del Hidrograma Unitario Instantáneo

- i. $0 \leq u(t) \leq$ un valor pico positivo, para $t > 0$
- ii. $u(t) = 0$ para $t \leq 0$
- iii. $u(t) \rightarrow 0$ cuando $t \rightarrow \infty > 0$
- iv. $\int_0^{\infty} u(t) dt = 1$
- v. $\int_0^{\infty} u(t) \cdot t dt = t_r$

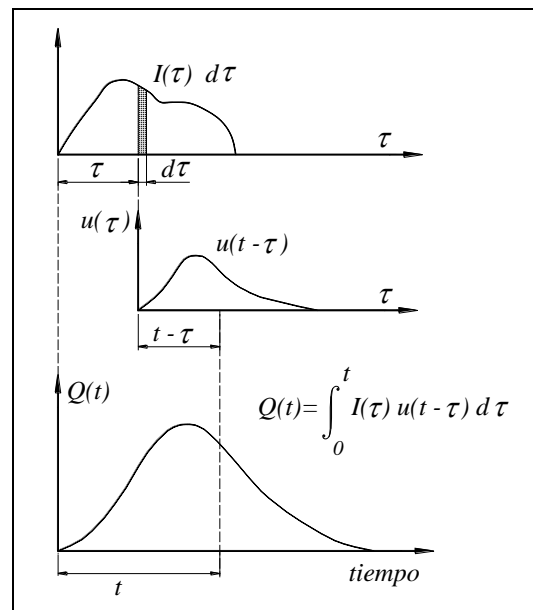


Figura 5-11. Hidrograma Unitario Instantáneo

Donde t_r es el tiempo de retraso del hidrograma unitario instantáneo.

5.8.4 Método discreto para determinar el HUI

Si existen M pulsos de precipitación neta y N pulsos de escorrentía directa, pueden escribirse N ecuaciones para Q_i ; $i = 1, 2, \dots, N$, en términos de $N - M + 1$ valores desconocidos del hidrograma unitario, es decir

$$\begin{aligned}
 Q_1 &= P_1 u_1 \\
 Q_2 &= P_2 u_1 + P_1 u_2 \\
 Q_3 &= P_3 u_1 + P_2 u_2 + P_1 u_3 \\
 &\vdots \\
 Q_M &= P_M u_1 + P_{M-1} u_2 + \dots \\
 Q_{M+1} &= 0 + P_M u_2 + \dots + P_2 u_M + P_1 u_{M+1} \\
 &\vdots \\
 Q_{N-1} &= 0 + 0 + \dots + 0 + 0 + P_M u_{N-M} + P_{M-1} u_{N-M+1} \\
 Q_N &= 0 + 0 + \dots + 0 + 0 + 0 + P_M u_{N-M} + P_{M-1} u_{N-M+1}
 \end{aligned} \tag{5.152}$$

La ecuación (5.152) se puede ser expresada en forma matricial, así el escurrimiento directo se calcula fácilmente resolviendo el sistema de ecuaciones siguiente

$$[P] \cdot [U] = [Q] \tag{5.153}$$

Donde $[P]$ es la matriz de precipitaciones $[M \times 1]$, $[U]$ vector de ordenadas del hidrograma unitario $[NU \times 1]$ y $[Q]$ vector de las ordenadas del hidrograma de escurrimiento directo $[N \times 1]$. NU se valua con la ec. (5.154). Además

Q_i Ordenada del hidrograma de escurrimiento directo, para un tiempo $i \times \Delta t$, en $[m^3/s]$.

u_i Ordenada del hidrograma unitario de duración en exceso, Δt , en $[m^3/s/mm]$.

P_i Altura de precipitación efectiva o en exceso, en $[mm]$

N Número de ordenadas del hidrograma de escurrimiento directo

M Número de precipitaciones efectivas; corresponde al número de barras del hietograma de lluvia efectiva.

NU Número de ordenadas del HU de duración en exceso Δt .

$$NU = N - M + 1 \tag{5.154}$$

El sistema de ecuaciones (5.152) contiene más ecuaciones que incógnitas. Para resolver este problema es necesario emplear alguna técnica de optimización (Aparicio M, 1996) o en su caso resolver dicho sistema usando el procedimiento propuesto por Raudkivi (1979) el cual está basado en aceptar un error pequeño en cada ecuación del sistema (Fuentes M, 1995).

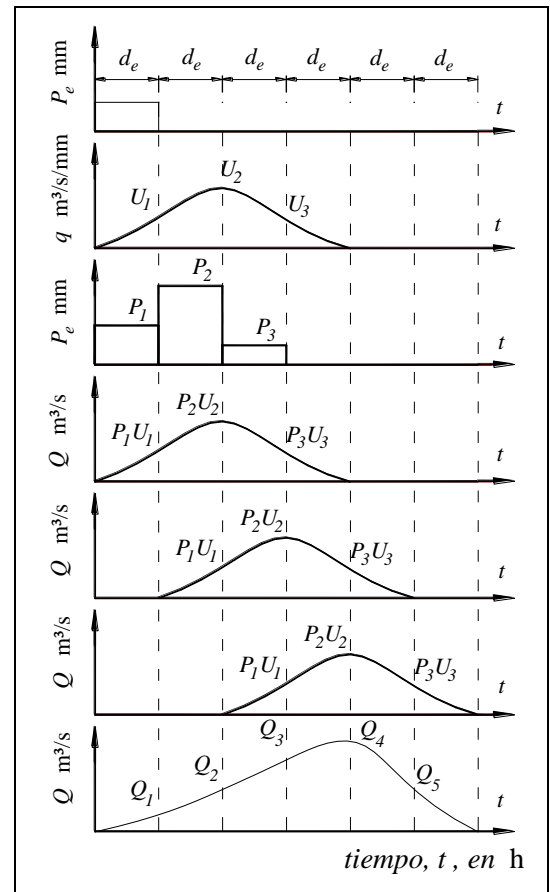


Figura 5-12. Método del HU instantáneo

5.8.5 Hidrogramas Unitarios Sintéticos

Para emplear el método del hidrograma unitario es deseable contar con un hidrograma observado a la salida de la cuenca de estudio y la precipitación que la originó. En una mayoría de los estudios de hidrología no se cuenta con estaciones hidrométricas, o bien, es frecuente la falta de información de lluvia pluviográfica adecuada. En estos casos, la ciencia de la hidrología recurre a utilizar métodos sintéticos que se basan en características generales de las cuencas.

5.8.5.1 Hidrograma Unitario Sintético de Snyder

Según Chow (1994), se estudiaron cuencas en los montes Apalaches de los estados Unidos, cuyas superficies variaron de 10 hasta 10 000 mi² (25.8 a 25 900 km²). Snyder (1938), halló las relaciones sintéticas para algunas características de un *hidrogramas unitario estándar*. Más tarde, el US Army Corps of Engineers (1959), citado por Chow (1994), propuso una modificación a la idea de Snyder, la que consiste en obtener cinco características del *hidrograma unitario requerido*:

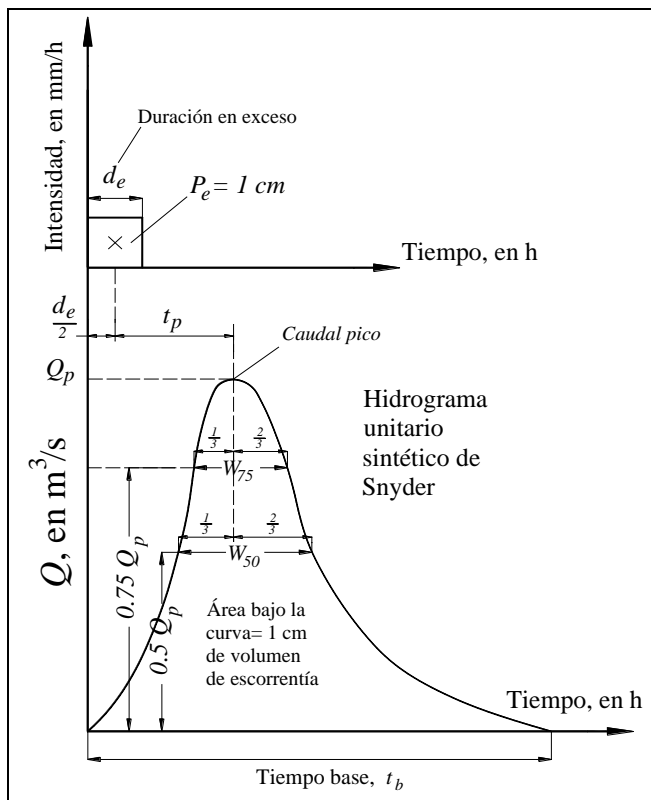


Figura 5-13. Características del Hidrograma Unitario Sintético de Snyder

Con estas características se calcula el resto de variables y se dibuja el hidrograma unitario estándar, como se aprecia en la Figura 5-13.

Se conoce una duración en exceso de lluvia, d_e

El retardo de la cuenca, t_r , es igual a la diferencia de tiempo entre el centroide del hidrograma de exceso de la lluvia y el pico del hidrograma unitario.

$$t_r = 0.75 C_t (L \cdot L_c)^{0.3} \quad (5.155)$$

Donde: t_r está en [h], L es la longitud de la corriente principal, en [km], desde la salida de la cuenca hasta la divisoria más alejada; L_c , es la distancia desde la salida de la cuenca hasta el punto de la corriente más cercano al centroide de la superficie de la cuenca, en [km]. C_t es un coeficiente basado en mediciones de la cuenca propia.

El caudal pico unitario es igual al caudal pico por unidad de área de drenaje, $q_p = Q_p/A$, en [m³/(s·km²·cm)], y se calcula con la expresión

$$q_p = \frac{2.75 C_p}{t_r} \quad (5.156)$$

Donde: C_p es un coeficiente basado en cuencas instrumentadas en la misma región.

El tiempo base, $t_b = 5 t_r$, y los anchos del hidrograma unitario para el 50 y el 75% del caudal pico, W_{50} y W_{75} se obtienen con la siguientes relaciones

$$W_{50} = \frac{5.6}{q_p^{1.08}} \quad [\text{h}]$$

y

$$W_{75} = \frac{3.21}{q_p^{1.08}} \quad [\text{h}]$$

A partir del hidrograma unitario deducido se obtiene su duración efectiva, $d_e = t_r/5.5$. Y el caudal pico se calcula con la expresión

$$Q_p = \frac{C_p}{t_p} A \quad (5.157)$$

5.8.5.2 Hidrograma Adimensional del SCS

El hidrograma unitario del SCS fue desarrollado por Víctor Mockus (1972), que fue derivado a partir del análisis de un gran número de hidrogramas unitarios de cuencas en diferente ubicación, forma y tamaño. El método se sintetiza al empleo de un hidrograma adimensional promedio (Figura 5-14).

El caudal se expresa con la relación de gasto unitario, q , respecto al gasto pico q_p ; y con el tiempo respecto al tiempo de ocurrencia del pico en el hidrograma unitario t_p o T_p (Chow & Et_al, 1994).

Conocidos el gasto y tiempo pico para la duración de exceso de la lluvia, el hidrograma unitario para la cuenca se puede estimar a partir del hidrograma sintético adimensional del SCS. Fuentes (1995) presenta los valores representativos del hidrograma adimensional elaborado por Mockus (1972), ver Figura 5-14 y Tabla 5-3. El procedimiento para obtener un hidrograma es:

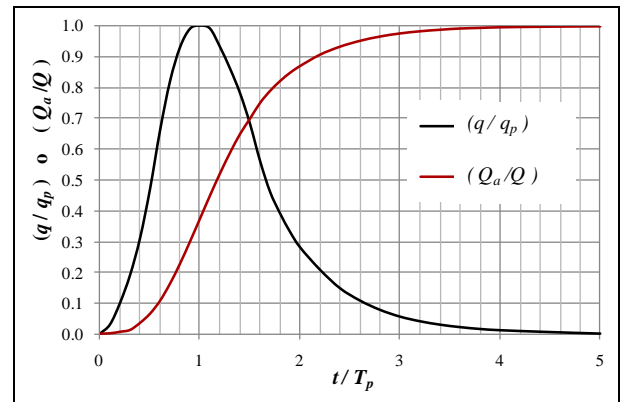


Figura 5-14. Hidrograma Unitario Sintético del SCS

- i) Multiplicar cada uno de los valores (t/t_p) y (q/q_p) por los valores de t_p y q_p , dados por las ecuaciones (5.150) y (5.159) respectivamente, los resultados producen la forma del hidrograma unitario, t vs q ;
- ii) Al multiplicar los valores de las ordenadas q por la altura de precipitación efectiva se obtiene las ordenadas del hidrograma de diseño Q .

$$q_p = 0.208 \frac{A_c}{t_p} \quad (5.158)$$

$$t_p = \frac{d_e}{2} + 0.6 t_c \quad (5.159)$$

Donde A_c área de la cuenca, en $[\text{km}^2]$; t_p tiempo pico, en $[\text{h}]$, y q_p gasto pico, en $[\text{m}^3/(\text{s}\cdot\text{mm})]$

Tabla 5-3. Valores del Hidrograma Unitario Sintético del SCS

Tiempo (t/t_p)	Gasto (q/q_p)	Gasto Acumulado (Q_a/Q)	Tiempo (t/t_p)	Gasto (q/q_p)	Gasto Acumulado (Q_a/Q)	Tiempo (t/t_p)	Gasto (q/q_p)	Gasto Acumulado (Q_a/Q)
0.0	0.000	0.000	1.1	0.990	0.450	2.4	0.147	0.934
0.1	0.030	0.001	1.2	0.930	0.522	2.6	0.107	0.953
0.2	0.100	0.006	1.3	0.860	0.589	2.8	0.077	0.967
0.3	0.190	0.012	1.4	0.780	0.650	3.0	0.055	0.977
0.4	0.310	0.035	1.5	0.680	0.700	3.2	0.040	0.984
0.5	0.470	0.065	1.6	0.560	0.751	3.4	0.029	0.989
0.6	0.660	0.107	1.7	0.460	0.790	3.6	0.021	0.993
0.7	0.820	0.163	1.8	0.390	0.822	3.8	0.015	0.995
0.8	0.930	0.228	1.9	0.330	0.849	4.0	0.011	0.997
0.9	0.990	0.300	2.0	0.280	0.871	4.5	0.005	0.999
1.0	1.000	0.375	2.2	0.207	0.908	5.0	0.000	1.000

De acuerdo con Ponce (1994), la duración en exceso, d_e , puede aproximarse según el tamaño de la cuenca (ver clasificación en Tabla 5-2) y se puede aproximar con las relaciones siguientes:

Para cuencas medianas y grandes

$$d_e = 2\sqrt{t_c} \quad (5.160)$$

Y para cuencas pequeñas

$$d_e = t_c \quad (5.161)$$

En la práctica generalmente es preferible usar una duración en exceso corta (idealmente del orden de una cuarta parte del tiempo de concentración) pero acorde con la información pluviográfica disponible, y aprovechar los principios de proporcionalidad y superposición de causas y efectos alimentando al modelo con un hietograma.

5.8.5.3 Hidrograma Unitario Triangular

Este tipo de hidrogramas son útiles cuando no se tienen registros simultáneos de precipitación y escurrimiento. Para su obtención se requiere conocer las características fisiográficas de la cuenca. En cuencas pequeñas (25 a 250 km^2) tiene forma triangular (Springall G., 1970; Chow & Et_al, 1994) y su gasto pico (Figura 5-15) se calcula con la ecuación (5.158)

El tiempo de retraso se estima con la siguiente ecuación

$$t_r = 1.67 t_p \quad (5.162)$$

Luego

$$t_b = t_p + t_r \quad (5.163)$$

El hidrograma de escurrimiento directo se calcula multiplicando cada una de las ordenadas del HU triangular por las ordenadas del hietograma de lluvia efectiva, h_{pe} , en $[\text{mm}]$.

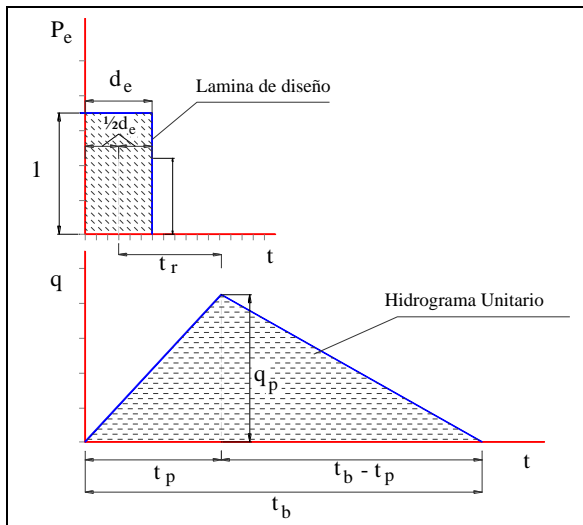


Figura 5-15. Hidrograma Unitario Triangular

En la actualidad, una mayoría de los estudios hidrológicos se encuentran con que no existe información de lluvia y caudal simultáneos, de manera que los hidrogramas puedan calibrarse por alguno de los métodos descritos en 5.8.1 a 5.8.4. Este problema puede ser resuelto por alguno de los métodos sintéticos estudiados en los acápites anteriores, sin embargo, su característica empírica hace que su distribución en el tiempo sea distinta a la realidad.

5.8.5.4 Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico

Un criterio que puede resolver los inconvenientes comentados es el método del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico "HUIG" (Eslava M., 1997). El método del HUIG toma en cuenta las características fisiográficas y geométricas de cada cuenca. Para obtener el HUIG de una cuenca se requieren los parámetros geomorfológicos: R_B , R_L y R_A , conocidos como la razón de bifurcación y de longitudes de corriente de Horton y razón de Áreas de Strahler (1957); los cuales se obtienen a partir de las siguientes expresiones

$$R_B = \frac{N_{\omega-1}}{N_{\omega}} \quad (5.164)$$

$$R_L = \frac{\bar{L}_{\omega}}{\bar{L}_{\omega-1}} \quad (5.165)$$

y

$$R_A = \frac{\bar{A}_{\omega}}{\bar{A}_{\omega-1}} \quad (5.166)$$

Donde N_{ω} número de corrientes de orden ω ; \bar{L}_{ω} longitud promedio de una corriente de orden ω , en km y \bar{A}_{ω} área promedio que contribuye al escurrimiento de una corriente de orden ω , en km^2 .

El trabajo desarrollado por Eslava (1997) explica la metodología detallada y presenta un programa para calcular el HUIG. Los datos que se introducen son: el área, el orden de corriente de la cuenca analizada, las longitudes de corriente, los parámetros R_B , R_L y R_A ; y finalmente la velocidad del caudal pico.

La información fisiográfica de una cuenca puede resultar tan compleja y demandar mucho tiempo para obtener los parámetros de Horton, así en muchos casos no se dispone de información cartográfica para determinar las longitudes de corriente y áreas de las cuencas de cada orden de corriente. Una alternativa tradicional es emplear las cartas geográficas 1:50000 ó 1:250000, según la precisión deseada, pero aún así

la tarea de calcular las variables geométricas demanda mucho tiempo. Con los avances de la tecnología, ahora se tiene la posibilidad de cuantificar las características fisiográficas de una cuenca utilizando los Sistemas de Información Geográfica, y gracias a su aplicación en la hidrología se tiene la posibilidad de calcular el HUIG en cualquier cuenca del mundo.

Para obtener los parámetros necesarios para el cálculo del HUIG se puede emplear las utilerías del programa ARCGIS, www.esri.com, (Maidment & Djokic, 2000) y con base en la información proporcionada por un Modelo Digital de Elevación (MDE), aplicar los procedimientos que llevan a obtener dichos parámetros. El trabajo desarrollado por Fuentes *et al* (2004) describe y procede a comparar los resultados del HUIG calculados con parámetros de Horton obtenidos por métodos tradicionales y los generados con un SIG. Lógicamente, los modelos numéricos de terreno tienen precisión de 90×90 m (SRTM), 30×30 m (ASTER), ambos de acceso libre. Las tecnologías recientes tienen costo, y su precisión genera mallas desde 30 centímetros hasta 3 m (LIDAR).

5.9 CARACTERÍSTICAS DE LAS CUENCAS DE ESTUDIO

La cuenca del río La Paz se ubica geográficamente entre los 14° 36' a 17° 24' de latitud sur y 66° 53' a 69° 21' de longitud oeste. Está conformada por diversas subcuencas de tipo torrencial cuyas pendientes son mayores a 2%. Los ríos nacen en el lado oeste de la cordillera de Los Andes, los cauces recorren de noreste hacia el sur y sudoeste, hasta la zona urbana; después, cambian su dirección hacia el sur, hasta su salida de la cuenca por la estación hidrométrica Aranjuez. Las aguas de la cuenca son drenadas hacia las grandes cuencas afluentes del Río Amazonas. El área total de la cuenca del Río La Paz es 498.73 km² y la superficie urbana en esta cuenca es aproximadamente el 15%, aunque este valor va en aumento.

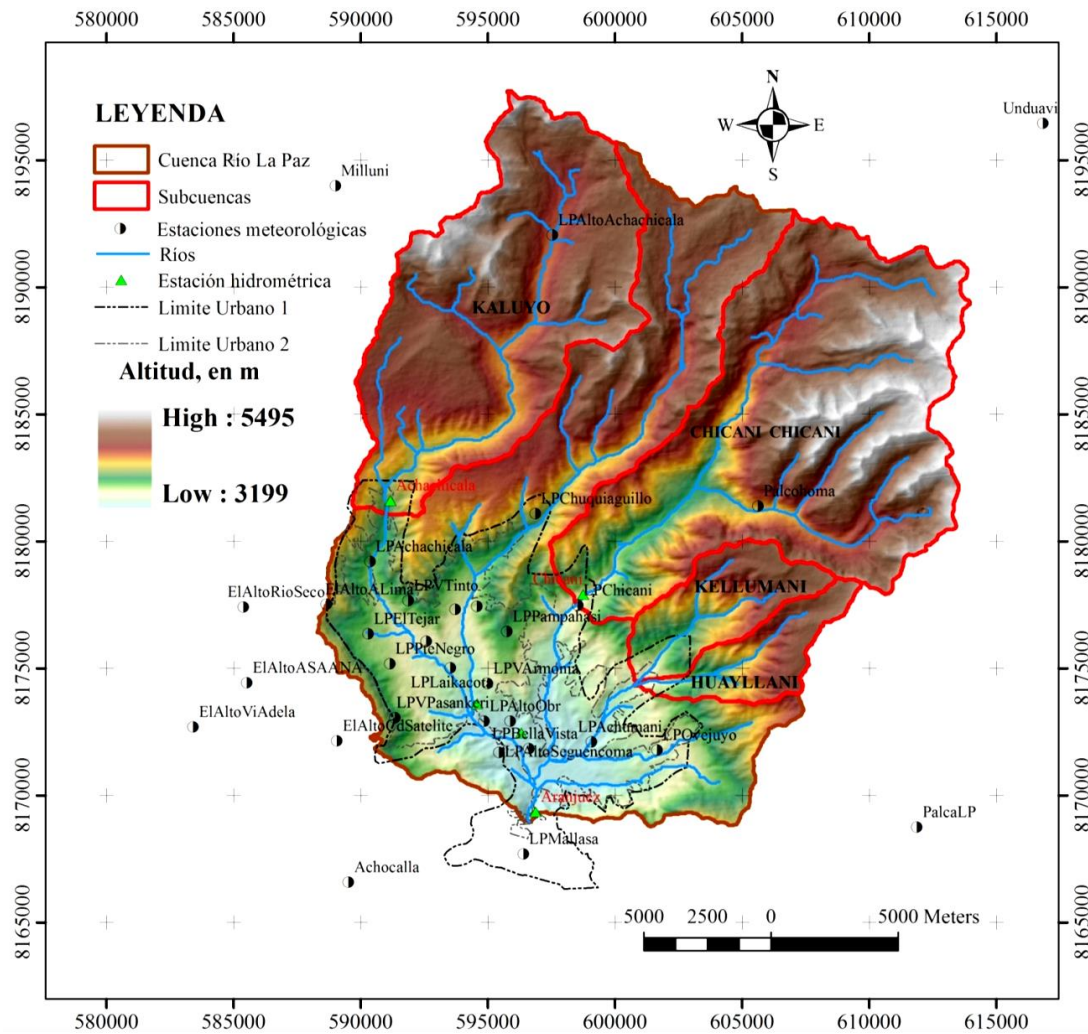


Figura 5-16. Cuenca del Río La Paz

En esta parte del trabajo se presentan ejemplos de estimaciones de hidrogramas en algunas subcuencas de la zona de estudio, a fin de complementar el criterio de pronóstico de la lluvia diaria presentado en el capítulo anterior. Dichas subcuencas fueron delimitadas en función de la información hidrométrica disponible en las estaciones de los ríos: i) Kaluyo, ii) Chicani, iii) Kellumani y iv) Huayllani. En la Figura 5-16 se muestra la cuenca del Río La Paz y las subcuencas de los ríos mencionados.

5.9.1 Características Morfológicas de las Subcuenas

En la Tabla 5-4 y Tabla 5-6 se dan las características geomorfológicas de cada subcuenca, más adelante se presentan algunos hidrogramas observados en cada área de drenaje; asimismo, se realizan comparaciones de estos con los generados por métodos sintéticos a partir de la lluvia pronosticada.

Tabla 5-4. Parámetros morfológicos de la subcuenca Kaluyo

Subcuenca	Río Kaluyo		
Estación Hidrométrica	Achachicala		
Coordenadas	Lat. S	Long. W	3904 m
Altitud	-16.4453°	-68.1458°	
Área de Drenaje	108 347 922 m ²		108.35 km ²
Perímetro	66504 m		66.5 km
Elev. Máxima	5342 m		
Elev. Mínima	3904 m		
Desnivel	1438 m		
Longitud cauce principal	23964.21 m		23.96 km
Pendiente	(1438/23964.21)=0.06001		6.0 %
Pendiente 1085	0.02559		2.56 %
Tiempo de concentración, Ec. (5.136)	$t_c = 0.0003245 \frac{(23964.21)^{0.77}}{(0.0256)^{0.385}}$		3.14 h

Tabla 5-5. Parámetros morfológicos de la subcuenca Chicani

Subcuenca	Río Chicani		
Estación Hidrométrica	Chicani		
Coordenadas	Lat. S	Long. W	3615 m
Altitud	-16.4783°	-68.0747°	
Área de Drenaje	145 793 330 m ²		145.79 km ²
Perímetro	78962 m		78.96 km
Elev. Máxima	5401 m		
Elev. Mínima	3615 m		
Desnivel	1786 m		
Longitud cauce principal	26408.91 m		26.41 km
Pendiente	(1786/26408.91)=0.06763		6.76 %
Pendiente 1085	0.0516		5.90 %
Tiempo de concentración, Ec. (5.136)	$t_c = 0.0003245 \frac{(26408.91)^{0.77}}{(0.0590)^{0.385}}$		2.45 h

Tabla 5-6. Parámetros morfológicos de la subcuenca Kellumani

Subcuenca	Río Kellumani		
Estación Hidrométrica	Kellumani		
Coordenadas	Lat. S	Long. W	3577 m
Altitud	-16.5079°	-68.0534°	
Área de Drenaje	22339590.7 m ²		22.34 km ²
Perímetro	28750.5 m		28.75 km
Elev. Máxima	4867 m		
Elev. Mínima	3577 m		
Desnivel	1290 m		
Longitud cauce principal	10249.5 m		10.25 km
Pendiente	$\frac{(4867 - 3577)}{10249.5} = 0.1258$		12.58 %
Pendiente 1085	0.1336		13.36 %
Tiempo de concentración, Ec. (5.136)	$t_c = 0.0003245 \frac{(10249.5)^{0.77}}{(0.1258)^{0.385}}$		0.883 h 53 min

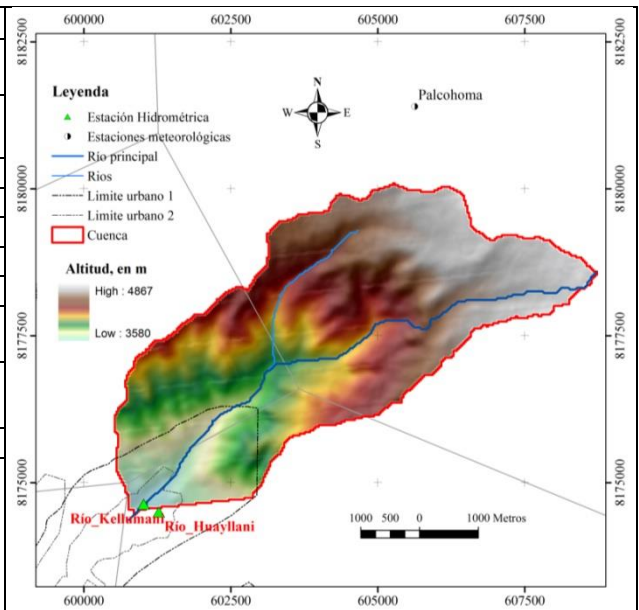
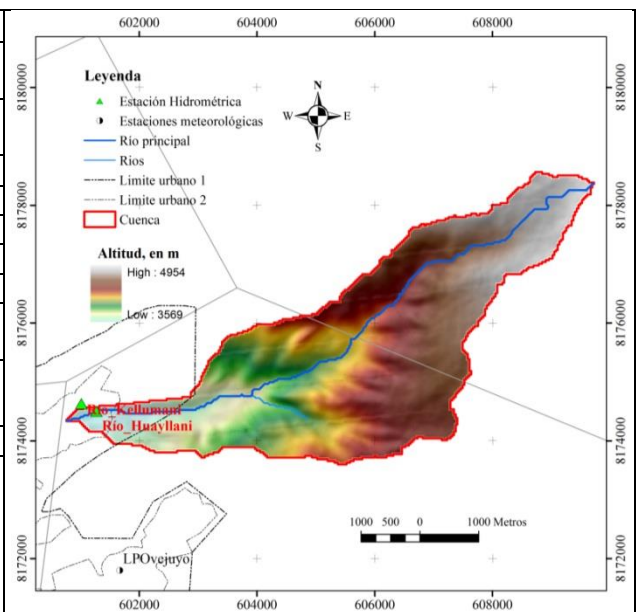


Tabla 5-7. Parámetros morfológicos de la subcuenca Huayllani

Subcuenca	Río Huayllani		
Estación Hidrométrica	Huayllani		
Coordenadas	Lat. S	Long. W	3569 m
Altitud	-16.5092°	-68.0514°	
Área de Drenaje	16615124.6 m ²		16.62 km ²
Perímetro	29044.5 m		29.04 km
Elev. Máxima	4954 m		
Elev. Mínima	3569 m		
Desnivel	1385 m		
Longitud cauce principal	11112.4 m		11.11 km
Pendiente	$\frac{(4954-3569)}{11112.4} = 0.1246$		12.46 %
Pendiente 1085	0.1308		13.08 %
Tiempo de concentración, Ec. (5.136)	$t_c = 0.0003245 \frac{(11112.4)^{0.77}}{(0.1246)^{0.385}}$		0.943 h 56.6 min



5.9.2 Obtención de parámetros Geomorfológicos de Horton–Strahler

En aquellas cuencas donde no se tiene información de lluvias y caudales simultáneos, es preferible utilizar métodos sintéticos calibrados de forma específica para cada área de estudio. Uno de los métodos sugeridos frecuentemente para resolver la falta de información es aquel que relaciona las variables geomorfológicas de la cuenca con la respuesta de las corrientes. Este criterio resulta útil para la aplicación del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico (HUIG), el cual sólo utiliza características geomorfológicas y dimensiones de la cuenca para llegar a determinar el hidrograma unitario; que al ser multiplicado por la lluvia efectiva en la cuenca produce el hidrograma a la salida de la cuenca.

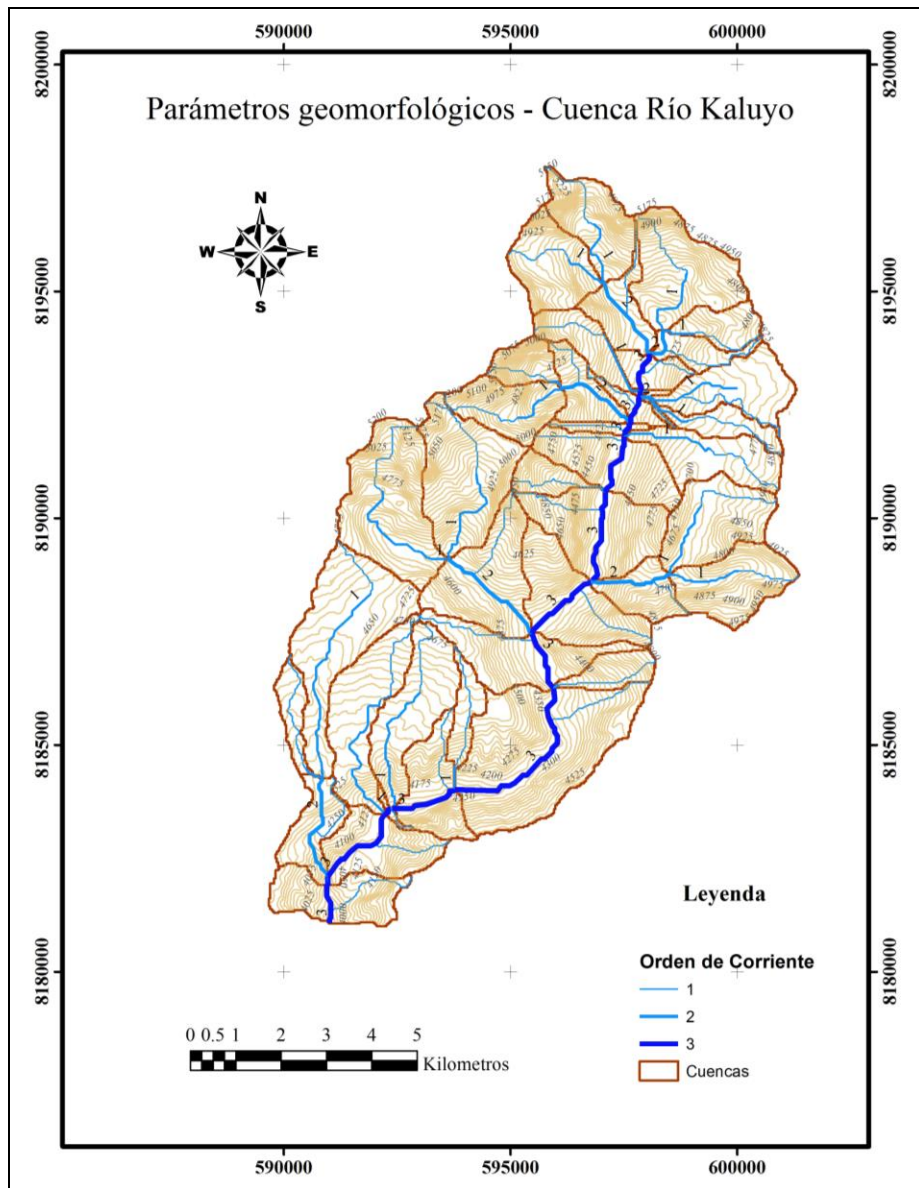


Figura 5-17. Parámetros geomorfológicos en la cuenca del Río Kaluyo para aplicar el método del HUIG

De acuerdo con la clasificación y las leyes de Horton–Strahler descritas en el acápite 5.8.5.4, Eslava (1997) aplicó el concepto y desarrolló ecuaciones para determinar el HUIG; además, elaboró un programa de cómputo para calcularlo. Los datos necesarios para ejecutar el programa “HUIG” tienen como base las variables fisiográficas de la cuenca, los cuales se obtienen con ayuda de una carta topográfica o con un programa de SIG y un Modelo Digital de Elevación.

Con base en la información proporcionada por el programa ARC-GIS (Maidment & Djokic, 2000), se presenta una aplicación del HUIG en la cuenca del Río Kaluyo. La Figura 5-17. , Tabla 5-8 y Figura 5-18 indican: el orden de corriente; 1er, 2do y 3er orden, las áreas, longitudes de los ríos, así como los parámetros geomorfológicos.

En la Tabla 5-8 se da un resumen de los parámetros geomorfológicos para la cuenca del Río Kaluyo, y a través de éstos se aplica el criterio del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico con el programa HUIG (Eslava M., 1997); como resultado se obtienen los hidrogramas de escurrimiento directo para dicha cuenca.

Tabla 5-8. Parámetros geomorfológicos de la cuenca del Río Kaluyo

Orden, ω	N_ω	$\sum A_\omega$ (km ²)	\bar{A}_ω (km ²)	$\sum L_\omega$ (km)	\bar{L}_ω (km)	$\text{Log } N_\omega$	$\text{Log } \bar{L}_\omega$	$\text{Log } \bar{A}_\omega$
1	21	57.78	2.75	79.93	3.81	1.32	0.58	0.44
2	7	57.04	8.15	42.79	6.11	0.85	0.79	0.91
3	1	108.35	108.35	23.96	23.96	0.00	1.38	2.03

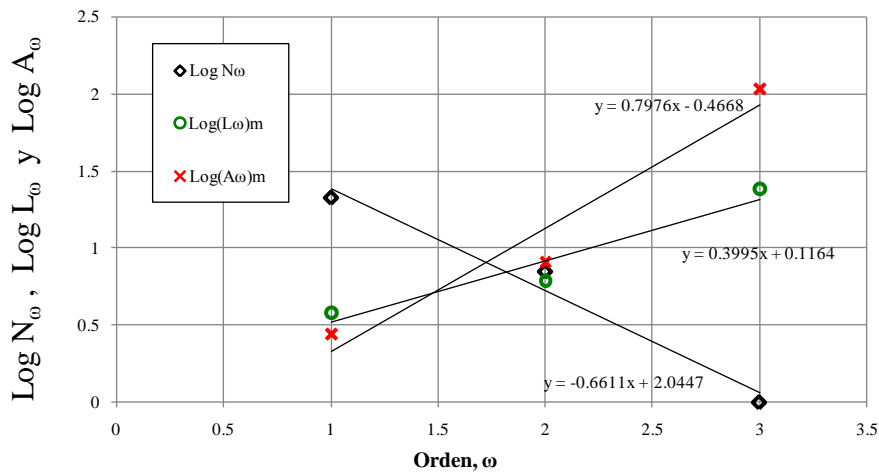


Figura 5-18. Relación de los parámetros geomorfológicos de Horton: R_B , R_L y R_A , cuenca Río Kaluyo

Los parámetros geomorfológicos de Horton – Strahler: R_B , R_L y R_A se calculan como sigue

$$R_B = a \log(0.6611) = 4.58$$

$$R_L = a \log(0.3995) = 2.51$$

$$R_A = a \log(0.7976) = 6.27$$

La velocidad promedio de viaje de la corriente por el cauce principal puede ser estimada de tres formas:

- i. Medición directa a través de un aforo en una sección a la salida de la cuenca (estación hidrométrica)
- ii. Calibración de un modelo hidráulico y aplicación de una ecuación de fricción, por ejemplo la fórmula de Manning.
- iii. Por la relación de la pendiente, longitud del cauce y el tiempo de concentración.

En el presente estudio sólo se cuenta con información geomorfológica de la cuenca, por tanto se utilizará el método relacionado con el tiempo de concentración.

Para la salida de la cuenca, se han calculado la longitud del cauce principal, L_c , la pendiente media, S_c , y se ha estimado el tiempo de concentración, esto resulta (de la Tabla 5-4)

$$t_c = 0.0003245 \frac{(23964.21)^{0.77}}{(0.0256)^{0.385}} = 3.14 \text{ h}$$

Por tanto, la velocidad media de la corriente es

$$V = \frac{L_c}{t_c} = \frac{23964.21}{3.14 \cdot 3600} = 2.11 \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

Con base en los parámetros geomorfológicos de la cuenca del Río Kaluyo, se utilizó la aplicación HUIG de Eslava (1997) y se determinaron los hidrogramas geomorfológicos de la Figura 5-19 para una duración de lluvia efectiva de una hora. Además, cada hidrograma fue calculado para las velocidades promedio de corriente indicadas. En el caso de aplicación en la cuenca del Río Kaluyo se utiliza la velocidad de 2.11 m/s, como se verá más adelante.

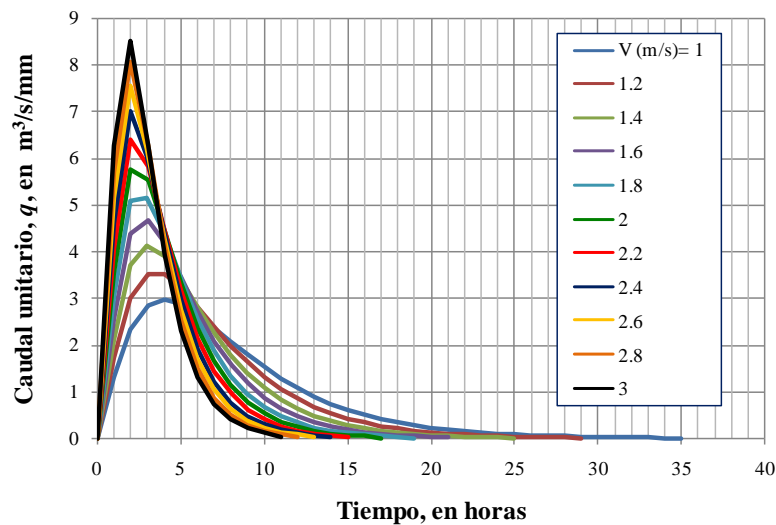


Figura 5-19. Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico (HUIG) para la cuenca del Río Kaluyo, con velocidad media de 1 a 3 m/s y duración efectiva de 1 hora.

5.9.3 Hidrogramas Observados

La base de datos hidrométricos de la cuenca del Río La Paz contiene caudales aforados con procedimientos tradicionales establecidos por la Organización Meteorológica Mundial (OMM). La medición se realiza en ríos y canales con instrumentos como molinetes de hélice o de cazuelas. Algunas estaciones cuentan con un limnógrafo mecánico, que realiza medición automática del nivel del agua; además, todas las estaciones hidrométricas tienen instalado una regla limnimétrica, la cual, muchas veces es utilizada para verificar la medición automática; en otras estaciones sólo se tiene una regla graduada, por lo que estas tienen pocas mediciones durante el día.

Mientras que los aparatos mecánicos registran niveles del agua en forma permanente, en las estaciones que no se disponen dichos instrumentos se observan los niveles del agua y se registran los valores en planillas semanales o mensuales, con 1, 2 ó 3 lecturas por día, según la magnitud de la cuenca y la importancia de las mediciones. Al respecto, es importante explicar que para conocer el comportamiento de las crecidas se requieren mediciones con intervalos de tiempo que expliquen la subida del agua; identificar el momento en que se presenta el pico y la bajada, hasta lograr un equilibrio con caudal base. Por ejemplo, para contar con medidas precisas de una crecida repentina será prudente realizar varias mediciones del nivel del agua durante el tiempo que dure la avenida, quizás en forma instantánea o con intervalos de 5, 10 ó 15 minutos.

La medición de caudales de crecidas es muy compleja y peligrosa, razón por la que puede optarse por calibrar un modelo hidráulico para estimar los caudales. Para ello se pueden utilizar las características hidráulicas de la sección y el tramo de aforo. También es importante mencionar que toda medición resulta costosa, así que para aforar las crecidas se debe esperar la época de lluvias, preparar el equipo apropiado y el personal exclusivo, de tal forma que pueda colectarse relaciones simultáneas del nivel del agua y su respectivo caudal contra el tiempo.

Los aforos realizados en las corrientes de la cuenca de estudio se encuentran en una base de datos por cada estación hidrométrica, ésta información se guarda en formato HYDRACCESS (Vauchel, 2005). Para describir las crecidas se requiere contar con la variación precisa del nivel de la superficie contra el tiempo, o el caudal vs. Tiempo (Q vs. t). En el caso de las subcuencas medianas (ríos Kaluyo y Chicani) sólo se tienen 3 ó 4 registros por día; en consecuencia, las crecidas no quedan bien definidas, porque no está claro el inicio o terminación de la avenida, y en el peor de los casos, no se registra el caudal máximo del hidrograma. En algunos casos las duraciones de las crecidas son de casi 24 horas; y en otros se prolonga hasta 48 horas, debido a la presencia de varias tormentas.

Por ejemplo, la Figura 5-20 muestra una de las pocas crecidas definidas claramente, la cual corresponde al 5-Mzo-1982. En ésta se incluye el hietograma de lluvias obtenido con la distribución temporal de lluvias registrada en los pluviógrafos de San Calixto y Laikacota, y con lluvia media total en la cuenca del Río Kaluyo. La Figura 5-21 muestra la crecida del 25-Feb-1984, de forma similar se utiliza la distribución temporal de lluvia de la estación Laikacota. En ambas figuras se da la infiltración media calculada para cada tormenta, con este valor se obtienen las barras de la lluvia efectiva.

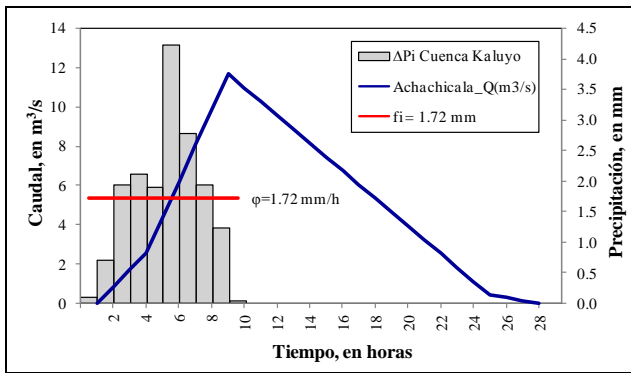


Figura 5-20. Hidrograma observado (05-Mzo-1982), subcuenca Río Kaluyo

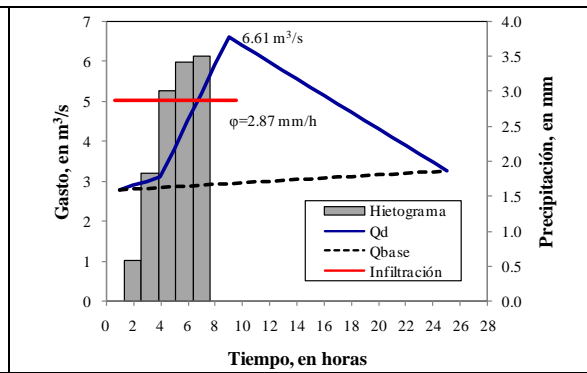


Figura 5-21. Hidrograma Observado (25-Feb-1984), subcuenca Río Kaluyo

Por otro lado, los hidrogramas hallados para las cuencas pequeñas, en las estaciones hidrométricas de los Ríos Achumani y Huayllani, comprenden mediciones con estaciones automáticas instrumentadas por la ORSTOM (Bourges, Ribstein, Hoorelbeke, Dietze, & Cortez, 1992) y el SENAMHI. Estas mediciones fueron efectuadas en el marco de un proyecto de investigación llevado a cabo por ORSTOM, SENAMHI y el Instituto de Hidráulica e Hidrología de la UMSA (Molina C., 1996). Las mediciones efectuadas en el mencionado proyecto, fueron proporcionadas por el Ing. Jorge Molina (1995) y estas fueron convertidas al formato HYDRACCESS (Vauchel, 2005), así, con esta herramienta se logró determinar algunos hidrogramas. En las figuras siguientes se muestran dos crecidas registradas en los ríos Achumani y Huayllani.

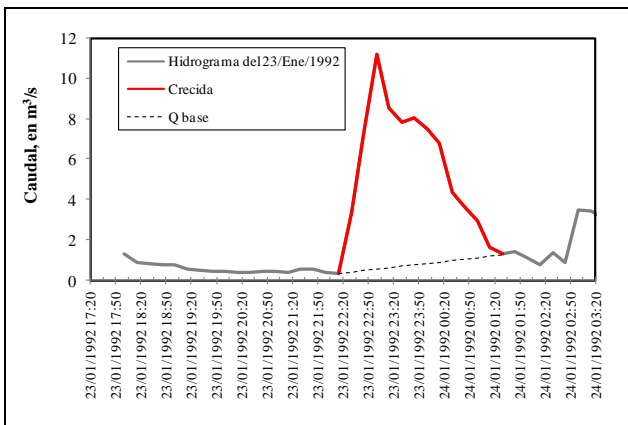


Figura 5-22. Hidrograma del 23-Ene-1992, subcuenca del Río Achumani

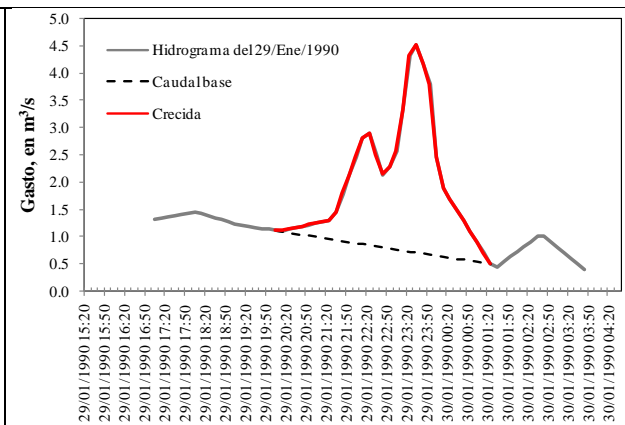


Figura 5-23. Hidrograma del 29-Ene-1990, subcuenca del Río Huayllani

Las mediciones efectuadas en las estaciones hidrométricas de los Río Achumani y Huayllani sólo fueron ejecutadas en el periodo 1989–1991, y el proceso de observación de las crecidas tuvo muchos percances porque las corrientes acarrear bastante sedimento, dado que es muy complejo medir velocidades mayores a 2 m/s; por el riesgo de perder el equipo o peor aún por la pérdida de vidas humanas (los aforadores). Sin embargo, con el avance de la tecnología actual se tienen disponibles equipos modernos que recopilan la información de niveles en tiempo real, estos datos son procesados con el objeto de obtener parámetros precisos para esclarecer el comportamiento de las avenidas.

La complejidad morfológica de las cuencas asociadas a las características hidráulicas de sus corrientes, muestran el comportamiento caótico de los ríos canalizados en las subcuencas de estudio. El diseño longitudinal de los canales sobre ríos de altas pendientes obliga a construirlos en forma escalonada, a fin de disminuir la pendiente y disipar la energía. Entre cada caída se tienen distancias menores a 100 m, y cuando ocurren las crecidas el flujo es no permanente y; además, se presentan las olas pulsantes, *Roll Waves en inglés* (Molina, Marangani, Ribstein, Bourges, Guyot, & Dietze, 1995), un fenómeno donde las crecidas se manifiestan en forma intermitente y por la inercia del flujo se genera una inestabilidad, produciéndose consecuentemente que las olas se rompen generando una gran energía que daña a las estructuras hidráulicas. Por tanto, su interpretación se hace difícil ya que estos flujos intermitentes definen hidrogramas aislados, sin poder identificar la lluvia que dio origen a una determinada avenida.

5.9.4 Hidrogramas Calculados

Las subcuencas estudiadas disponen de poca información y la tarea de comparar el hidrogramas observado (real) con el pronosticado resulta bastante complejo. Los principales factores para llegar a esta conclusión son varios; en principio los hidrogramas utilizado en este trabajo (periodo 1975-2005) están definidos por unas cuantas mediciones por día; y en muchos de los casos no se han medido completamente las avenidas. Además, se debe considerar que las cuencas son pequeñas y su ubicación en las montañas hace que, ante la presencia de una tormenta, la respuesta hidrológica de las corrientes sea muy rápida, con tiempos que van de 10 hasta 30 minutos (Bourges, Ribstein, Hoorelbeke, Dietze, & Cortez, 1992; Molina, Marangani, Ribstein, Bourges, Guyot, & Dietze, 1995).

En vista de la disponibilidad de poca de información y la complejidad para establecer la relación lluvia – escurrimiento, se construyeron hidrogramas de dos formas: en cuencas de orden mayor o igual a 3 se propone aplicar el método del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico o el Hidrograma Unitario tradicional, bajo la hipótesis de que se tiene un patrón promedio de la distribución de lluvias en el tiempo, o bien, para aquellos casos en que exista suficiente información de lluvia y caudal, calibrar un Hidrograma Unitario Instantáneo y resolverlo aplicando el método matricial (Aparicio M, 1996). Para las cuencas pequeñas se pueden aplicar criterios empíricos como el método del hidrograma unitario adimensional, propuesto por el Soil Conservation Service (SCS, 1986), la fórmula racional (Chow & Et_al, 1994) o el hidrograma unitario triangular (Fuentes M, 1995).

5.9.4.1 Aplicación del HUIG en la cuenca del Río Kaluyo

Para aplicar el método del Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico “HUIG” y posteriormente determinar los hidrogramas que producen las lluvias, se determinan los parámetros geomorfológicos de Horton–Strahler. Luego, se aplica el programa HUIG (Eslava M., 1997) y se obtiene el hidrograma unitario para una duración efectiva preestablecida. Se multiplica cada ordenada del hidrograma unitario por la lluvia efectiva de la tormenta que se requiera evaluar, teniendo cuidado de que la duración efectiva de la lluvia corresponde a la del HUIG calculado.

A continuación se presentan dos aplicaciones, las cuales se eligen dependiendo del origen de los datos:
i) Cuando se tiene una tormenta medida y *ii)* cuando se tiene una fracción de la lluvia diaria.

a) Cálculo del hidrograma a partir de una tormenta

Para este ejemplo se toma la tormenta observada el 5 de marzo del 1982 (Figura 5-20) , con la cual se procederá a reproducir el hidrograma con el método HUIG. Las siguientes tablas resumen los valores del hidrograma, caudal base, lluvia registrada y hietograma de lluvia efectiva.

El área de la cuenca es $A_c = 108.35 \text{ km}^2$ (Tabla 5-4)

Volumen de escurrimiento directo, $V_{ed} = 494096.4 \text{ m}^3$ (Tabla 5-9)

Lámina de precipitación efectiva, $Hp_e = (V_{ed}/A_c) = 1000 \times [494096.4/(108.35 \times 10^6)] = 4.56 \text{ mm}$

Tabla 5-9. Datos del hidrograma del 5/Mzo/1982 en estación Achachicala, cuenca del Río Kaluyo

Fecha y Hora	Tiempo [h]	Q_t [m ³ /s]	Q_b [m ³ /s]	Q_d [m ³ /s]	Vol_t [m ³]
05/03/1982 09:00	0	2.95	2.95	0.0	0.0
05/03/1982 10:00	1	3.84	2.97	0.9	1555.1
05/03/1982 11:00	2	4.73	3.00	1.7	4665.4
05/03/1982 12:00	3	5.62	3.02	2.6	7775.7
05/03/1982 13:00	4	7.47	3.05	4.4	12613.9
05/03/1982 14:00	5	9.31	3.07	6.2	19180.2
05/03/1982 15:00	6	11.16	3.10	8.1	25741.1
05/03/1982 16:00	7	13.01	3.12	9.9	32303.7
05/03/1982 17:00	8	14.86	3.15	11.7	38873.6
05/03/1982 18:00	9	14.18	3.17	11.0	40889.5
05/03/1982 19:00	10	13.50	3.20	10.3	38351.3
05/03/1982 20:00	11	12.82	3.22	9.6	35813.2
05/03/1982 21:00	12	12.14	3.25	8.9	33275.1
05/03/1982 22:00	13	11.45	3.27	8.2	30718.9
05/03/1982 23:00	14	10.77	3.30	7.5	28162.8
06/03/1982 00:00	15	10.09	3.32	6.8	25624.7
06/03/1982 01:00	16	9.41	3.35	6.1	23088.3
06/03/1982 02:00	17	8.73	3.37	5.4	20550.2
06/03/1982 03:00	18	8.05	3.40	4.6	18008.5
06/03/1982 04:00	19	7.37	3.42	3.9	15466.7
06/03/1982 05:00	20	6.69	3.45	3.2	12925.0
06/03/1982 06:00	21	6.01	3.47	2.5	10383.3
06/03/1982 07:00	22	5.32	3.50	1.8	7841.5
06/03/1982 08:00	22	4.64	3.52	1.1	5299.8
06/03/1982 09:00	23	3.96	3.55	0.4	2758.1
06/03/1982 10:00	24	3.85	3.57	0.3	1238.7
06/03/1982 11:00	25	3.74	3.60	0.1	743.6
06/03/1982 12:00	26	3.63	3.63	0.0	248.5
				$\Sigma Vol_t =$	494096.4

Dado que en la cuenca del Río Kaluyo no existen registros de pluviógrafos, se utilizó la lluvia horaria registrada en los pluviógrafos de las estaciones San Calixto y El Alto, a fin de dar forma a la tormenta entre el 4 y 5 de marzo en la cuenca del Río Kaluyo, con una lámina de lluvia diaria promedio de: $Hp_t = 16.97 \text{ mm}$ (Tabla 5-10). Para hallar la lluvia efectiva se proponen valores de ϕ (infiltración media), hasta obtener el valor final, $\phi = 1.72 \text{ mm/h}$, tal que al calcular la diferencia de la lluvia total con la infiltración para cada intervalo: $P_{ei} = \Delta P_i - \phi$; y la suma de los $P_{ei} > \phi$, $\Sigma P_{ei} = 4.56 \text{ mm}$, sea igual a la lámina de precipitación efectiva, Hp_e .

El hietograma de lluvia efectiva, estimada para la tormenta del 5 de Marzo del año 1982 en la cuenca del Río Kaluyo, se proporciona en la penúltima columna de la Tabla 5-10. Asimismo, la Figura 5-24 muestra el hietograma e hidrograma mencionados, bajo el supuesto de que la lluvia diaria promedio observada en la cuenca, $Hp_t = 16.97 \text{ mm}$, tiene una distribución temporal similar a la Curva Masa Media de los Pluviógrafos de las estaciones San Calixto y El Alto registradas en la misma fecha.

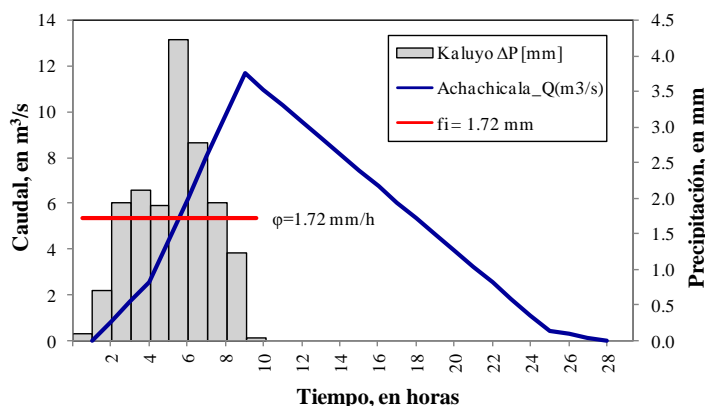


Figura 5-24. Hidrograma de escurrimiento directo observado y hietograma de lluvia efectiva estimada para la cuenca del Río Kaluyo, tormenta del 5/Mzo/1982

Tabla 5-10. Datos de lluvia horaria para la cuenca del Río Kaluyo

Fecha y Hora	PG El Alto	PG-Acum El Alto	PG San Calixto	PG-Acum San Calixto	CMM PG	$100 \cdot \frac{PG}{Hp_t}$	PG_Cuenca Kaluyo	ΔP _Cuenca Kaluyo	P_e _Cuenca Kaluyo	ϕ
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(%)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm/h)
04/03/1982 14:00	0.00		0.30	0.30						
04/03/1982 15:00	0.00		0.10	0.40						
04/03/1982 16:00	0.00	0.00	0.00	0.40						
04/03/1982 17:00	0.50	0.50	0.00	0.40						
04/03/1982 18:00	0.50	1.00	0.00	0.40						
04/03/1982 19:00	0.60	1.60	0.90	1.30						
04/03/1982 20:00	2.40	4.00	0.10	1.40						
04/03/1982 21:00	0.30	4.30	1.40	2.80						
04/03/1982 22:00	0.00		0.00							
04/03/1982 23:00	0.00		0.00							
05/03/1982 00:00	0.00		0.00							
05/03/1982 01:00	0.10	0.10	0.00		0.10	0.52	0.09	0.09	0.00	1.72
05/03/1982 02:00	1.00	1.10	0.60	0.60	0.90	4.68	0.79	0.71	0.00	1.72
05/03/1982 03:00	1.90	3.00	2.50	3.10	3.10	16.10	2.73	1.94	0.22	1.72
05/03/1982 04:00	2.10	5.10	2.70	5.80	5.50	28.57	4.85	2.12	0.39	1.72
05/03/1982 05:00	1.70	6.80	2.60	8.40	7.65	39.74	6.74	1.90	0.17	1.72
05/03/1982 06:00	2.90	9.70	6.70	15.10	12.45	64.68	10.97	4.23	2.51	1.72
05/03/1982 07:00	2.50	12.20	3.80	18.90	15.60	81.04	13.75	2.78	1.05	1.72
05/03/1982 08:00	3.50	15.70	0.90	19.80	17.80	92.47	15.69	1.94	0.22	1.72
05/03/1982 09:00	2.80	18.50	0.00		19.20	99.74	16.92	1.23	0.00	1.72
05/03/1982 10:00	0.10	18.60	0.00		19.25	100.00	16.97	0.04	0.00	1.72
05/03/1982 11:00	0.00		0.00							
05/03/1982 12:00	0.00		0.00							
PG Pluviógrafo, PM Pluviómetro								$\sum P_{ei} =$	4.56	

Aplicando el HUIG con los parámetros indicados en 5.9.2 , con una velocidad media de la corriente $V = 2.11 \text{ m/s}$, se obtiene un hidrograma que alcanza un caudal pico de $24 \text{ m}^3/\text{s}$. Si se utiliza una velocidad $V = 1.0 \text{ m/s}$ se obtiene un hidrograma similar al medido. La estimación de la velocidad media de la corriente es un parámetro importante que debe ser obtenido con base en las mediciones de crecidas. En este caso se ha supuesto, primero, una velocidad a partir de la relación del tiempo de concentración y la longitud del cauce más largo, bajo la hipótesis de que la velocidad en el HUIG es igual a la del flujo que recorre desde el punto más alejado a de la cuenca hasta su salida. En una situación como el de la cuenca del Río Kaluyo, es indudable que la velocidad de 2.11 m/s tiene una relación física más real que la velocidad de 1 m/s , pues las velocidades observadas durante las crecidas sobrepasan los 6 m/s . La explicación para este caso, como para una mayoría de los registros de las avenidas en la región, es que no se han medido los picos de las crecidas, como se ha observado en los registros hidrométricos.

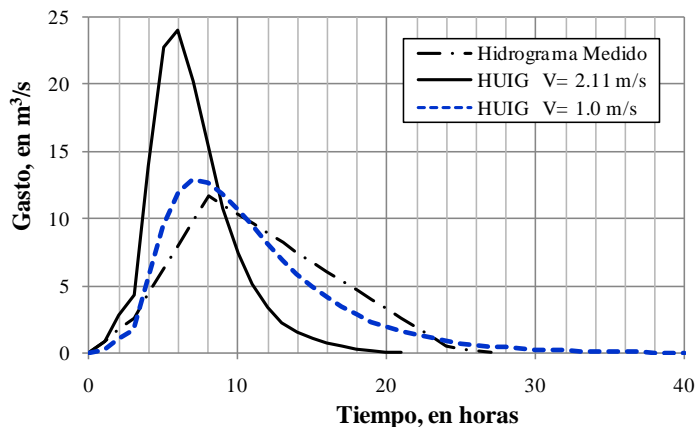


Figura 5-25. HUIG para la tormenta del 5/Mzo/1982 en la cuenca del Río Kaluyo

b) Cálculo del hidrograma a partir de la lluvia diaria

Otro criterio a emplear en la región será utilizar la lluvia diaria y convertirla en escorrentía. Con el fundamento de los capítulos abordados en el presente documento se propone una secuencia de pasos para determinar un hidrograma de crecidas, que bien puede ser empleado para estimar el hidrograma que genera una lluvia pronosticada en una determinada cuenca, a partir del cual se debe cuantificar la lluvia efectiva a partir de la lluvia diaria y consiguientemente aplicar el modelo $P - Q$. En esos casos se debe aplicar el criterio que se expone a continuación:

- Determinar el factor de convectividad de la cuenca, R (Cap. 2)
- Estimar la lluvia de una hora, $P_{1h} = R \times P_{24}$
- Determinar los factores $K_{d1} = P_d / P_{1h}$, que relacionan las lluvias con una duración d y la lluvia de una hora, ver acápite 2.3.3 del capítulo 2.
- Elegir el intervalo de tiempo para calcular el hietograma, Δt
- Calcular los factores K_{d1} para cada intervalo de tiempo requerido
- Calcular la precipitación acumulada para cada tiempo, t , $P_d = K_{d1} \cdot P_{1h}$
- Se calcula la diferencia entre cada valor de la precipitación acumulada, ΔP
- Se obtiene el hietograma de la tormenta reubicando los valores de, ΔP , de acuerdo con el orden de cada valor definido por el método del Bloque Alterno.
- Se estiman las pérdidas por infiltración.
- Calcular la lluvia efectiva, restando la pérdida por infiltración de los valores del hietograma.
- Calcular el hidrograma de la avenida aplicando algún criterio de los presentados en el capítulo 5.

Para mostrar el procedimiento descrito se empleará una tormenta con los datos de lluvia diaria promedio en la cuenca del Río Kaluyo. Luego, el hidrograma a la salida de la cuenca se obtiene utilizando el método HUIG (Eslava M., 1997) con los parámetros siguientes

- Nombre de Cuenca: Kaluyo
- Orden de corriente: 3
- Área de la cuenca: 104.4 km²
- Long. media orden 1: 3.81 km
- Long. máxima orden 3: 18.3 km
- Rel. Bifurcación, R_B: 4.58
- Rel. Longitudes, R_L: 2.19
- Relación de Áreas, R_A: 6.16
- Velocidad prom. corriente: 2.11 m/s

Además, en un paso posterior a la introducción de los datos, se proporciona la duración en exceso, que para el ejemplo presentado se eligió 1 h, $d_e = 1$ h. Finalmente, el programa reporta los resultados que se resume en la Tabla 5-11.

Tabla 5-11. Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico ($d_e = 1$ h), cuenca del Río Kaluyo

t (hr)	q (m ³ /s/mm)
0	0.00000000
1	3.82340074
2	6.11194324
3	5.69810724
4	4.46009350
5	3.22890449
6	2.24624276
7	1.52882564
8	1.02759492
9	0.68563795
10	0.45547733
11	0.30178368
12	0.19963363
13	0.13193274
14	0.08713982
15	0.05753415
16	0.02095451

En aquellos casos en que la precipitación tenga una duración efectiva distinta a la del HUIG, se podrá utilizar el concepto de convolución y aplicarlo por partes, luego se desfazan los hidrogramas de cada lluvia en un tiempo igual a la duración efectiva; y finalmente se suman las ordenadas de los hidrogramas.

En la Tabla 5-12 se tiene la lluvia puntual de las estaciones que tienen influencia en la cuenca del Río Kaluyo. La proporción de lluvia que aporta cada estación es dada por los polígonos de Thiessen, con los factores de peso y las respectivas áreas anotadas. Al final de la Tabla 5-12 se ha calculado la lluvia diaria promedio en la cuenca.

Tabla 5-12. Cálculo de lluvia media en cuenca del Río Kaluyo

Estación	$P_{Observada}$ (mm)	$P_{Pronosticada}$ (mm)	Área (m ²)	W_i (Thiessen)	P_{media} (mm)
LPAchachicala	40.26	34.92	13186924.79	0.12	4.25
LPAltoAchachicala	21.00	18.96	69275733.61	0.64	12.12
LPChuquiaguillo	20.20	10.83	18071772.80	0.17	1.81
Milluni	28.15	25.98	7813490.80	0.07	1.87
		Total =	108347922.00	1.00	20.05

c) Cálculo de lluvia efectiva

Se supone que la lluvia media calculada, $P = 20$ mm, se ha precipitado en un periodo de 24 horas y ésta se distribuye uniformemente en la cuenca. La lluvia tiene una distribución temporal que puede ser determinada para la cuenca en función a los registros de lluvia horaria o de pluviógrafos, pero en ésta cuenca no se tienen dichos registros, por lo tanto se aplicará uno de los criterios presentados en el Cap. 2.

Además, una proporción de esta lluvia alcanza a escurrir y otra se infiltra, por lo que debe cuantificarse la lluvia efectiva que produce el escurrimiento y el volumen de la avenida.

El procedimiento para construir la distribución temporal de la lluvia es como sigue

- El factor de convectividad de la cuenca del río La Paz es $R = 0.41$
- La lluvia de una hora, $P_{1h} = 0.41 \times 20 = 8.22$ mm
- Los factores $K_{d1} = P_d/P_{1h}$ son

Tabla 5-13. Factores K_{d1} para el factor de convectividad $R = 0.41$

d (min)	d (h)	R = 0.4	R = 0.45	R = 0.41
5	0.083	0.29	0.29	0.29
10	0.167	0.45	0.45	0.45
15	0.25	0.57	0.57	0.57
30	0.50	0.79	0.79	0.79
60	1.00	1.00	1.00	1.00
120	2	1.25	1.22	1.24
180	3	1.4	1.35	1.39
240	4	1.53	1.45	1.51
360	6	1.75	1.59	1.72
480	8	1.91	1.71	1.87
720	12	2.1	1.9	2.06
1440	24	2.5	2.22	2.44

- Se elige el intervalo de tiempo para calcular el hietograma, $\Delta t = 1$ h
- Se calculan los factores K_{d1} para cada tiempo t
- Se calcula la precipitación acumulada en el tiempo, t , $P_d = K_{d1} \cdot P_{1h}$
- Se obtiene la diferencia entre cada valor de la precipitación acumulada, ΔP
- Se define el hietograma de la tormenta reubicando los valores de, ΔP , de acuerdo con el orden de cada valor definido por el método del Bloque Alterno.
- No se tienen buenos datos de infiltración por tanto se utiliza el valor estimado para una crecida, por ejemplo la del 25-Feb-1984 (ver Figura 5-21), donde se tiene la infiltración constante: $\phi = 2.87$ mm/h .
- Se calcula la lluvia efectiva, restando la pérdida por infiltración de los valores del hietograma.

Los anteriores pasos se resumen en la tabla que sigue:

Tabla 5-14. Cálculo de la lluvia efectiva de una tormenta en la cuenca del Río Kaluyo

[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]
t (h)	K_{d1}	P_d (mm)	ΔP (mm)	Orden	P_t (mm)	P_e (mm)
1	1	8.22	8.22	23	0.16	0.00
2	1.24	10.19	1.97	21	0.25	0.00
3	1.39	11.43	1.23	19	0.25	0.00
4	1.51	12.41	0.99	17	0.25	0.00
5	1.62	13.32	0.90	15	0.25	0.00
6	1.72	14.14	0.82	13	0.33	0.00
7	1.8	14.80	0.66	11	0.41	0.00
8	1.87	15.37	0.58	9	0.49	0.00
9	1.93	15.87	0.49	7	0.66	0.00
10	1.97	16.19	0.33	5	0.90	0.00
11	2.02	16.61	0.41	3	1.23	0.00
12	2.06	16.93	0.33	1	8.22	5.35
13	2.1	17.26	0.33	2	1.97	0.00
14	2.15	17.67	0.41	4	0.99	0.00
15	2.18	17.92	0.25	6	0.82	0.00
16	2.22	18.25	0.33	8	0.58	0.00
17	2.25	18.50	0.25	10	0.33	0.00
18	2.28	18.74	0.25	12	0.33	0.00
19	2.31	18.99	0.25	14	0.41	0.00
20	2.34	19.24	0.25	16	0.33	0.00
21	2.37	19.48	0.25	18	0.25	0.00
22	2.4	19.73	0.25	20	0.25	0.00
23	2.42	19.89	0.16	22	0.25	0.00
24	2.44	20.06	0.16	24	0.16	0.00

d) Cálculo del Hidrograma de Escurrimiento

Una vez calculada la lluvia efectiva, Col. 7 de Tabla 5-14, se multiplica cada ordenada del HUIG de la Tabla 5-11 por el valor $P_e = 5.35$ mm, con el cual se obtiene el hidrograma de avenida producido por la lluvia $P = 20$ mm, ver Figura 5-26. La Tabla 5-15 presenta el resultado del hidrograma de crecida.

Tabla 5-15. Hidrograma de crecida para una lluvia diaria promedio, $P = 20$ mm, aplicación en la cuenca del Río Kaluyo

t (hr)	q (m ³ /s/mm)	Q (m ³ /s)
0	0.00	0.00
1	3.82	20.46
2	6.11	32.70
3	5.70	30.48
4	4.46	23.86
5	3.23	17.27
6	2.25	12.02
7	1.53	8.18
8	1.03	5.50
9	0.69	3.67
10	0.46	2.44
11	0.30	1.61
12	0.20	1.07
13	0.13	0.71
14	0.09	0.47
15	0.06	0.31
16	0.02	0.11
0	0.00	0.00

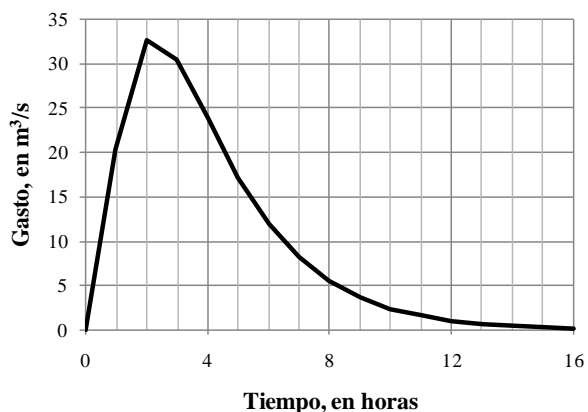


Figura 5-26. Hidrograma sintético para una tormenta de lluvia diaria en la cuenca del Río Kaluyo

Del hidrograma presentado en la Figura 5-26 se puede realizar el siguiente análisis:

- La lluvia promedio en la cuenca es (20 mm) y la lluvia efectiva (5.35 mm), la cual se precipita en una hora. El método del bloque alterno genera una barra de lluvia bastante alta ubicada al centro de la duración de la tormenta.
- La distribución temporal de las tormentas en la zona tienen una distribución similar a la supuesta, como se ha observado en el anterior ejemplo. Por tanto se sugiere estudiar profundamente las distribuciones temporales de las lluvias a fin de obtener una mejor distribución de la lluvia.
- En la ponderación de lluvia areal en la cuenca del Río Kaluyo, la estación LPAlto Achachicala tiene mucho más peso (64%) respecto a las otras estaciones (Achachicala 12%, Milluni 7% y Chuquiaguillo 17%). En una cuenca de montaña no es conveniente que la distribución de lluvias esté basada en gran medida por sólo una estación, ya que ésta no define el comportamiento del escurrimiento a la salida de la cuenca.
- El número de estaciones recomendado es tal que una estación deba cubrir un área del 15% de la superficie de la cuenca, lo que implica contar con una red de $(1/0.15)=6.67\sim 7$ estaciones, o por lo menos 1 estación por cada 25 km^2 ($108/25 = 4.32\sim 5$ estaciones distribuidas uniformemente en la cuenca).
- Se ha supuesto la infiltración $\phi = 2.87 \text{ mm/h}$, que corresponde a la crecida del 25-Feb-1984. Éste parámetro debe ser estudiado con mayor profundidad pues define en gran medida los resultados de una modelación hidrológica. Por ejemplo, con una infiltración mayor se generarían hidrogramas con picos pequeños y viceversa, por éste motivo es necesario contar con mediciones de la infiltración que permitan hacer mejores estimaciones.
- La medición de los niveles de agua, y por hecho la obtención de hidrogramas a partir de los niveles debe realizarse con intervalos de tiempo más cortos. En la cuenca de estudio se presentan crecidas repentinas que muchas veces no son registradas, ya que las observaciones en las estaciones hidrométricas tan sólo se miden tres veces al día, siendo que las duraciones de las tormentas importantes en la región de estudio son de 3 a 8 horas.

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y DOCENCIA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA

UNAM

CAPÍTULO 6

APLICACIÓN AL SISTEMA DE ALERTA METEOROLÓGICA

JOSÉ ANTONIO LUNA VERA

CAPÍTULO 6

6 APLICACIÓN AL SISTEMA DE ALERTA METEOROLÓGICA

6.1 INTRODUCCIÓN

Las inundaciones se producen cuando el escurrimiento excede la capacidad de conducción del agua por los cauces. Estos eventos se deben a la presencia de tormentas de gran magnitud, por lo regular bastante superiores a los valores promedio de los máximos anuales (Aragón H., 2007).

Un conocimiento heredado de nuestros antepasados es la capacidad de memorizar los eventos que nos han producido daño o han estado a punto de lograrlo. Por ejemplo, la mayor tormenta que ha producido grandes daños en la ciudad de La Paz fue la que se presentó el 19 de febrero del año 2002. En esta fecha apareció una tormenta con granizo que cubrió gran parte del centro de la ciudad, con profundidades variables y una duración de casi 90 minutos; también se presentó una lluvia cuyo centro de la tormenta registró 73.7 mm, en la estación Vino Tinto (Figura 6-1b), (EIRD, 2002; SENAMHI, 2012), producto de la formación de una célula convectiva *cúmulos nimbus*. Su desplazamiento fue de norte a sur provocando granizo y tormentas eléctricas que superan a todos los registros observados desde el año 1940.

La tormenta inició a las 14:20 y culminó a las 15:50, con una lámina media de lluvia de 27.6 mm (cuantificada con registros pluviométricos de la red meteorológica, ver Figura 6-1b); además, la temperatura experimentó un descenso súbito de 14.6 °C a 3.5 °C, aproximadamente; esto es 11.1 °C en casi 90 minutos (EIRD, 2002; SENAMHI, 2012). Las estaciones pluviométricas con mayor record histórico en la ciudad de La Paz: Laikacota y San Calixto, registraron la lluvia acumulada diaria de 39.4 mm y 59.9 mm, respectivamente. En pluviógrafo automático de la estación Laikacota registró 38.7 mm (Figura 6-1a).

La Figura 6-1a y la Figura 6-1b muestran la distribución de lluvias en el tiempo y en la red pluviométrica para el día 19 de febrero del 2002, respectivamente. La primera figura presenta la tormenta en forma de hietograma y de una curva masa, la duración total de la tormenta fue de 210 min . La Figura 6-1b muestra un diagrama de barras de lluvia diaria observada en la red pluviométrica de la cuenca, y la Figura 6-2 muestra su distribución espacial a través de isoyetas.

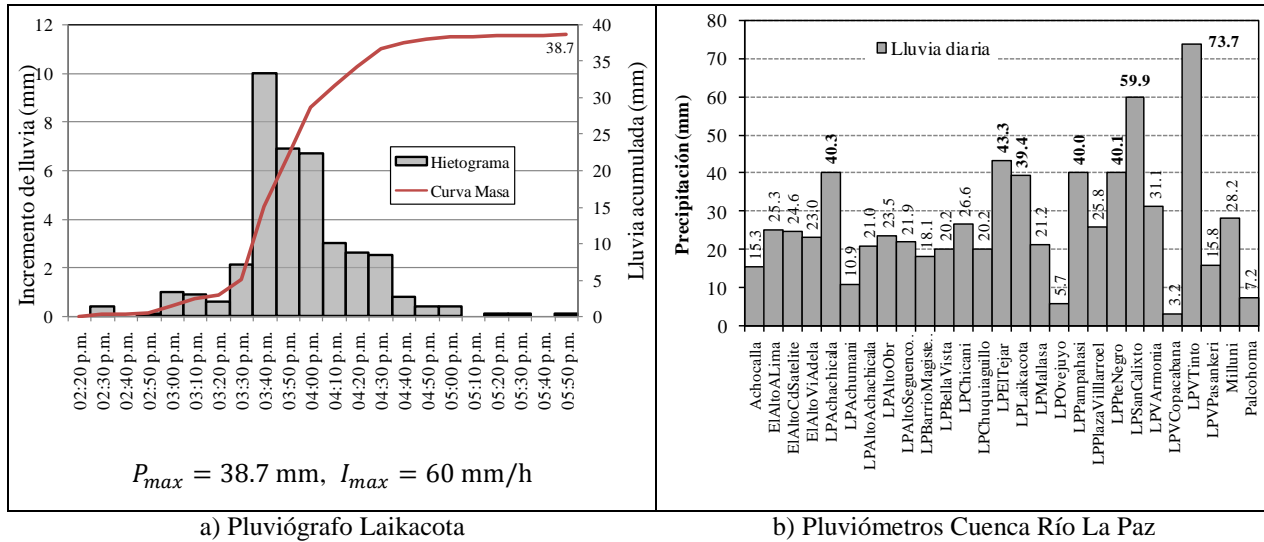


Figura 6-1. Curvas masa y hietogramas de la tormenta ocurrida en la ciudad de La Paz, Bol., el 19/Feb./2002, registros de pluviógrafo y pluviómetros de la REM.

Es importante destacar que el fenómeno meteorológico del 19 de febrero de 2002 es un evento extraordinario que ha superado a todas las tormentas pasadas. La intensidad media es casi 40 mm/h, sin embargo, haciendo un análisis de la curva masa mostrada en la Figura 6-1a, con intervalos de 10 min, se obtiene una máxima intensidad de 60 mm/h, valor calificado por varios especialistas como una intensidad catastrófica. Más adelante se hace una comparación con los eventos más extremos del mundo.

Sumado a éste problema, la presencia de granizo también produjo una seria disminución del sistema de drenaje de la ciudad, aspecto que no es tomado en cuenta en un diseño hidráulico tradicional de la región.

Otro aspecto a considerar en el futuro se puede deducir a partir de un análisis de las isoyetas mostradas en la Figura 6-2, en la que se observa una gran concentración de lluvias en la región urbana (Estación Vino Tinto y alrededores) que cubren una superficie aproximada de 25 km², dimensión característica de las células convectivas. Además, la lluvia diaria registrada en la estación Laikacota fue de 39.4 mm y el pluviógrafo registró la tormenta de la Figura 6-1a, de la cual se puede calcular la máxima lluvia con intervalo de una hora, esta es 31.7 mm, que comparada con la lluvia diaria acumulada significa un: $(31.7 \times 100)/39.4 = 80.5\%$ de la lluvia diaria se precipitó en una hora, confirmando nuevamente la alta convectividad de la tormenta.

Una gran cantidad de estudios y proyectos se han financiado después del suceso del 19 de febrero del 2002 (Hardy, 2009), entre los más importantes destacan: la elaboración de Mapas de Riesgo, Implementación de una Sistema de Alerta Temprana con equipamiento telemétrico, Campañas de concientización sobre amenaza, vulnerabilidad, riesgo, seguridad y emergencia, Creación del Grupo de Rescate, Elaboración de Planes de Emergencia por inundaciones, deslizamientos y otros.

6.2 ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DE LAS TORMENTAS

Bolivia es un país con una extensión territorial de 1'098,500 km², está ubicado en el hemisferio sur del continente americano, y un tercio del territorio está en las cadenas montañosas de los Andes, el resto está distribuido en valles y llanos de la Amazonía boliviana y otras zonas en la cuenca del río de La Plata. En todo el territorio se tienen diversos climas que reflejan los fenómenos hidrometeorológicos naturales particulares. Los llanos y las tierras que se encuentran por debajo de los 2000 msnm tienen constantes inundaciones, en cambio, en las tierras altas de Los Andes, las precipitaciones son menores, pero la intensidad de las lluvias son mucho mayores, porque estas se presentan en intervalos cortos de tiempo.

La presencia de granizo hace que la amenaza ó peligro aumente el riesgo por inundaciones, de igual forma, la presencia de lluvias continuas genera desestabilización de los suelos y en consecuencia se producen fallas por deslizamientos. En adición a estos inconvenientes, la ciudad de la Paz como otras, están construidas en laderas y hondonadas de las montañas, lo cual hace que sean bastante vulnerables a las inundaciones y a los deslizamientos, por tal razón estas zonas han adquirido la reciente catalogación de "zonas de alto riesgo".

Las tormentas que se presentan en todo el territorio van desde lluvias tropicales, lluvias convectivas y orográficas, hasta los frentes polares del sur, típicos del invierno de la región (mayo – agosto). Las tormentas orográficas se dan frecuentemente en las zonas de las montañas, en barlovento son mayores que a sotavento, principalmente de oriente a poniente, respectivamente. En cambio, las tormentas de tipo convectivo son frecuentes y de mayor magnitud, debidos a fenómenos atmosféricos locales y los efectos regionales cambiantes a lo largo de todo el año, esencialmente en épocas de lluvia (diciembre - febrero).

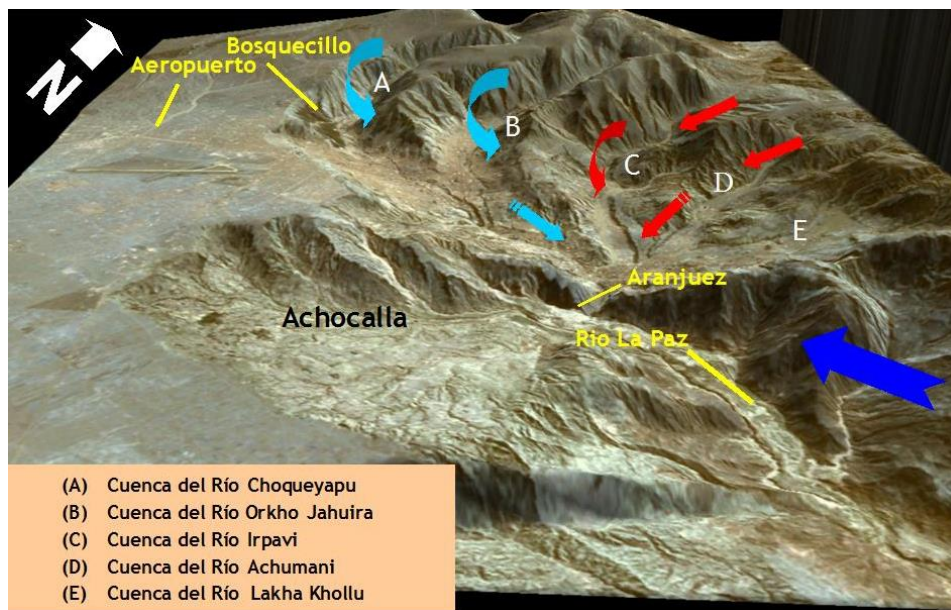


Figura 6-3. Vista espacial de la cuenca del Río La Paz (Fuente: GAML P)

Sobre el entorno geográfico, la Figura 6-3 muestra la cuenca de estudio, en la que se indica el sentido del escurrimiento de las 5 corrientes principales, provenientes de las cuencas Choqueyapu (Kaluyo), Orkho Jahuira, Irpavi (Chicani), Achumani y Lakha Kholu (Huayñajahuira). El pronóstico de tormentas presentado en el capítulo 4 evalúa las cuencas A y D.

La información hidrometeorológica en la ciudad, así como en todo el país es monitoreada y analizada por diversas entidades, como el Gobierno Central a través de sus entidades dependientes: SENAMHI, Defensa Civil, el Servicio de Hidrografía Naval (SHN) y otras dependencias. Por otra parte, también existen entidades gubernamentales locales y privadas que tienen equipamiento y presupuesto destinado al monitoreo hidrometeorológico, tales como las Alcaldías, Gubernaturas y Empresas Privadas de servicio de Electricidad, de Agua Potable o de Consultorías.

En síntesis, hay una diversidad de fuentes que utilizan la información con diversos objetivos, algunos son para información general, prevención y otros para planificación; pero no existe un factor común que coadyuva a intercambiar información en tiempo real y aprovechar los datos en forma eficiente para beneficio de la sociedad. El presente trabajo no pretende entrar en una crítica rigurosa de los sistemas de medición del país, pero es claro y preciso que se debe llevar un rumbo destinado a obtener un producto común.

En cuanto a la cuenca del Río La Paz, existen dos fuentes importantes que tienen información y criterios para definir los umbrales de lluvias, caudales y/o niveles de agua en los ríos, uno es el administrado por el Gobierno Autónomo Municipal de La Paz y el otro corresponde a SENAMHI.

6.2.1 Información del Gobierno Autónomo Municipal de La Paz (GAMPLP)

La Figura 6-4 presenta el registro de una tormenta observada en una estación meteorológica de la cuenca, esta es una de las tormentas que más daño ha producido en la ciudad, como ya se ha comentado anteriormente. El gobierno local y el servicio meteorológico establecieron los niveles de alerta con base a este evento extremo, y fijaron cuatro niveles de alerta: rojo, naranja, amarillo y verde (ver Figura 6-5). Los eventos llevan un registro de fechas y magnitudes que en distintos casos han producido daños de distintos tipos, por ejemplo: crecidas, inundaciones, deslizamientos, fallas en los canales y bóvedas.

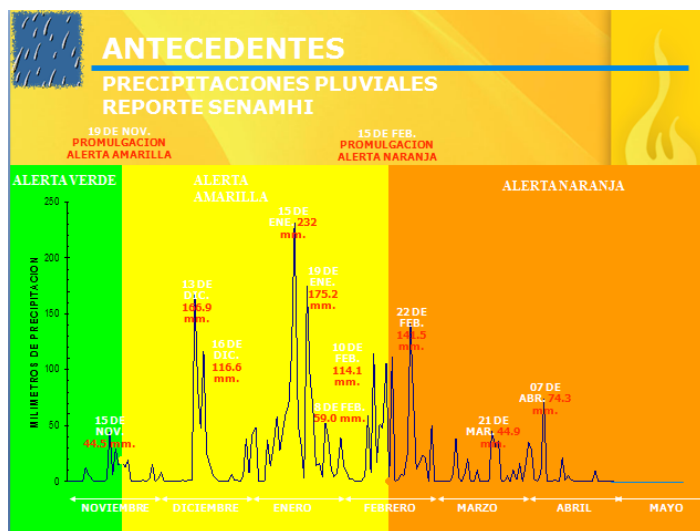


Figura 6-4. Antecedentes de Lluvias para establecer criterios de alarma. Fuente GAMPLP

Se desconocen los criterios técnicos que llevaron a resultados comentados, además no existe una evaluación de la información histórica para definir umbrales basados en criterios técnicos; tampoco se cuenta con registros históricos de la distribución espacial de las tormentas con daños, aspecto importante al momento de evaluar los daños en la cuenca, tales como la Figura 6-1 o la Figura 6-2.

En la ciudad de La Paz, Bolivia, los contextos de alerta meteorológico o hidrológico no son claros y mucho menos específicos en el sentido técnico hidrológico, en especial para la prevención de inundaciones o deslizamientos. A la fecha solo se tienen referencias de mapas con áreas inundables y políticas de seguridad que solo van a las recomendaciones que se dan a los usuarios de tierras anegadas o

las que están por inundarse. Al contrario, las políticas de prevención orientadas a alertar a la población de sucesos que pueden ocurrir en un futuro próximo están lejos de la realidad, ya que no existen estudios enfocados a tales acciones. En otros casos, los técnicos encargados de monitoreo, prevención y acciones no muestran predisposición a implementar criterios amplios o novedosos que podrían contribuir más de lo que en la actualidad se tiene.





1 NORMALIDAD	VERDE 	Estado de Observación y vigilancia, preparación y revisión de planes de contingencia institucionales; trabajos de prevención, capacitación de todo el personal y población en general. Conformación de brigadas de auxilio. La Dirección de Mantenimiento del GMLP atiende pequeñas emergencias.
2 ALISTAMIENTO	AMARRILLO 	Estado de apronte del COE y personal del GMLP, tienen tareas de acuerdo a la emergencia dictaminada por la época de lluvias; el personal del COE, GAEM y toda la Dirección de Mantenimiento trabajan por turnos de 24 horas, cubriendo requerimientos de auxilio de la población.
3 RESPUESTA PARCIAL	NARANJA 	El GMLP activa al COE Interinstitucional en su primera fase, se ejecutan Planes de Contingencia elaborados para cada tipo de emergencia ya sea de mediana o gran magnitud, que involucra todas las unidades del GMLP y gran parte de las instituciones locales de emergencia.
4 RESPUESTA TOTAL	ROJA 	El COE es activado en su totalidad y las instituciones que lo conforman trabajan en sus respectivos comités, de acuerdo a sus áreas de acción. Solo en caso de desastre que rebase la capacidad de respuesta del municipio se activa el COE Departamental o Nacional.

Figura 6-5. Codificación de alerta nacional de riesgos para atender emergencias por Inundación. Ref. GAMLP

El GAMLP adoptó el criterio de emitir alertas de acuerdo con los niveles de agua en los ríos, establecidos a partir del caudal que adoptan para un determinado periodo de retorno. Para este fin establecen tres niveles de alerta: Amarilla (AA), Naranja (AN) y Roja (AR), ver Figura 6-6. La AA es establecida cuando el nivel del agua rebasa el caudal de 10 años (GAMLP), la AN se da cuando el nivel del agua está a punto de desbordarse y la AR cuando ya hubo desbordamiento.



Figura 6-6. Niveles de Alerta Hidrológica según el GAMLP. Fuente: GAMLP

Es interesante notar que en el criterio adoptado por el GAMLP se establezca un nivel de alerta amarilla para un periodo de retorno de 10 años, siendo que éste valor es utilizado en muchos países para definir el umbral de alerta roja. Así también, no se establecen claramente los criterios de la alerta naranja y roja; tampoco refieren a un periodo de retorno. Por último, la condición de alerta naranja por el nivel del agua en un canal o río principal no significa amenaza en esa sección del río, porque el efecto a evaluar es algunos sectores de aguas abajo, donde hay posibilidad de riesgo evaluado con métodos hidráulicos o por los antecedentes históricos. Además, los eventos de lluvias extremas, que generan caudales asociados a periodos de retorno mayor a 10 años, producen colapso en el

sistema de drenaje menor de una ciudad, aspecto que a veces no es tomado en cuenta por los diseñadores o el mismo gobierno local, GAMLP.

6.2.2 Información del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología

El Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Bolivia (SENAMHI) no cuenta con información clara sobre los niveles críticos de lluvias en gran parte del país. En cuanto al conocimiento hidrológico, tampoco se tiene modelos que expliquen la relación Lluvia – Esguerrimiento. Las alertas que se emiten están basadas sobre la información de los niveles del agua en los ríos principales. Desde hace poco tiempo, el SENAMHI incluye en su página web (<http://www.senamhi.gob.bo>) algunos informes sobre la evolución de los tirantes de agua en la cuenca del Río La Paz. Por ejemplo, la Figura 6-7 muestra los umbrales para el Río Kaluyo, en el que se establece el umbral crítico de 60 cm, el cual significa que a partir de éste nivel es probable que en secciones de aguas abajo se presente peligro por desborde o daño en los canales.

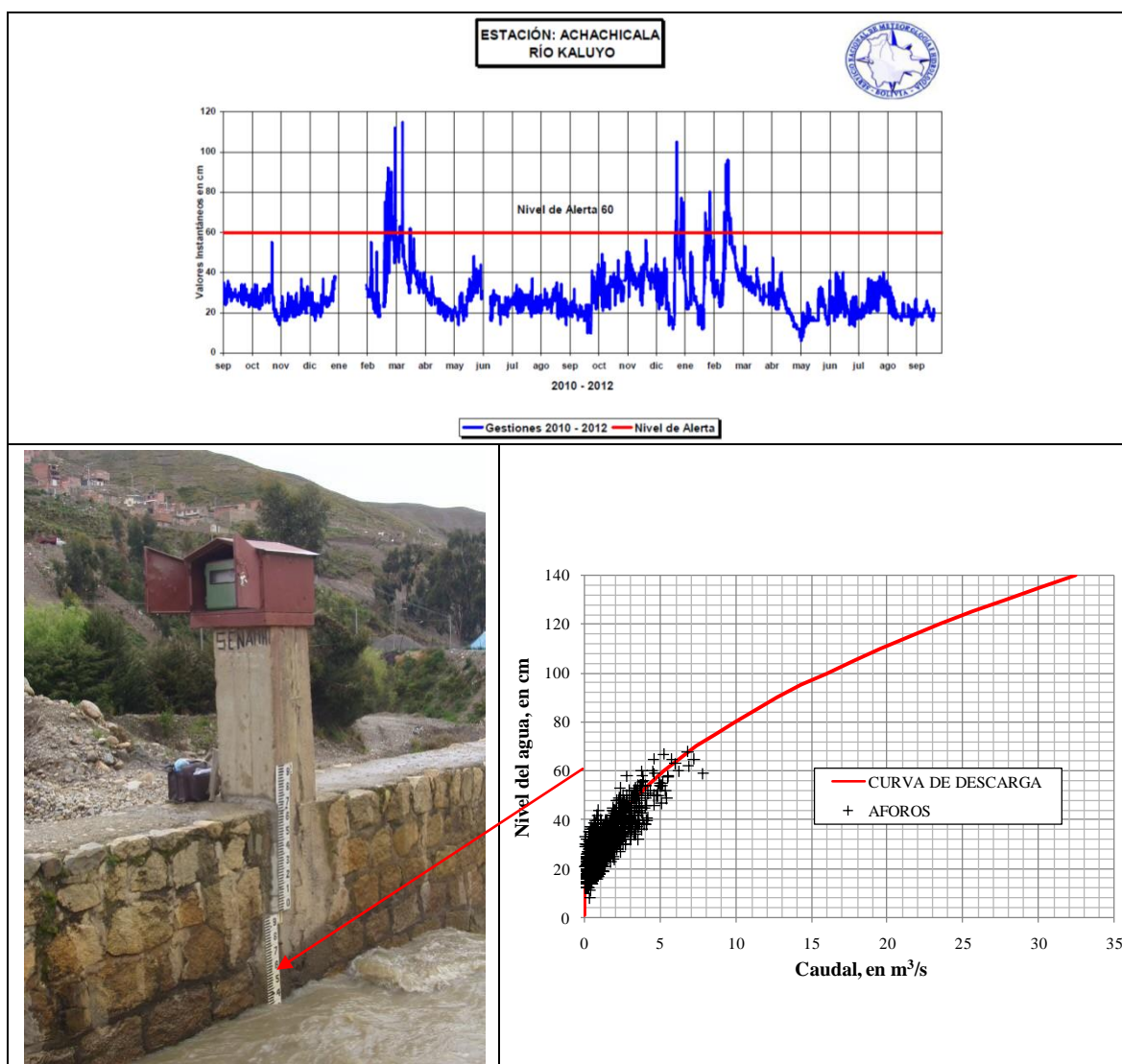


Figura 6-7. Estación hidrométrica Achachicala sobre el río Kaluyo, limnigrama de los periodos 2010-2012 y curva de descarga con 1886 aforos (Dic-1982 a Oct-2011). En el limnigrama se indica el nivel de alerta, 60 cm. Obsérvese que el borde del canal está en el nivel 170 cm (SENAMHI, 2012).

Referente al criterio de establecimiento de umbral hidrológico adoptado por el SENAMHI, tampoco se conoce el procedimiento utilizado para definir el umbral de 60 cm en la sección hidrométrica sobre el río Kaluyo, tal como se observa en la Figura 6-7.

Al verificar los registros de aforos de dicha sección en la base de datos y utilizando el programa HYDRACCESS (Vauchel, 2005) éste nivel corresponde a un caudal de $5.3 \text{ m}^3/\text{s}$ (ver la curva de descarga en la Figura 6-7); que equivale a un 16 % del que se podría alcanzar con una sección casi llena, esto es para la profundidad de 140 cm .

6.2.3 Criterios que deben tomarse en cuenta para establecer niveles de alerta

El conocimiento de la cantidad de lluvia que cae en la cuenca, su análisis para saber la cantidad de agua que escurre a través de las corrientes o el almacenamiento en la cuenca, es una información bastante útil para determinar si se produce o no un desbordamiento en algún punto de la red hidráulica.

El pronóstico de la lluvia constituye una valiosa ayuda en cualquier evento de inundación. Al evaluar el evento pronosticado se podrá tomar decisiones que permitan actuar a las autoridades con la activación de alarmas y la acción con medidas de protección preestablecidas.

El proceso para llegar a concretar los resultados deseados se logrará mediante el análisis de los datos, lo cual implica:

- Contar con una base de datos que contenga información de las tormentas que produjeron daños por inundaciones, deslizamientos u otros problemas.
- Generar mapas de contingencias y realizar registro y conteo de diversos sucesos, mismo que puede ser desarrollado por un ente gubernamental como Protección Civil o el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología local.
- Tomar en cuenta que cada región tiene valores particulares de eventos meteorológicos, por tanto debe realizarse un estudio en el que se determine las características estadísticas de cada sitio, regional y establecer los eventos para diversos periodos de retorno.
- Determinar las áreas de influencia de las lluvias en cada cuenca para estimar un pronóstico de precipitaciones para las próximas 24 horas. Los umbrales dependerán de los registros históricos puntuales o regionales. Cada sitio o región tiene en forma particular de evento meteorológico extremo.
- Establecer criterios de Niveles de Alerta en los Ríos en función de los eventos históricos. Conocer el comportamiento hidráulico de los tramos observados y su repercusión en otros sitios de aguas abajo.
- Establecer los parámetros necesarios para realizar un tránsito de avenidas por métodos hidrológicos o hidráulicas, según sea el caso más conveniente.
- Definir los criterios de alarma con base en las lluvias o los caudales; y establecer relaciones de tiempo contra evolución de niveles o caudales en secciones importantes, según sea el caso.

6.2.4 Clasificación de la Lluvia según la Intensidad

Los términos más utilizados en los medios de comunicación para expresar los eventos extremos meteorológicos son: la lluvia torrencial, precipitación pluvial, chubascos, tormentas, etc. y que comúnmente se asocian con los torrentes y fenómenos como las avenidas o crecidas, inundaciones, crecidas repentinas, deslaves y otros con daños materiales o pérdidas de vida humana. Por ejemplo, la Tabla 6-1 presenta una clasificación de las intensidades de lluvias para España.

Tabla 6-1. Clasificación de la precipitación para España, según la intensidad (AEMET, 2012)

Clase	Intensidad de lluvia (mm/h)
Débiles	≤ 2
Moderadas	> 2 y ≤ 15
Fuertes	> 15 y ≤ 30
Muy fuertes	> 30 y ≤ 60
Torrenciales	> 60

Por otra parte, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) presenta una clasificación de las tormentas que producen inundación, (ver Tabla 6-2), basado en un análisis de la altura de la precipitación acumulada en 24 horas (Salas S. & Jiménez E., 2007).

Según Salas y Jiménez (2007) la intensidad de la lluvia es de vital importancia en el tema de inundaciones ya que no es lo mismo que lluevan 50 mm en 24 h, a que esos 50 mm se registren en 1 h. De ahí la importancia de contar con aparatos cuyos registros permitan conocer, más que la simple precipitación, el desarrollo completo de una tormenta.

Tabla 6-2. Clasificación de las lluvias según su intensidad en 24 h (Salas S. & Jiménez E., 2007)

Clasificación	Intensidad, en mm por 24 h
Lluvias Intensas	$P > 70$ mm
Lluvias Muy Fuertes	$50 < P \leq 70$ mm
Lluvias Fuertes	$20 < P \leq 50$ mm
Lluvias Moderadas	$10 < P \leq 20$ mm
Lluvias Ligeras	$5 < P \leq 10$ mm
Lluvias Escasas	$P \leq 5$ mm

6.2.5 Comparación de eventos extremos de lluvia con otras regiones

Las lluvias son el principal factor para alertar un evento basado en los registros históricos de cada región. La NOA y la OMM han recabado información sobre los mayores sucesos por tormentas ocurridas en el mundo, la Tabla 6-3 presenta un resumen de la magnitud de lluvias, su duración y ubicación.

Tabla 6-3. Registros Meteorológicos de Lluvias Extremas registrados en el mundo (McCuen, 1998; OMM, 2010; Moncho A., 2007; AEMET, 2012)

Duración	Precipitación		Intensidad (mm/h)	Ubicación del evento registrado	Fuente
	(in)	(mm)			
1 min	1.23	31	1874.50	Unionville, MD, USA (04/07/1956)	(McCuen, 1998)
1 min	1.50	38.1	2286.00	Barot, Guadalupe, India (26/11/1970)	Moncho, NOA
3 min	1.75	44.45	889.00	Haughton Grove, Jamaica (30/09/1925)	NOA
5 min	2.48	63	756.00	Porto Bello, Panamá (29/11/1911)	Moncho, NOA
8 min	4.96	126	945.00	Füssen, Bavaria, Alemania (25/05/1920)	Moncho, NOA
15 min	7.80	198	792.50	Plumb Point, Jamaica (12/05/1916)	(McCuen, 1998), NOA
20 min	8.10	206	618.00	Curtea-de-Arges, Romania (07 Jul 1889)	NOA
30 min	11.02	280	560.00	Sikeshugou Hebei, China (03/07/1974)	NOA
42 min	12.01	305	435.40	Holt, Missouri, USA (22/06/1947)	(McCuen, 1998), Moncho, NOA
60 min	15.78	401	401.00	Shangdi Nei Monggol, China (03/07/1975)	NOA
72 min	17.32	440	366.67	Gaoj Gansu, China (12/Aug/1985)	NOA
120 min	19.25	489	244.50	Yujiawanzi Nei Monggol, China (19/07/1975)	NOA
130 min	19.02	483	222.70	Rockport, WV	(McCuen, 1998)
150 min	21.65	550	220.00	Bainaobao Hebei, China (25/06/1972)	NOA
165 min	22.00	559	203.27	D'Hanis, Texas, USA (31/05/1935)	NOA
180 min	28.50	724	241.33	Smethport, Pennsylvania, USA (18/Jul/1942)	NOA
270 min	30.79	782	173.78	Smethport, Pennsylvania, USA	NOA
6 h	33.07	840	140.00	Muduocaidang Nei Monggol, China (01-02 Aug 1977)	NOA
8 h	41.34	1050	131.25	Muduocaidang Nei Monggol, China (01-02 Aug 1977)	NOA
9 h	42.79	1087	120.78	Belouve, La Réunion (28/02/1964)	NOA
10 h	55.12	1400	140.00	Muduocaidang Nei Monggol, China (01-02/Aug/1977)	NOA
12 h	45.00	1143	95.25	Foc-Foc, La Réunion (1966-1990)	WMO
12 h	42.80	1087	90.58	Belouve, La Reunion (28/02/1964)	Moncho
15 h	34.49	876	58.40	Smethport, PA	(McCuen, 1998)
18 h	62.56	1589	88.28	Foc-Foc, La Réunion (7-9/Ene/1966)	NOA
18.5 h	66.49	1689	91.30	Belouve, La Réunion (28-29/02/1964)	NOA
20 h	66.81	1697	84.85	Foc-Foc, La Réunion (7-8/Ene/1966)	NOA
22 h	70.08	1780	80.91	Foc-Foc, La Réunion (7-8/Ene/1966)	NOA
24 h	73.62	1870	78.30	Cilaos, La Réunion I. (15-16/03/1952)	(McCuen, 1998), Moncho, NOA
48 h	65.79	1671	34.80	Taiwan	(McCuen, 1998)
48 h	97.10	2466.34	51.38	Aurère, La Réunion (8-10/Ene/1958)	WMO
48 h	98.42	2500	52.08	Cilaos, La Réunion (15-17/Mar/1952)	WMO
72 h	154.70	3929.38	54.57	Cratère Commerson, La Réunion (24-26/Feb/2007)	WMO
96 h	191.73	4870	50.73	Cratère Commerson, La Réunion (24-27/2/2007)	WMO
5 días	196.06	4980	41.50	Cratère Commerson, La Réunion (24-28/Feb/2007)	(McCuen, 1998)
6 días	199.61	5070	35.21	Cratère Commerson, La Réunion (24/Feb - 01/Mar/2007)	WMO
7 días	212.60	5400	32.14	Cratère Commerson, La Réunion (24/Feb - 02/Mar/2007)	WMO
8 días	216.93	5510	28.70	Cratère Commerson, La Réunion (24/Feb - 03/Mar/2007)	WMO
9 días	224.09	5692	26.35	Cratère Commerson, La Réunion (19-27/Ene/1980)	WMO
10 días	237.32	6028	25.12	Cratère Commerson, La Réunion (18-27/Ene/1980)	WMO
15 días	253.27	6433	17.87	Cratère Commerson, La Réunion (14-28/Ene/1980)	WMO
1 mes	365.98	9296	12.90	Cherrapunji, India (Julio de 1861)	(McCuen, 1998) Moncho
2 meses	502.64	12767	8.72	Cherrapunji, India (Jun-Julio/1861)	NOA
4 meses	737.72	18738	6.51	Cherrapunji, India (Abr-Julio/1861)	NOA
6 meses	884.02	22454	5.20	Cherrapunji, India (Abr-Sept/1861)	NOA
1 año	1041.77	26461	3.00	Cherrapunji, India (Ago-1860 a Jul-1861)	(McCuen, 1998) Moncho
2 años	1605.00	40767	2.30	India	(McCuen, 1998)

En cuanto a los eventos extremos de precipitaciones en Bolivia, se ha investigado en diversas fuentes bibliográficas y no se ha encontrado información similar, por tanto, se concluye que no existe un trabajo que haya recopilado datos de precipitaciones con el objeto de establecer límites de los eventos extremos máximos para alguna región o para definir los umbrales requeridos en un sistema de alertamiento.

Tabla 6-4. Lluvia extrema máxima registrada en tres estaciones pluviográficas de la cuenca del río La Paz

Estación		Laikacota		El Alto		San Calixto	
Periodo Observación		01/01/1991 - 31/12/2007		18/06/1973 - 01/01/2008		04/01/1960 - 01/01/1992	
Duración (min)	Duración (h)	P (mm)	Fecha	P (mm)	Fecha	P (mm)	Fecha
5	1/12	8.70	19/02/2002	3.51	04/10/2006	5.22	21/10/1966
10	1/6	11.64	19/02/2002	9.71	13/02/1978	9.43	21/10/1966
15	1/4	15.64	19/02/2002	10.34	20/11/2007	9.61	21/10/1966
20	1/3	17.42	19/02/2002	11.02	20/11/2007	11.29	28/12/1976
30	1/2	24.66	19/02/2002	16.20	19/01/2001	16.77	28/12/1976
60	1	32.17	19/02/2002	20.69	20/01/1982	30.8	28/12/1976
120	2	37.51	19/02/2002	24.98	15/03/1979	42.88	28/12/1976
180	3	38.49	19/02/2002	27.54	15/03/1979	45.00	28/12/1976
240		38.70	19/02/2002	31.28	21/01/2003	45.83	28/12/1976
360	6	38.70	19/02/2002	37.30	21/01/2003	47.13	28/12/1976
720	12	38.70	19/02/2002	40.87	20/01/1982	49.82	28/12/1976
1440	24	48.00	18/02/2002	45.05	20/01/1982	54.23	20/02/1977

Los valores máximos observados están en negritas y fondo gris.

El presente trabajo cuenta con datos oficiales proporcionados por el SENAMHI (2012), y con base en dicha información se han obtenido los eventos extremos mayores en cada estación pluviométrica y pluviográfica de la cuenca del Río La Paz. Para el caso de las estaciones pluviográficas, se hallaron las lluvias máximas registradas en cada estación para la duración y las fechas indicadas, las cuales se resumen en la Tabla 6-4. Adicionalmente, la Figura 6-8 muestra los eventos meteorológicos extremos del mundo (con base en las observaciones de la Tabla 6-3), comparados con los eventos extraordinarios registrados en tres estaciones pluviográficas de la cuenca del Río La Paz (Tabla 6-4).

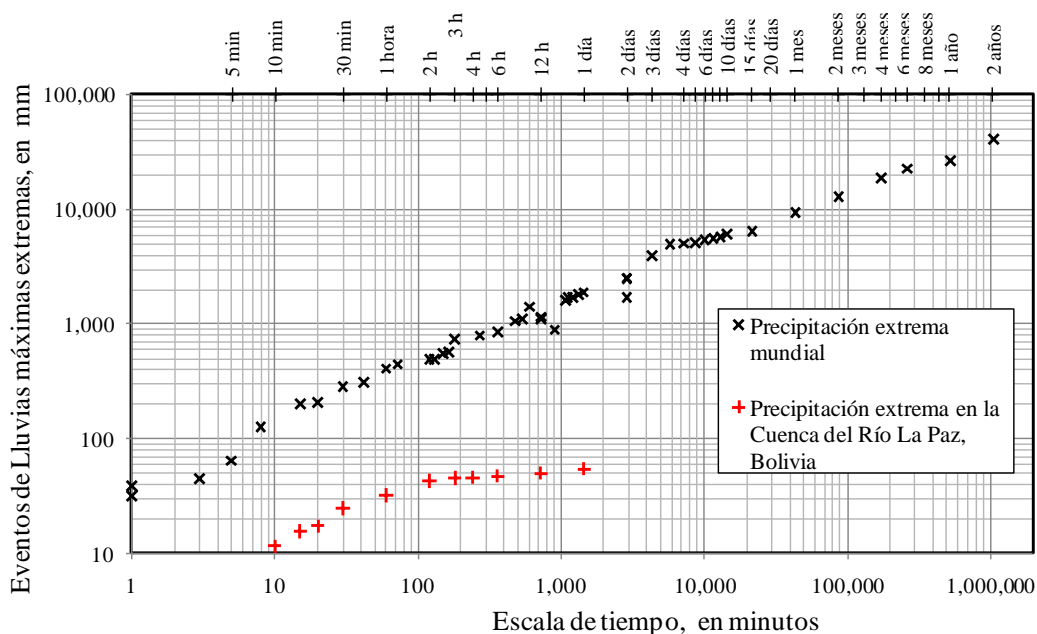


Figura 6-8. Comparación de eventos meteorológicos extremos del mundo con los de la cuenca del río La Paz

Mediante una inspección rápida de la Figura 6-8, se aprecia que los eventos extremos de la zona de estudio del presente trabajo, cuenca del Río La Paz, Bolivia, son bastante menores a los extremos máximos observados en diversas regiones del planeta. Esta figura muestra cuánto daño podría ocasionar otras tormentas como las experimentadas en otras regiones, o bien comprender qué hace falta para enfrentar catástrofes meteorológicas mayores a las que ya se ha experimentado y cuánto daño puede producir en la cuenca del Río La Paz, considerando que el clima de ésta época es de tipo semiárido y que las máximas lluvias tienen “magnitudes pequeñas y duraciones cortas”.

Se podría pensar que las magnitudes de lluvia de la cuenca del Río La Paz son anómalas respecto a las observadas en regiones muy lluviosas o en sitios cercanos a la cuenca, pero se ha demostrado que las magnitudes tienen una alta capacidad de daño. Esto se puede verificar realizando una comparación con las estaciones de la REM con influencia en la cuenca, excluyendo aquellas estaciones con clima semi-tropical. La Tabla 6-5 y la Figura 6-9 muestran un análisis de frecuencias de las lluvias diarias de la región andina, la cual comprende a la cuenca de estudio.

Tabla 6-5. Frecuencias de lluvias diarias

Clase	Nº	Frecuencia	Frecuencia % Acum.
> 70 mm	88	0.12	0.12
65<P<70mm	30	0.04	0.16
60<P<65mm	77	0.11	0.27
55<P<60mm	84	0.12	0.38
50<P<55mm	101	0.14	0.52
45<P<50mm	162	0.22	0.74
40<P<45mm	297	0.41	1.15
35<P<40mm	411	0.56	1.72
30<P<35mm	739	1.01	2.73
25<P<30mm	1385	1.90	4.63
20<P<25mm	3902	5.35	9.98
15<P<20mm	8300	11.39	21.37
10<P<15mm	16516	22.66	44.03
5 <P<10mm	40793	55.97	100.00
Total =	72885	100.0	

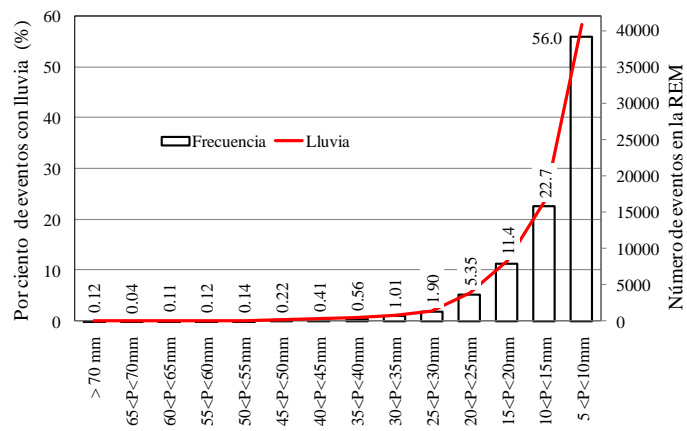


Figura 6-9. Frecuencia de lluvias diarias según la magnitud

Un criterio cercano y razonable para explicar el daño de estas “magnitudes pequeñas” de lluvias, comparadas con las ocurridas en otras regiones, es que estos efectos también están relacionados con los factores morfológicos y topográficos de la zona. Las altas pendientes y las características geológicas de los suelos hacen que la cuenca se muestre con peligro inminente a desbordamientos, riadas, aludes y deslizamientos, mismos que podrían presentarse con tormentas mayores.

6.3 SISTEMAS DE ALERTA TEMPRANA

En la actualidad se tienen diversos métodos implementados en los denominados Sistemas de Alerta Temprana (SAT), que para propósitos prácticos en el presente documento se referirá tan sólo al Pronóstico de las Tormentas, a fin de estimar las amenazas hidrológicas en algunas subcuencas del Río La Paz.

Los SAT tradicionales están basados en modelos hidrológicos o hidráulicos, capaces de dar información de los caudales o niveles de agua, que al ser observados en secciones críticas representen la probable ocurrencia o no de una inundación producida por una tormenta pronosticada con anticipación.

¿Qué es una Alerta temprana?: Es una situación que se declara, a través de instituciones, organizaciones e individuos responsables y previamente identificados, que permite la provisión de información adecuada, precisa y efectiva previa a la manifestación de un fenómeno peligroso en un área y tiempo determinado, con el fin de que los organismos operativos de emergencia activen procedimientos de acción preestablecidos y la población tome precauciones específicas para evitar o reducir el riesgo al cual está sujeto (OEA, 2010).

¿Qué es un Sistema de Alerta Temprana?: Es la suma de las políticas, estrategias, instrumentos y acciones particulares referidos a la identificación y monitoreo de amenazas, vulnerabilidades y riesgo, el diseño e implementación de alertas o alarma relacionada con la ocurrencia inminente de eventos peligrosos; los preparativos para la respuesta a emergencias y la ejecución de los mismos (OEA, 2010).

Para establecer la diferencia entre uno y otro tipo de SAT es preferible acotar el campo de acción que enfoca el presente documento, denominado SATM, basado en la monitoreo, análisis y cálculo del pronóstico meteorológico y su consecuente alertamiento.

Un criterio bastante utilizado en Estados Unidos de América, en Centro América y Europa es la experiencia implementada por el Integrated Project FLOODSite (www.floodsite.net), que considera que la estimación de los UMBRALES DE LLUVIA (SATM) tiene la ventaja a la aproximación con algunos otros métodos, principalmente con las *crecidas repentinas (flash floods)*.

El criterio para coadyuvar con el SATM es contar con el pronóstico cuantitativo de los umbrales críticos de lluvia para cada cuenca, y que además incluyan aspectos característicos de cada una de ellas, tales como condición inicial de humedad de suelo, retención en vasos de almacenamiento, etc.

6.3.1 Niveles de Alerta Meteorológica

Para implementar un *sistema de alertamiento (SA)* debe establecerse ciertos niveles de alerta, los que se obtienen de la información histórica de la región de estudio. Los niveles de alerta sirven para darle a la población un tiempo de antelación suficiente para prepararse ante un evento de inundación, un deslizamiento u otro fenómeno natural extremo. En la hidrología, estos niveles se pueden establecer con la observación, medición y análisis de: i) los niveles de agua en los ríos, ii) el caudal medido en una estación hidrométrica o caudal calculado mediante un tránsito de avenidas, iii) las precipitaciones puntuales en la REM o la precipitación media en la cuenca de influencia.

6.4 UMBRALES DE LLUVIA PARA SISTEMAS DE ALERTA TEMPRANA METEOROLÓGICA

Se mencionó que un sistema de pronóstico de crecidas con tiempo real requiere generalmente de un modelo hidrológico, con el cual se ejecuta un modelo informático que transforme los campos de lluvia en escorrentía. La evolución de los niveles del agua en determinados puntos da evidencia de un peligro por desbordamiento del conducto.

El umbral (*Threshold* en inglés) es un punto o valor tal que el fenómeno del cual se trata es excedido, y a partir del cual se vuelve perceptible. Al exceder el umbral de lluvia se presentan cambios que implican peligro por inundación y los consecuentes daños. Los valores críticos de las tormentas que producen dichos efectos deben tomar en cuenta todos los factores relacionados con el proceso $P-Q$, tales como la condición inicial de humedad del suelo, la distribución espacial de la lluvia, su magnitud, duración y dirección, así como los efectos en lugares cercanos y los sitios más vulnerables.

Una forma de enfrentar las dificultades planteadas en los anteriores párrafos es empleando estos umbrales de lluvia. El uso de éste concepto es frecuente en el contexto del pronóstico de inundaciones y el deslizamiento de taludes y flujos de lodo (conocidos en la región como mazamorras). Según Martina y otros (2008), para establecer una relación de dichos efectos, la experiencia ha mostrado que mayores intensidades de lluvia incrementan los riesgos por inundación y las fallas en suelos, mientras que el contenido de humedad de los suelos incrementa la escorrentía superficial y afecta a su estabilidad. En el contexto de alertas por inundación, se deben obtener los umbrales de lluvia, administrados y actualizados por los servicios meteorológicos de cada región, o bien, por los organismos de Protección Civil, con la aprobación de Instituciones de Investigación y/o profesionales especialistas experimentados.

En seguida se describen algunos métodos para definir umbrales de alertamiento.

6.4.1 Método del Periodo de Retorno

Para éste caso se utiliza la precipitación acumulada en 24 horas (precipitación diaria, P_{24} , de la red pluviométrica). El umbral con lluvia diaria es aquel asociado a un periodo de retorno de 2, 5 ó 10 años, suponiendo que el diseño hidráulico de las obras de drenaje es alguno de esos, al ser rebasadas en su capacidad, éstas tienden a colapsar, por tanto, el periodo de retorno define el umbral de daños.

Para establecer los umbrales de lluvias por el método del periodo de retorno se estiman las lluvias máximas diarias en todas las estaciones, y se elige un periodo de retorno (T_U). Se determina la precipitación media en la cuenca, con base en las mediciones puntuales en las estaciones, aplicando el método de isoyetas o polígonos de Thiessen, $\bar{P}_{24}^{T_U}$. La desventaja de éste criterio es que supone que la lluvia ocurre en forma simultánea en la cuenca, de manera que se puede dar lugar a numerosos casos de alertamiento innecesario.

6.4.2 Método de la lluvia persistente

El procedimiento consiste en calcular la máxima acumulación de lluvia durante cierto número N días; en este caso se define el número de días por medio de un análisis espectral, el cual se considera adecuado para utilizar en el análisis. Luego, para cada año registrado se obtiene el mayor valor promedio de lluvia diaria de los N días identificados. De manera semejante, se calculan los valores más grandes de lluvia

diaria promedio de $N - 1$, $N - 2$, ..., 2 y 1 días consecutivos. Posteriormente, se realiza el cálculo de las láminas de lluvia acumulada de los promedios diarios obtenidos, de uno a N días consecutivos, y se procede al ajuste de estos datos mediante una distribución de probabilidad que se apegue de manera adecuada a su comportamiento (Fuentes M., De Luna C., Sánchez C., & Morales R., 2012).

En este caso, se prefiere la distribución de probabilidad Gumbel, con la que se obtuvieron las láminas de lluvia acumulada por trenes de tormenta para N días consecutivos, siendo $N = 1, 2, \dots, 8$, para los periodos de retorno de interés ($T_U = 1.0101, 1.1111, 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 500$ y 1000 años), estos resultados aparecen en las tablas siguientes.

A fin de ejemplificar su aplicación en el área de estudio se ha tomado la sub-cuenca del río Kaluyo y se han cuantificado los umbrales de lluvias puntuales y los promedios para la sub-cuenca utilizando el método de lluvias persistentes. A continuación se presentan los resultados del análisis de frecuencia con las cuatro estaciones que tienen influencia en la sub-cuenca (ver Tabla 6-6 y Tabla 6-7). De los valores calculados se pueden elegir los eventos para la duración y periodo de retorno deseados.

Tabla 6-6. Precipitaciones promedio máximas, en mm/día, para N días aplicando el método de la lluvia persistente

Extrapolación Gumbel			Precipitación máxima para N días consecutivos para la Estación La Paz-Achachicala y para el periodo de retorno indicado							
Prob %	T_U [años]	Z	1 día	2 días	3 días	4 días	5 días	6 días	7 días	8 días
99.9	1000	6.9073	74.2	42.2	30.7	28.8	26.6	24.7	22.6	21.2
99.8	500	6.2136	69.2	39.8	29.1	27.2	25.1	23.3	21.3	20.0
99.5	200	5.2958	62.6	36.6	27.0	25.0	23.0	21.4	19.6	18.3
99	100	4.6001	57.6	34.1	25.3	23.4	21.5	19.9	18.3	17.1
98	50	3.9019	52.6	31.7	23.7	21.7	19.9	18.5	17.0	15.9
95	20	2.9702	45.9	28.4	21.5	19.5	17.9	16.5	15.2	14.2
90	10	2.2504	40.7	25.9	19.8	17.8	16.3	15.0	13.9	13.0
80	5	1.4999	35.3	23.3	18.1	16.0	14.6	13.5	12.5	11.7
50	2	0.3665	27.2	19.3	15.4	13.3	12.1	11.1	10.3	9.7
10	1.1111	-0.8340	18.6	15.1	12.6	10.5	9.4	8.7	8.1	7.5
1	1.0101	-1.5272	13.6	12.7	11.0	8.9	7.9	7.2	6.8	6.3
Extrapolación Gumbel			Estación La Paz-Alto Achachicala							
Prob %	T_U [años]	Z	1 día	2 días	3 días	4 días	5 días	6 días	7 días	8 días
99.9	1000	6.9073	51.0	36.8	28.2	27.2	24.0	22.5	20.9	19.8
99.8	500	6.2136	48.0	34.6	26.6	25.5	22.5	21.1	19.6	18.6
99.5	200	5.2958	44.0	31.6	24.4	23.3	20.6	19.3	17.9	17.0
99	100	4.6001	40.9	29.4	22.8	21.6	19.2	17.9	16.6	15.7
98	50	3.9019	37.9	27.2	21.1	19.9	17.7	16.5	15.3	14.5
95	20	2.9702	33.8	24.2	18.9	17.6	15.8	14.6	13.6	12.9
90	10	2.2504	30.7	21.9	17.2	15.8	14.3	13.2	12.3	11.6
80	5	1.4999	27.4	19.5	15.5	14.0	12.7	11.7	10.9	10.3
50	2	0.3665	22.5	15.9	12.8	11.2	10.4	9.4	8.8	8.3
10	1.1111	-0.8340	17.3	12.0	10.0	8.3	7.9	7.0	6.5	6.2
1	1.0101	-1.5272	14.3	9.8	8.3	6.6	6.4	5.6	5.3	4.9

Tabla 6-7. Precipitaciones promedio máximas, en mm/día, para *N* días aplicando el método de la lluvia persistente

Extrapolación Gumbel			Precipitación máxima para <i>N</i> días consecutivos para la Estación La Paz-Chuquiaguillo y para el periodo de retorno indicado							
Prob %	<i>T_r</i> [años]	<i>Z</i>	1 día	2 días	3 días	4 días	5 días	6 días	7 días	8 días
99.9	1000	6.9073	78.8	48.9	37.7	31.0	27.7	24.3	22.2	20.3
99.8	500	6.2136	73.7	46.0	35.5	29.2	26.1	22.9	21.0	19.2
99.5	200	5.2958	67.1	42.1	32.6	26.9	24.0	21.2	19.4	17.8
99	100	4.6001	62.0	39.2	30.4	25.1	22.5	19.8	18.2	16.7
98	50	3.9019	57.0	36.2	28.1	23.4	20.9	18.5	17.0	15.6
95	20	2.9702	50.2	32.3	25.2	21.0	18.8	16.7	15.3	14.2
90	10	2.2504	45.0	29.2	22.9	19.2	17.2	15.3	14.1	13.1
80	5	1.4999	39.5	26.0	20.5	17.3	15.5	13.9	12.8	11.9
50	2	0.3665	31.3	21.2	16.8	14.4	12.9	11.7	10.8	10.2
10	1.1111	-0.8340	22.6	16.2	13.0	11.4	10.2	9.4	8.7	8.3
1	1.0101	-1.5272	17.6	13.2	10.8	9.6	8.7	8.1	7.5	7.2
Extrapolación Gumbel			Estación Milluni							
Prob %	<i>T_r</i> [años]	<i>Z</i>	1 día	2 días	3 días	4 días	5 días	6 días	7 días	8 días
99.9	1000	6.9073	48.4	34.1	24.6	21.6	20.3	18.0	17.1	16.9
99.8	500	6.2136	45.6	32.1	23.4	20.5	19.2	17.0	16.2	16.0
99.5	200	5.2958	41.8	29.5	21.7	19.0	17.8	15.8	15.0	14.8
99	100	4.6001	38.9	27.5	20.5	17.9	16.7	14.9	14.1	13.8
98	50	3.9019	36.1	25.5	19.2	16.8	15.6	13.9	13.2	12.9
95	20	2.9702	32.2	22.8	17.5	15.3	14.2	12.7	12.0	11.7
90	10	2.2504	29.3	20.8	16.2	14.2	13.1	11.7	11.1	10.7
80	5	1.4999	26.2	18.6	14.8	13.0	11.9	10.7	10.1	9.7
50	2	0.3665	21.6	15.4	12.8	11.2	10.2	9.2	8.7	8.2
10	1.1111	-0.8340	16.6	12.0	10.6	9.3	8.3	7.6	7.2	6.6
1	1.0101	-1.5272	13.8	10.0	9.3	8.2	7.2	6.7	6.3	5.7

La Tabla 6-8 presenta los valores promedio de las cuatro estaciones (La Paz-Achachicala, La Paz-Alto Achachicala, La Paz-Chuquiaguillo y Milluni), que equivale a una media espacial en la sub-cuenca del Río Kaluyo. Los umbrales de lluvias para ésta cuenca se pueden elegir seleccionando los periodos de retorno de 2, 5 y 10 años; y así, definir una la codificación de umbrales meteorológicos como verde, amarillo, naranja y rojo, de acuerdo con los rangos de los periodos de retorno indicados en la Tabla 6-9.

Tabla 6-8. Precipitaciones máximas promedio, en mm/día, en la Subcuenca del Río Kaluyo para *N* días, aplicando el método de la lluvia persistente

Extrapolación Gumbel			Precipitación máxima para <i>N</i> días consecutivos para la ESTACION VIRTUAL y para el periodo de retorno indicado							
Prob %	<i>T_r</i> [años]	<i>Z</i>	1 día	2 días	3 días	4 días	5 días	6 días	7 días	8 días
99.9	1000	6.9073	58.3	39.3	29.9	27.7	24.6	22.7	21.1	19.8
99.8	500	6.2136	54.7	36.9	28.1	26.0	23.2	21.4	19.8	18.7
99.5	200	5.2958	49.9	33.8	25.9	23.8	21.3	19.6	18.2	17.1
99	100	4.6001	46.3	31.5	24.2	22.1	19.8	18.3	16.9	15.9
98	50	3.9019	42.7	29.1	22.5	20.5	18.4	16.9	15.7	14.7
95	20	2.9702	37.9	26.0	20.2	18.2	16.4	15.1	14.0	13.2
90	10	2.2504	34.2	23.5	18.4	16.5	14.9	13.7	12.7	11.9
80	5	1.4999	30.3	21.0	16.6	14.7	13.4	12.2	11.3	10.7
50	2	0.3665	24.5	17.2	13.8	12.0	11.0	10.0	9.3	8.8
10	1.1111	-0.8340	18.3	13.1	10.8	9.1	8.5	7.7	7.1	6.7
1	1.0101	-1.5272	14.7	10.8	9.1	7.5	7.0	6.3	5.9	5.5

Tabla 6-9. Umbrales de precipitación media, en mm/día, en la sub-cuenca del Río Kaluyo, para las duraciones y periodos de retorno indicados

Extrapolación Gumbel			Precipitación máxima para N días consecutivos para la Sub-cuenca del Río Kaluyo y para el periodo de retorno indicado								Rango	Tipo de Alerta
Prob %	T_U [años]	Z	1 día	2 días	3 días	4 días	5 días	6 días	7 días	8 días		
90	10	2.2504	34.2	23.5	18.4	16.5	14.9	13.7	12.7	11.9	$T_U > 10$ años	Roja
80	5	1.4999	30.3	21.0	16.6	14.7	13.4	12.2	11.3	10.7	$5 < T_U \leq 10$ años	Naranja
50	2	0.3665	24.5	17.2	13.8	12.0	11.0	10.0	9.3	8.8	$2 < T_U \leq 5$ años	Amarilla

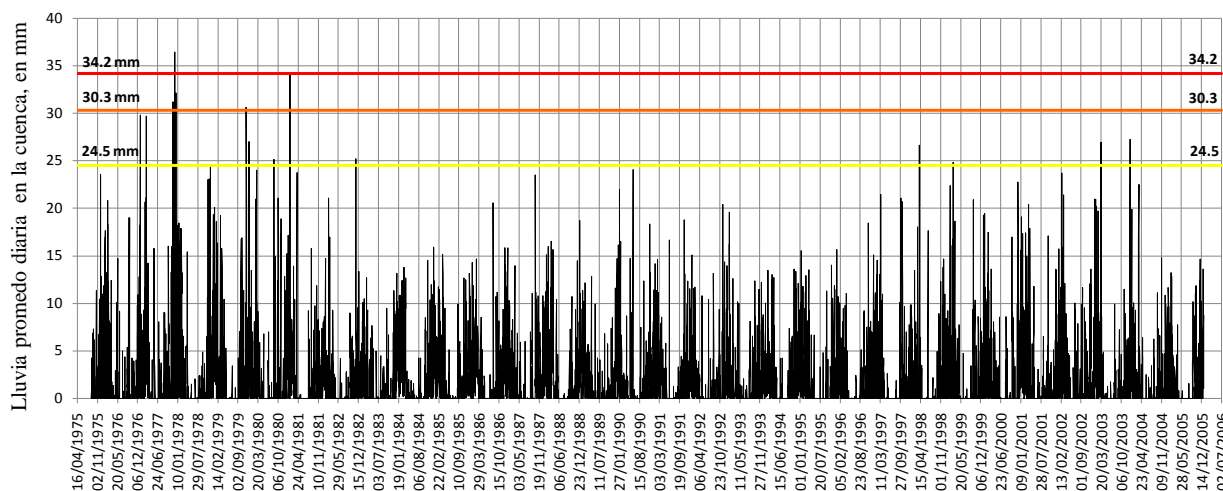


Figura 6-10. Precipitación promedio diaria y umbrales de lluvia para la sub-cuenca del Río Kaluyo

Para evaluar las crecidas en la cuenca se observa que el efecto de una tormenta extrema con duración menor o igual a 24 horas, es más severo que un tren de tormentas con mayor duración. En cambio, las tormentas de duración muy larga o trenes de tormentas con duraciones mayores a 2 días tienen un efecto importante en el problema de deslizamientos, por tanto, aquí sólo se evalúan las tormentas con duraciones menores a 1 día, de manera que los umbrales para 1 día contrastados con la lluvia promedio diaria en la cuenca quedarían como se observa en la Figura 6-10.

Como en el caso anterior, el método no toma en cuenta la precisión de los pronósticos.

6.4.3 Umbrales del Nivel del Agua en los Ríos

El umbral de lluvias para el cual se presentan inundaciones se debe obtener por aproximaciones sucesivas. Este criterio debe ir acompañado de un análisis hidrológico y uno hidráulico que permitan determinar los niveles del agua para distintas lluvias en una cuenca.

La herramienta fundamental para este análisis son los modelos lluvia–escurrimiento ($P - Q$), que en principio generan el hidrograma a la salida de la cuenca, pero éstos deben ser traducidos a niveles de agua en otro sitio; normalmente por donde existe riesgo por inundación u otros daños.

6.5 CRITERIOS DE VERIFICACIÓN DE UN PRONÓSTICO

La verificación de un pronóstico caracteriza la correspondencia entre una serie de valores pronosticados y los respectivos valores observados. No existe un Sistema de Pronóstico completo sin la verificación del procedimiento por un ente administrativo, científico y el usuario orientado a la verificación del pronóstico.

Se pueden obtener varios estadísticos para evaluar el pronóstico obtenido. Los estadísticos utilizados dependen del tipo de pronóstico y el propósito del mismo y de la verificación. Un estudio de la utilidad de pronósticos debe caracterizar su efectividad, implementada en un programa de verificación.

Para lograr la efectividad de un pronóstico se debe incluir un sistema de verificación validado con la relación entre las observaciones y los pronósticos.

6.5.1 Selección e Implementación de un Sistema de Alertamiento

El criterio para definir si la red hidrometeorológica para el pronóstico de avenidas puede ser planteado a partir del enfoque presentado por Grayman y Eagleson (1973), quienes evaluaron la factibilidad de implantar un Sistema de Alertamiento (SA) en caso de avenidas, con base en un proceso de simulación y cuantificación de los beneficios netos generados por redes de diversas densidades de pluviómetros o pluviógrafos.

De acuerdo con Pinedo (1979), se denominan como beneficios posibles a los generados por las medidas no estructurales que se tomen como consecuencia de un pronóstico oportuno, por ejemplo el salvar vidas humanas y algunos bienes materiales.

El beneficio neto que produce un sistema de pronóstico de avenidas consiste en aminorar los daños producidos por el alertamiento. Los elementos del “Beneficio Neto” pueden ser: i) Inversión necesaria para establecer el sistema, ii) operación y mantenimiento del Sistema de Alertamiento y la Red de Medición; iii) Difusión del pronóstico y iv) Movilización de respuesta al pronóstico, los cuales deben ser contrastados con la reducción en los daños derivada de un alertamiento oportuno.

El proceso para el análisis de beneficio neto debe seguir los pasos siguientes (Pinedo, 1979), de acuerdo con las diferentes densidades de pluviógrafos, pues cada red realizará un determinado pronóstico y tendrá un grado de exactitud respecto al valor real, de manera que se seleccionará la que conduzca al máximo Beneficio Neto.

- Generar aleatoriamente los eventos extremos, el lapso entre ellos y obtener una configuración espacial.
- Determinar varios conjuntos de eventos pronosticados, considerando que la precisión en el pronóstico es función de la densidad de pluviógrafos utilizada.
- Se calculan los beneficios y costos producidos por la respuesta de los habitantes de la región afectada, y se calcula los costos del capital, operación y mantenimiento del centro de pronóstico y de la red de pluviógrafos.
- Se calculan para cada densidad de la red de pluviógrafos los beneficios netos actualizados a valor presente para un horizonte de planeación estipulado.

La región de estudio no cuenta con información suficiente para estimar los beneficios y los costos asociados a diversos aspectos; sin embargo las bases del procedimiento descrito pueden utilizarse para obtener resultados que permitan tomar decisiones sobre el umbral de pronóstico más adecuado.

6.6 DEFINICIÓN DEL UMBRAL DE ALERTAMIENTO

Shane y Lynn (1964) propusieron un modelo matemático para evaluar el riesgo de inundaciones; en una situación real se deben evaluar los eventos que produjeron inundaciones, y con base a ésta información establecer valores críticos de: niveles de agua en canales o ríos, caudales que produjeron inundación, y en caso de no contar con información, establecer valores crítico de lluvia en la cuenca de estudio. Shane y Lynn denominan a éste valor como Nivel Crítico (v_c), y a los eventos mayores les llama “*Eventos Dañinos*”, (v_d).

En el caso del pronóstico de avenidas o los efectos que lo producen en un área, así como la precipitación, debe seleccionarse un nivel crítico, v_c , menor al que produce daños, $v_c < v_d$.

El nivel crítico, v_c , debe escogerse de tal manera que la probabilidad de tener costos asociados a falsas alarmas sea pequeña, y, sobre todo, que al mismo tiempo la probabilidad de no dar la alarma en un evento que supere el nivel de daños sea mínima.

Para poder hacer un pronóstico oportuno, es necesario disponer del tiempo suficiente. Por tal motivo, para estudiar la factibilidad de implantar un sistema de pronóstico, con base en los datos de lluvia, sólo se consideran cuencas cuyo tiempo de concentración sea mayor que el requerido para efectuar las siguientes actividades: elaboración del pronóstico, diseminación del mismo y ejecución de medidas no estructurales.

Al evaluar los beneficios se presentan dos casos:

- a) Cuando la lluvia pronosticada es menor o igual que la real ($\bar{P}_{\text{pronosticada}} \leq \bar{P}_{\text{real}}$); en este caso el beneficio es función de la lluvia pronosticada.
- b) Cuando la lluvia pronosticada es mayor que la real ($\bar{P}_{\text{pronosticada}} > \bar{P}_{\text{real}}$), el beneficio es función de la lluvia real.

Nótese que en ambos casos el beneficio es función de la lluvia menor, entre la pronosticada y la real.

Con respecto a los costos, sólo se considerarán los asociados a la movilización o evacuación de la población. No se toman en cuenta los costos de posibles medidas estructurales (construcción de bordos, desfuegos, etc.), ya que se supuso que no es posible ejecutar tales medidas por falta de tiempo. Dichos costos siempre dependen del valor de la lluvia pronosticada, la cual determina la magnitud de la medida por realizar.

Pinedo (1979) realiza un análisis sobre los posibles casos en que se produce un pronóstico y sus consecuencias, así entonces, pueden presentarse algunos casos en los cuales el hecho de que el pronóstico no sea exacto, puede generar un costo de la movilización innecesario, o lo que es peor, eventos dañinos no pronosticados. Esto sucede por ejemplo, cuando se pronostica un gasto menor al que produce daños (el que corresponde al nivel crítico) y en realidad se presenta un gasto mayor que el crítico.

Aunque en teoría los daños materiales serían idénticos a los de no contar con un sistema de pronóstico, el hecho de anunciar que no se presentará una avenida y que ésta sí ocurra, origina que la población

advertida pierda la confianza en el pronóstico y todas las inversiones realizadas para establecer el sistema de alertamiento se pierdan. En contraste, cuando el pronóstico es acertado, los costos asociados a la falla serán menores en comparación con los que ocurrieran si no se cuenta con dicho sistema.

6.6.1.1 Criterio para definir los eventos a analizar

El umbral ν asociado a los eventos a considerar (eventos potencialmente dañinos) se elige por inspección y análisis de los datos, en éste caso la lluvia, a fin de lograr que la probabilidad de no considerar casos importantes sea mínima. Shane y Lynn (1964) encontraron que la distribución teórica de la magnitud de “eventos potencialmente dañinos” es de forma exponencial, con función de distribución acumulada.

$$F = 1 - e^{-(P-\nu)/\gamma} \quad (6.167)$$

Donde P es la magnitud de la lluvia diaria máxima, ν el umbral por arriba del cual se cataloga a un evento como potencialmente dañino, y γ un parámetro que se obtiene a partir de los datos históricos.

Según Shane, los datos mayores al nivel ν se ajustan muy bien a la distribución exponencial, debido a que éstos son sólo una muestra de una población, cuya función de distribución corresponde a la cola de la función de distribución asociada con una población mayor, es decir todos los eventos que produzcan lluvias máximas extremas.

El parámetro γ se puede estimar aplicando la técnica de momentos, en razón de que $\hat{\gamma}$ es un buen estimador

$$\hat{\gamma} = \bar{P} - \nu \quad (6.168)$$

Siendo que

$$\bar{P} = \frac{\sum P_i}{N_d} \quad (6.169)$$

y N_d es el número de eventos dañinos

6.6.1.2 Aplicación

Se utilizan los registros de 5 años de lluvia diaria promedio en la cuenca del río Kaluyo, y luego se aplica el pronóstico de lluvias con base en la metodología planteada en el capítulo 4. La Figura 6-11 presenta una comparación de la precipitación diaria media observada y pronosticada en la cuenca del río Kaluyo. Tanto la lluvia media observada como la pronosticada fueron calculadas por el método de los polígonos de Thiessen, con base en las observaciones y estimaciones puntuales de las estaciones meteorológicas que tienen influencia en dicha cuenca.

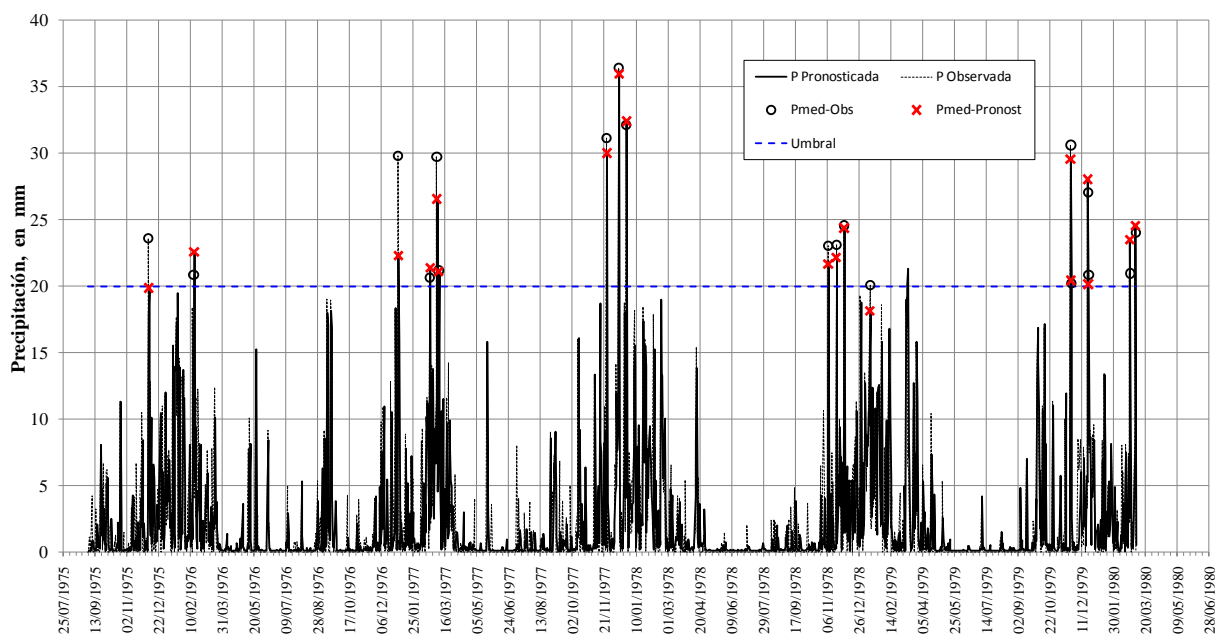


Figura 6-11. Precipitación diaria media observada y pronosticada para definir confiabilidad del umbral de alerta

El procedimiento para definir el umbral de alerta meteorológica, v_{am} , será el siguiente:

- Se elige un nivel v , basado en los registros históricos del promedio de lluvias diarias máximas en una cuenca. La Figura 6-11 presenta el umbral $v = 20$ mm.
- Se seleccionan los eventos \bar{P}_i , tales que $\bar{P}_i > v$; para el caso analizado se obtienen 19 eventos ($N_d = 19$), superiores a ese valor. Los eventos mayores al umbral elegido son presentados en la Tabla 6-10, en la que también se anota la fecha en que se produjo el evento mayor a v y el pronóstico aplicando la técnica de RNA y el respectivo error, e_i ; el promedio de estos eventos es

$$\bar{P} = \frac{\sum P_i}{N_d} = 25.25 \text{ mm}$$

- Se calcula $\hat{\gamma}$. El estimador de $\hat{\gamma}$ se obtiene aplicando la ec. (6.168)

$$\hat{\gamma} = \bar{P} - v = 25.25 - 20 = 5.25 \text{ mm}$$

- Se genera un número aleatorio con distribución uniforme $N_a(0 - 1)$, el cual se iguala con la función de distribución acumulada F , dada por la ec. (6.167) y se despeja el valor de P , ecuación (6.170), a los que se denominará **eventos generados reales (EGR)**, puesto que siguen la distribución exponencial. Los EGR se pueden utilizar en lugar de los valores reales, ya que éstos conservan la media y la varianza; además, permiten aumentar el número de eventos a analizar.

$$P = v - \hat{\gamma} \ln(1 - N_a) \tag{6.170}$$

Luego, reemplazando los valores de v y $\hat{\gamma}$ en la ec. (6.170), los EGR se obtienen aplicando la siguiente expresión

$$P = 20 - 5.25 \ln(1 - N_a)$$

Tabla 6-10. Eventos extremos de precipitación diaria promedio en la cuenca del Río Kaluyo (periodo Septiembre-1975 a Febrero-1980)

ORDEN	$\bar{P} > v$	FECHA	Pmed-Pronost.	Error
	Pmed-Obs.		$\bar{P}r_i$ (mm)	e_i (mm)
	\bar{P}_i (mm)			
1	36.43	14/12/1977	35.96	-0.4715
2	32.15	26/12/1977	32.42	0.2699
3	31.16	25/11/1977	30.02	-1.1462
4	30.62	24/11/1979	29.54	-1.0778
5	29.83	01/01/1977	22.32	-7.5096
6	29.72	03/03/1977	26.57	-3.1494
7	27.03	21/12/1979	28.04	1.0102
8	24.54	03/12/1978	24.37	-0.1649
9	24.01	05/03/1980	24.55	0.5428
10	23.58	06/12/1975	19.86	-3.7216
11	23.08	21/11/1978	22.18	-0.9010
12	23.02	08/11/1978	21.65	-1.3711
13	21.15	06/03/1977	21.12	-0.0283
14	20.95	25/02/1980	23.48	2.5341
15	20.85	15/02/1976	22.58	1.7262
16	20.83	22/12/1979	20.16	-0.6724
17	20.62	20/02/1977	21.39	0.7655
18	20.19	25/11/1979	20.43	0.2426
19	20.07	13/01/1979	18.16	-1.9143

De la base de datos observada y pronosticada en las estaciones LPAchachicala, LPAAlto Achachicala, LPChuquiaguillo y Milluni, las cuales tienen influencia de la lluvia diaria en la cuenca del Río Kaluyo, con factores Thiessen igual a los presentados en el siguiente cuadro. Se generaron los números aleatorios con distribución uniforme N_a y se reemplazaron en la anterior ecuación para obtener una serie de 1000 EGR (en la Figura 6-12 se les indica como Real Generado).

Fraciones de área con Poligonos de Thiessen (Cuenca Río Kaluyo)

Estación	LPAchachicala	LPAAltoAchachicala	LPChuquiaguillo	Milluni
$w_i =$	0.1217	0.6394	0.1668	0.0721

- Por otra parte, se estimaron los errores entre los eventos reales, \bar{P}_i , y los pronosticados, $\bar{P}r_i$, de todos los eventos mayores al umbral, v (ver valores de la última columna en la Tabla 6-10)

$$e_i = \bar{P}_i - \bar{P}r_i \tag{6.171}$$

- Se calcula la media y la desviación estándar de dichos errores

$$\hat{e} = \frac{\sum e_i}{N_d} \quad (6.172)$$

y

$$\hat{S}_e = \sqrt{\frac{\sum (e_i - \hat{e})^2}{N_d - 1}} \quad (6.173)$$

Aplicando las ecuaciones (6.172) y (6.173) se obtuvo el promedio y desviación estándar de los errores:

$$\hat{e} = \frac{\sum e_i}{N_d} = -0.7914$$

y

$$\hat{S}_e = \sqrt{\frac{\sum (e_i - \hat{e})^2}{N_d - 1}} = 2.2265$$

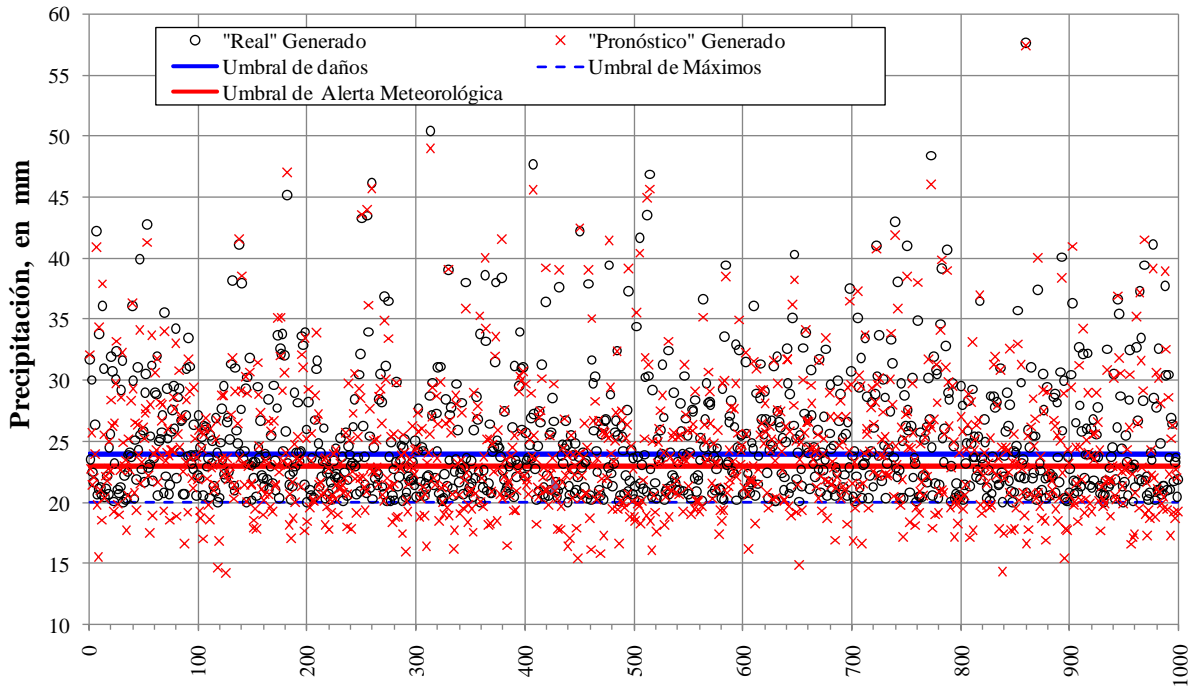


Figura 6-12. Eventos de precipitación diaria promedio real y pronosticada, generados en forma aleatoria para la cuenca del Río Kaluyo, comparados con los umbrales de máximos, de daños y de pronóstico o alerta meteorológica.

- Los pronósticos, \bar{Pr}_j , correspondiente a cada EGR, se obtienen aplicando la siguiente expresión

$$\bar{Pr}_j = \bar{P}_j + [\hat{e} + \hat{S}_e \times N(0,1)] \quad (6.174)$$

Donde $N(0,1)$ es un número aleatorio con distribución normal; media=0 y varianza=1 . j es el índice o número de evento generado.

Finalmente, al remplazar los valores del promedio del error y su desviación estándar en la ecuación (6.174), los eventos de lluvia pronosticada se calculan aplicando la expresión

$$\bar{P}r_j = \bar{P}_j + [\hat{e} + \hat{S}_e \times N(0,1)] = \bar{P}_j + [-0.7914 + 2.2265 \times N(0,1)]$$

La Figura 6-12 muestra 1000 eventos reales y pronosticados ($j = 1$ a 1000), ambos generados en forma aleatoria, con el objeto de establecer un criterio para seleccionar el **umbral de alerta meteorológica** (U_{am}) más adecuado, el cual se debe elegir considerando los siguientes casos:

- **Caso 1:** Cuando el evento real y pronosticado son mayores al nivel de daños, v_d , se tiene que ambos eventos están por arriba de dicho nivel: $\bar{P}_j > v_d$ y $\bar{P}r_j > U_{am}$, en consecuencia, el pronóstico es bueno y la alerta de movilización es correcta.
- **Caso 2:** Cuando el evento real es menor al nivel de daños, v_d , y el pronosticado menor a U_{am} , $\bar{P}_j < v_d$ y $\bar{P}r_j < U_{am}$, el efecto es que no hay alerta de movilización y no se producen daños.
- **Caso 3:** Cuando el evento real es mayor a v_d y el pronosticado resulta menor que U_{am} , lo cual implica que hubo evento dañino que no fue pronosticado: $\bar{P}_j > v_d$ y $\bar{P}r_j < U_{am}$, y en consecuencia se producen grandes daños que no fueron alertados.
- **Caso 4:** Cuando el evento real es menor a v_d y el pronosticado es mayor a U_{am} : $\bar{P}_j < v_d$ y $\bar{P}r_j > U_{am}$, el efecto en un sistema de alertamiento es que se produce una movilización innecesaria.

Con base en el análisis de los casos 1 a 4 descritos se elige el umbral de alerta meteorológica que deben fijarse para una cuenca y se establecen las acciones a tomar.

Así, por ejemplo, en las condiciones planteadas se buscaría tener la mayor cantidad de los Casos 1, ($\bar{P}_j > v_d$ y $\bar{P}r_j > U_{am}$) y Casos 2, ($\bar{P}_j < v_d$ y $\bar{P}r_j < U_{am}$); de forma semejante, se desearía minimizar el número de Casos 3, ($\bar{P}_j > v_d$ y $\bar{P}r_j < U_{am}$) bajando el umbral de alerta meteorológica, aunque es probable que el número de Casos 4 ($\bar{P}_j < v_d$ y $\bar{P}r_j > U_{am}$) aumente conforme se disminuya el umbral de alerta meteorológica, U_{am} .

A manera de ejemplo, se consideró que el umbral de daños fuera: $v_d = 24$ mm, y se propusieron varios umbrales de pronóstico, U_{am} , calculando, para cada caso, la frecuencia de los casos 1, 2, 3 y 4. Los resultados que se muestran en la Figura 6-13 y la Tabla 6-11 indican que si se escoge un nivel de pronóstico de 24 mm (es decir igual que el de daño), en un 8.2% de las veces se produciría el caso más grave, es decir que habría inundación sin alertamiento, y en un 5.5% de las veces se produciría un alertamiento innecesario. Conforme se disminuye el nivel de alertamiento el número de casos graves disminuye, aunque a costa de que se produzcan alertamientos que al final resulten innecesarios.

El número de eventos con los casos 1 y 2 alcanza un máximo cuando el umbral de alerta meteorológica es igual a 24 mm (es decir, es igual que el nivel de daños), debido a que la suma de éstos alcanza 86.3%; sin embargo, como ya se dijo, si se selecciona este umbral de pronóstico, en un 8.2% de las veces se produciría el caso más grave, es decir que habría inundación sin alertamiento.

Sin embargo, en el análisis presentado es evidente que se deben sacrificar algunos eventos deseados a cambio de aquellos menos deseados, lo cual lleva a elegir un valor de umbral de alerta meteorológica de pronóstico menor al de daños. Así, por ejemplo, si se elije $U_{am} = 23 \text{ mm}$, el porcentaje de los eventos más graves que corresponden al caso 3, baja de 8.2 a 4.8, aunque a costa de aumentar los eventos no deseados pero sin consecuencias graves (caso 4), que pasan del 5.5 al 10.5% .

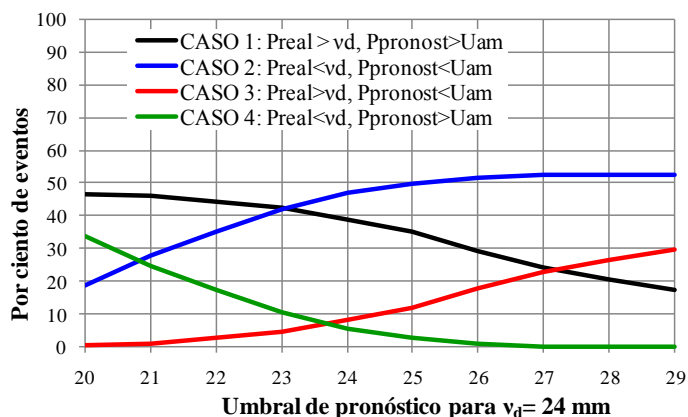


Figura 6-13. Simulación de eventos observados y pronosticados para varios umbrales de pronóstico

Tabla 6-11. Eventos reales y pronosticados generados de lluvia para la cuenca del Río Kaluyo

Umbral de Máximos (mm)	Umbral de daños (mm)	Umbral de Pronostico (mm)	CASO 1: $\bar{P}_j > v_d$ y $\bar{P}r_j > U_{am}$		CASO 2: $\bar{P}_j < v_d$ y $\bar{P}r_j < U_{am}$		CASO 3: $\bar{P}_j > v_d$ y $\bar{P}r_j < U_{am}$		CASO 4: $\bar{P}_j < v_d$ y $\bar{P}r_j > U_{am}$	
			Count	%	Count	%	Count	%	Count	%
20	24	20	468	46.8	188	18.8	5	0.5	339	33.9
20	24	21	462	46.2	280	28	11	1.1	247	24.7
20	24	22	445	44.5	355	35.5	28	2.8	172	17.2
20	24	23	425	42.5	422	42.2	48	4.8	105	10.5
20	24	24	391	39.1	472	47.2	82	8.2	55	5.5
20	24	25	353	35.3	499	49.9	120	12	28	2.8
20	24	26	294	29.4	519	51.9	179	17.9	8	0.8
20	24	27	243	24.3	525	52.5	230	23	2	0.2
20	24	28	207	20.7	525	52.5	266	26.6	2	0.2
20	24	29	176	17.6	527	52.7	297	29.7	0	0

\bar{P}_j lluvia real, $\bar{P}r_j$ lluvia pronosticada, v_d umbral de daños

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y DOCENCIA DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA

UNAM

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

José Antonio Luna Vera

CAPITULO 7

7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 INTRODUCCIÓN

Bolivia está ubicada en el hemisferio sur del continente americano, menos de un tercio del territorio está en las cadenas montañosas de los Andes, el resto del territorio está distribuido en dos regiones, los valles y llanos de la Amazonía y la cuenca del Río de La Plata.

Gran parte del territorio se encuentra en los llanos, por debajo de los 1000 msnm, por tanto, es aparente la idea de que Bolivia es un país andino; por el contrario, tiene una gran gama de climas que reflejan la enorme diversidad de fenómenos naturales que se tiene en toda la extensión que abarca aproximadamente 1'098,500 km².

Las tormentas típicas que se presentan en todo el territorio van desde las tormentas típicas de llanura amazónica y las tormentas de montaña hasta los frentes polares del sur, típicos del invierno de la región. Las tormentas orográficas se dan frecuentemente en las zonas de las montañas, en barlovento son mayores que al sotavento, principalmente de oriente a poniente, respectivamente. Las tormentas de tipo convectivo también son frecuentes debidos a los fenómenos atmosféricos locales y los efectos regionales cambiantes a lo largo de todo el año, esencialmente en épocas de lluvias (Diciembre – Febrero).

En el presente trabajo se han estudiado las lluvias horarias y diarias de una región de las montañas de Bolivia, específicamente la zona que encierra la cuenca del Río La Paz y las estaciones meteorológicas de los alrededores cercanos (< 50 km). Las tormentas en las montañas son de corta duración, pero son muy agresivas porque en pocos minutos alcanzan intensidades muy fuertes, lo cual genera diversos daños en

laderas, áreas urbanas, campos agrícolas y, en general, producen daños en infraestructura de la región, tales como carreteras, alcantarillas, puentes y otros.

En la actualidad es prioridad para la región y para el país establecer diversos factores y criterios para estudiar los efectos y daños que podrían provocar algunas tormentas. Así mismo, la experiencia profesional de muchos hidrólogos, hidráulicos e ingenieros civiles ha demostrado la necesidad de contar con información que facilite el análisis y obtención de resultados para inferir el comportamiento de las cuencas y el flujo a través de sus ríos; sin embargo, la falta de información se hace realidad cuando ya se produjeron los daños o cuando se inicia un proyecto en el que se percatan de que no hay información en el sitio deseado.

En ese sentido, el presente trabajo incide en esos problemas y se enfoca a resolver una parte de los eventos extremos de lluvias y sus repercusiones como hidrogramas de crecidas a la salida de las cuencas. Además, se aporta con una herramienta para el pronóstico de la lluvia, en vista de que la cuenca requiere de un método o instrumento para alertar los eventos meteorológicos extremos.

7.2 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Las estimaciones hidrológicas en sitios con suficiente información otorgan un grado de confiabilidad aceptable al momento de obtener los eventos hidrológicos de diseño, desde las tormentas hasta los hidrogramas o caudales pico. En cambio, aquellas regiones con escasa información están sujetas a mayor incertidumbre o bien a suposiciones técnicas de que los datos de las estaciones vecinas son la única forma de obtener aquellos diseños. El enfoque regional para el análisis de la lluvia, y su posterior generación de respuestas hidrológicas, es una herramienta importante para el diseño de las obras hidráulicas. Así, toda implementación de criterios adecuados permite una mejora respecto a los criterios tradicionales.

El fenómeno atmosférico que origina las lluvias es un interesante comportamiento de la naturaleza que en su gran complejidad se podría afirmar que estas *dejan huella*, tal cual un patrón de comportamiento de otros elementos naturales. El ser humano se ha preocupado en su existencia y de conocer en forma anticipada los eventos meteorológicos extremos que le han producido daños; aprendió diversos criterios que sin duda han dado resultados satisfactorios en muchas regiones, sin embargo, las herramientas creadas para dichos problemas no están al alcance de otros sitios, o bien, no son adecuados, porque los efectos meteorológicos ocurren en pequeñas zonas con factores micro-climáticos u otros que impiden su uso en beneficio de población vulnerable a diversas amenazas, tales como inundaciones y/o deslizamientos.

En el presente estudio se procesaron datos de lluvia diaria y horaria, así como caudales de algunas estaciones de la cuenca del Río La Paz. El análisis permitió la generación de productos importantes para la región, así como el planteamiento de criterios de análisis de los datos locales y nacionales, metodologías, gráficos, ecuaciones y parámetros para explicar los objetivos y los resultados hallados; también se aportan sugerencias sobre la red meteorológica, hidrológica y de cómo debiera medirse las variables hidrometeorológicas en las regiones de montaña.

7.2.1 Predicción de eventos extremos en la región

Se cuantificaron los eventos meteorológicos en una región de las montañas andinas, la cual abarca una cuenca importante que atraviesa la Ciudad de La Paz, y que fuera dañada por tormentas extremas acompañadas de nieve y súbitas crecidas que en las últimas dos décadas se han manifestado en términos generales con mayores cantidades de agua. Asimismo, los eventos meteorológicos analizados toman en cuenta las lluvias instantáneas y diarias, y a partir de éstas se han generados diversos parámetros para predecir las tormentas asociadas a distintos periodos de retorno.

En principio, se realizó el análisis de frecuencia de las lluvias horarias y diarias. Del primer análisis, se obtuvo las relaciones Intensidad – Duración – Periodo de retorno (*IDT*) para las estaciones más destacadas de la región. Se propuso un criterio para disgregar la lluvia diaria en lluvias horarias, basada en el método de Chen (1983) y en la experiencia de investigación del Instituto de Ingeniería de la UNAM (Fuentes, Domínguez Mora, & Franco, 1981; DGCOH, 1982; Domínguez & Franco, 2002; Franco D., 1998). Asimismo, se propone un criterio para construir hietogramas de diseño a partir de lluvia diaria (Luna V. & Domínguez M., 2010).

Se definieron regiones homogéneas con datos de lluvias diarias máximas anuales utilizando el método de las *k-medias* (*k-means clustering*), combinado con la prueba F de Fisher a través de los *momentos-L*, con base en el que se propone regiones meteorológicas homogéneas. El análisis regional define cuatro regiones para las cuales se proporcionan factores que permiten el cálculo de la lluvia máxima diaria para un determinado periodo de retorno, con sólo definir el sitio de ubicación y proporcionar la media de las máximas diarias.

Las regiones homogéneas propuestas ayudan a definir los patrones de tormentas diarias entre las estaciones que la conforman. Esta información es empleada para el pronóstico de la lluvia con anticipación de 24 horas, tal como se aborda en el capítulo 4.

7.2.2 Pronóstico de la lluvia diaria

El trabajo realizado presenta un aporte que permite *pronosticar la lluvia puntual con anticipación de un día* mediante la aplicación de la técnica de redes neuronales artificiales (RNA). Este método es una alternativa práctica y económica, que puede ser utilizada como una herramienta opcional para el pronóstico de la lluvia en un punto, en una región o en una cuenca; incluso para estimar los caudales de una cuenca, como el trabajo de presentado por Dölling & Varas (2000). Su implementación en la práctica puede ser evaluada y contraponerla con los métodos más costosos y no siempre de mayor precisión, tales como los modelos de tipo numérico atmosférico, radares o mediante las imágenes satelitales. En la región de estudio no se disponen de dichos equipos ni tecnologías para tal propósito, por tal razón que las RNA sólo han sido verificadas con la información observada en la Red de Estaciones Meteorológicas (REM), que procesa las series históricas de lluvias diarias de dicha red.

Una ventaja de las RNA es su alta capacidad y velocidad de operar en los ordenadores actuales. Así, la metodología propuesta modela las tormentas y genera campos de precipitación diaria, habiendo

demostrado su capacidad para estimar la lluvia total con anticipación de 1 día en una red poco densa. En tal sentido, se esperaría tener mejores resultados con una red más amplia y densa.

Otra ventaja de las RNA al aplicar el modelo Perceptron Multicapas (PMC) en el pronóstico de lluvias diarias es su habilidad para identificar los patrones de tormentas, ya que éstas son parte de la amplia configuración de parámetros de la red neuronal; en cambio, una desventaja sería la tarea difícil de explicar físicamente la magnitud de sus parámetros, de ahí que éste criterio es considerado como un “*modelo de caja negra*”. Sin embargo, al aplicar la metodología a la región de estudio, ésta reconoce los patrones meteorológicos plasmados en las lluvias históricas y define claramente las tendencias de las lluvias diarias en cada estación.

Las RNA permiten la inclusión de valores nulos en el reconocimiento de patrones, en razón de que las magnitudes de las variables son pequeñas, características de la zona de estudio debido a su clima semiárido, aunque también se tienen tormentas convectivas, orográficas y efectos de frentes polares. Además, el hecho de definir y caracterizar una región meteorológicamente homogénea permite que su aplicación produzca mejores resultados; aceptando un error en los máximos y minimizando el error medio hasta un valor tal que el promedio regional es mejor que el puntual.

Un elemento importante en la modelación es la longitud de información histórica, el cual es requerido para encontrar distintos patrones de comportamiento y lograr buenos pronósticos. La sugerencia al respecto sería probar con distintas extensiones de datos, e incluso de cantidad de estaciones, ya que la disponibilidad de mayor información permitirá mejorar la bondad de un pronóstico.

La técnica resulta ser de gran ayuda en zonas donde no se dispone de equipos de alta-tecnología y es muy probable que se logren resultados más confiables con una densidad mínima de estaciones, por ejemplo una red pluviométrica en la cual se tenga una estación por cada 25 km², además, considerar que el aporte mínimo de información que proporciona una estación debe ser por lo menos del 15% del área total de la cuenca o cuando mucho el 25%.

Otra conclusión importante en el uso de las RNA para el pronóstico de variables hidrometeorológicas, es que los resultados fueron verificados con la información observada, sin embargo, se esperarían errores puntuales hasta de ± 30 % del valor real. Para resolver el efecto de si un pronóstico de lluvia en una cuenca debe conducir a un alertamiento o no se pueden generar criterios de decisión, como los que se discuten en el capítulo 6 del presente documento.

7.2.3 Aplicación al pronóstico del escurrimiento

La lluvia pronosticada en forma puntual (en cada estación de la REM) proporciona una distribución espacial que mejora la estimación del valor promedio de la lluvia. La principal aplicación de la lluvia pronosticada es su uso para estimar el hidrograma a la salida de una cuenca.

El proceso para llegar a obtener la relación $P - Q$ sería

- Definir una red meteorológica homogénea de lluvias diarias, tomando los datos de las estaciones locales y de cuencas vecinas.
- Establecer la REM y arquitectura de RNA adecuada para dicha cuenca y pronosticar las precipitaciones en cada estación aplicando el método descrito en el capítulo 4.
- En seguida se estima la lluvia media en la cuenca aplicando un criterio de ponderación (polígonos de Thiessen, método de isoyetas u otro).
- Se construye la tormenta de diseño con métodos sintéticos (hietograma de diseño, capítulo 2) o bien se aplica una distribución temporal de lluvias con algún criterio comprobado.
- Se estiman las pérdidas por infiltración y/o almacenamiento.
- Se determina la lluvia efectiva.
- Se obtienen las características geomorfológicas de la cuenca, y
- A continuación, se implementa un modelo $P - Q$ para estimar los escurrimientos (por ejemplo, utilizando algún método de los presentados en el capítulo 5).

La aplicación del criterio propuesto para obtener el hidrograma de escurrimiento es mucho mejor a los procedimientos utilizados en forma tradicional, debido a que éstos sólo consideran valores de lluvias de la estación más cercana y no toman en cuenta las características meteorológicas de la región en conjunto.

El proceso para obtener el hietograma pronosticado con base en los patrones locales y evaluar su respuesta hidrológica, genera un resultado que debe ser evaluado minuciosamente por el especialista, del mismo modo que para su implementación en un Sistema de Alerta Temprana Meteorológica (SATM).

Si se utiliza información pluviométrica mayor a diez años y algunos hidrogramas en una cuenca no instrumentada, es posible replicar la metodología en dicha cuenca, en virtud de que el resultado de contribuir a la reducción de daños por inundaciones y lograr el beneficio de la población, es mucho mejor que no hacer nada.

7.2.4 Aplicación al sistema de alerta temprana meteorológica

En la actualidad se tienen diversos métodos implementados en los denominados *Sistemas de Alerta Temprana*, que para propósitos prácticos en el presente documento se refiere tan sólo al *Pronóstico de las Tormentas* y se plantea una aplicación práctica para realizar el pronóstico de eventos meteorológicos espacial y temporal, así como establecer el umbral de lluvias en una cuenca, a fin de estimar las amenazas hidrológicas en algunas cuencas del Río La Paz.

En el capítulo 6 se presenta un record de información de lluvia histórica, algunos de estos eventos han producido daños en la ciudad de La Paz; con base en ésta información se han generado criterios de alerta basados en cuatro niveles: rojo, naranja, amarillo y verde. De acuerdo con este criterio, las alertas deben ser lanzadas para tomar las acciones que se resumen en la tabla siguiente

Tabla 7-1. Propuesta de un criterio de alerta meteorológica con base en el pronóstico de lluvia diaria

Nivel de Alerta	Lluvia Pronosticada	Acción
Verde	$\bar{P}_{Pronost.} < \bar{P}_{Umbral}$	Ninguna
Amarillo	$\bar{P}_{Umbral} \leq \bar{P}_{Pronost.} < \bar{P}_{Crítico}$	Verificar pronóstico de lluvia horaria con información en tiempo real
Naranja	$\bar{P}_{Crítico} \leq \bar{P}_{Pronost.} < \bar{P}_{Daño}$	Se alerta a la población pero se verifica con mediciones de escurrimiento y niveles de agua
Rojo	$\bar{P}_{Pronost.} \geq \bar{P}_{Daño}$	Alerta de movilización cuando el pronóstico iguala o supera el umbral de daños
$\bar{P}_{Pronost.}$ es la lluvia promedio pronosticada en la cuenca \bar{P}_{Umbral} umbral de lluvia extremas (máximos anuales) $\bar{P}_{Crítico}$ umbral crítico del pronóstico $\bar{P}_{Daño}$ umbral de daños		

Los umbrales de alerta meteorológica e hidrológica y niveles de agua en un río pueden ser estimados con el procedimiento descrito en el capítulo 6. En ese sentido, se presenta un ejemplo teórico para explicar cómo seleccionar el umbral crítico de pronóstico para la lluvia media en una cuenca y su posible implementación en el SATM para la región. Estos criterios pueden diferir de los métodos utilizados actualmente, sin embargo es importante realizar un análisis de datos y determinar los más adecuados a la cuenca o río analizado. Para tal efecto se recomienda realizar una comparación del método propuesto con técnicas alternativas.

Para el caso de las cuencas aforadas, el pronóstico de lluvias en una REM puede ser utilizado de dos formas:

- 1) Verificar la amenaza de una tormenta en una cuenca y su repercusión por un posible desbordamiento del río a su salida,
- 2) Verificar cuál es el volumen de lluvia que produce el desbordamiento, y a partir de este establecer los niveles de alerta.

7.3 RECOMENDACIONES E INVESTIGACIONES FUTURAS

Para estudios posteriores se sugiere realizar un análisis más detallado de la información, por ejemplo:

- Revisar la eficiencia de medición de las estaciones pluviográficas y pluviométricas, a fin de establecer el número óptimo de estaciones PG y PM, su adecuada distribución por cuencas y la funcionalidad en tiempo real.
- Realizar pronósticos con los registros actuales de datos hidrometeorológicos en tiempo real.
- Reproducir episodios de lluvia en tiempo real para calibrar el modelo lluvia–escorrentía más adecuado.
- Contemplar en el pronóstico de las lluvias la duración de las tormentas, la hora aproximada en que se presentan y su distribución geográfica.
- Crear una base de datos con la información de los eventos dañinos, estimación de daños y costos de operación; a fin de formular políticas adecuadas que permitan mejorar los pronósticos y prevenirlos con el máximo beneficio en su estimación.
- Asimismo, se sugiere probar el método propuesto con datos de otras regiones y climas, a fin de verificar su validez o rechazo.

La implementación de sistemas de alerta temprana para deslizamientos, al igual que los utilizados para inundaciones, son relativamente recientes y estos constituyen un avance que debe estudiarse en la región para la determinación adecuada de umbrales.



8 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrahart, R. J., Kneale, P. E., & See, L. M. (2004). *Neural Networks for Hydrological Modelling. Why Use Neural Networks*. London, UK: Taylor & Francis.
- AEMET. (30 de 6 de 2012). *Agencia Estatal de Meteorología*. Obtenido de Predicción: <http://www.aemet.es/>
- Ahenke O, J. L. (1992). *Test de diversos modelos matemáticos para determinar Crecidas: Aplicado a la cuenca de La Paz*. UMSA. La Paz, Bolivia: Facultad de Ingeniería.
- Akan, A. O. (1993). *Urban Stormwater Hydrology - A Guide to Engineering Calculations*. Lancaster, Pennsylvania: CRC Press.
- Akan, A. O., & Houghtalen, R. J. (2003). *Urban Hydrology, Hydraulics, and Stormwater Quality*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Amaya M., R. G., López C., M., & Seoane S., M. E. (2009). *Curvas IDF para diferentes categorías de análisis de eventos extremos de las ciudades del eje central de Bolivia (La Paz, El Alto, Cochabamba y Santa Cruz)*. Facultad de Ingeniería. La Paz, Bolivia: Universidad Mayor de San Andrés.
- Aparicio M, F. J. (1996). *Fundamentos de Hidrología de Superficie*. México: Limusa.
- Aragón H., J. L. (2007). *Procesamiento Hidráulico en un Sistema de Alerta Hidrometeorológica y su Aplicación al Río Sabinal en Tuxtla Gutiérrez, Chis.* Facultad de Ingeniería, UNAM. México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Asquith, W. H. (1998). *Depth - Duration Frequency of Precipitation for Texas*. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Austin, Texas: USGS.
- Baeza R, C. (2007). *Estimación Regional de Factores de Convectividad para el Cálculo de las Relaciones Intensidad-Duración-Frecuencia*. Tesis de Maestría en Ingeniería Hidráulica, UNAM, Instituto de Ingeniería, México.
- Bell, F. C. (1969). Generalized rainfall-duration-frequency relationships. (P. o. Engineers, Ed.) *Journal of the Hydraulics Division*, 95 (HY1), 311-327.
- Bell, F. C. (1976). *The areal reduction factor in rainfall frequency estimation*. United Kingdom: Institute of Hydrology, No. 35, Wallingford.
- Berndtsson, R., & Niemczynowicz, J. (1988). Spatial and Temporal Scales in Rainfall Analysis - Some aspects and future perspectives. *Journal of Hydrology* (100), 293-313.
- BID. (2005). *Revisión y Actualización del Plan Maestro de Drenaje del Área Urbana de La Paz*. Banco Interamericano de Desarrollo. La Paz: BID.
- Blue Marble Geographics. (12 de Agosto de 2010). *About us Global Mapper*. (Global Mapper Software LLC) Recuperado el 17 de Abril de 2012, de Sitio WEB de Global Mapper: <http://www.bluemarblegeo.com>
- Boiten, W. (2003). *Hydrometry* (First Edition ed.). (B. Publishers, Ed.) Netherlands: Taylor & Francis.
- Bonta, J. V. (2004). "Development and utility of Huff curves for disaggregating precipitation amounts". (A. S. Engineers, Ed.) *Soil & Water Division of ASAE*, 20 (5), 641-653.

- Bos, M. G., Replogle, J. A., & Clemmens, A. J. (1986). *Aforadores de caudal para canales abiertos* (Primera edición ed.). (I. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Ed., J. A. Ortiz F., J. Martinez B., & M. Donézar Diez de Ulzurrun, Trads.) Wageningen, Netherlands: John Wiley & Sons, Inc.
- Bourges, J., Ribstein, P., Hoorelbeke, R., Dietze, C., & Cortez, J. (1992). Precipitaciones y escurrimiento de una pequeña cuenca en zona de montaña: El Río Achumani (La Paz - Bolivia). (ORSTOM, Ed.) *Recursos Hídricos y Medio Ambiente* (Fonds documental research No. 39 472, LX, 1, Cote: B), 303-312.
- Bouvier, C. (2002). Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. (Elsevier, Ed.) *Journal Of Hydrology* (260), p 216-230.
- Buishand, T. A. (1991). Extreme rainfall estimation by combining data from several sites. *Journal of Hydrological Sciences* , 36 (4), 345-365.
- Campos A, D. F. (1998). *Procesos del Ciclo Hidrológico*. SnLP, México: Universidad Autónoma de San Luís Potosí.
- Campos A., D. F. (2006). *Análisis Probabilístico Univariado de Datos Hidrológicos*. México: Asociación Mexicana de Hidráulica & Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Campos A., D. F. (2008). Calibración del Método Racional en ocho Cuencas Rurales menores a 1650 km² de la Región Hidrológica No. 10 (Sinaloa) México. *Agrociencia* (42), 615-627.
- Campos, D. (2008). Ajuste regional de la distribución GVE en 34 estaciones pluviométricas de la zona Huastecade San Luís Potosí, México. *Agrociencia*, N° 42 , 57-70.
- Castillo L., O. H., Domínguez G., C. X., Escóbar L., J. C., & VINO S., N. (2010). *Construcciones de la relaciones IDF mediante la caracterización temporal de eventos extremos con criterios adimensionales*. Facultad de Ingeniería. La Paz, Bolivia: Universidad Mayor de San Andrés.
- Chen, C. L. (1983). "Rainfall Intensity-Duration-Frequency Formulas". (ASCE, Ed.) *Journal of Hydraulic Engineering* , 109 (12), 1603-1621.
- Chen, C. L. (1983). Rainfall intensity–duration–frequency formulas. *Journal of Hydraulic Engineering* , 109 (12), 1603–1621.
- Chen, C.-I. (1983). "Rainfall Intensity-Duration-Frequency Formulas". (ASCE, Ed.) *Journal of Hydraulic Engineering* , 109 (12), 1603-1621.
- Chow, V. T. (1964). *Handbook Of Hydrology (A compendium of Water-Resources Technology)*. USA, A compendium of Water-Resources Technology,; McGRAW-HILL Book Company.
- Chow, V. T. (1994). *Hidrología Aplicada*. Santa Fé de Bogotá, Colombia: Mc Graw Hill.
- Chow, V. T., & Et_al. (1994). *Hidrología Aplicada*. Colombia: Mc-Graw Hill.
- Cisnéros I., H. L., & Pelczer, I. J. (2007). Redes Neuronales Artificiales para Pronosticar Alturas de Precipitación cada 15 minutos. *Ingeniería Hidráulica en México* , XXII (3), 5-21.
- Cunname, C. (1988). Methods and merits of regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, N° 100 , 269-290.
- Dalrymple, T. (1960). *Flood - Frequency Analyses*. U.S. Geological Survey. Washington, D.C.: Water Supply Paper 1543-A.
- Das, S. (2005). Mountain weather forecasting using MM5 modelling system. *Current Science* , 88 (6), 899-905.
- DE. (Ene de 2011). *DataEngine, Software Tools for Intelligent Data Analysis*. (Una producción de MIT-GmbH) Recuperado el 2011, de Sitio WEB de DataEngine: <http://www.dataengine.de/>

- DGCOH. (1982). *Manual de Hidráulica Urbana*. México: Dirección General de Construcción y operación Hidráulica del Departamento del Distrito Federal. secretaría de Obras y Servicios.
- DGCOH. (1982). *Manual de Hidráulica Urbana Tomo 1: Teoría General* (Sep. 1982 ed.). (S. d. Departamento del Distrito Federal, Ed.) México: Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica.
- Dölling, O. R., & Varas C., E. (2000). Pronóstico de Caudales en Cuenclas Nivales Usando Redes Neuronales Artificiales. *XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. Cordoba, Arg.: IAHS.
- Domínguez M., R., Fuentes M., O. A., & Franco, V. (1981). *Avenidas de Diseño*. (C. F. (CFE), Ed.) D.F., México: Manual de Diseño de Obras Civiles, Sección Hidrotécnica.
- Domínguez M., R., Gracias S., J., Esquivel G., G., Carrisosa E., E., & Arganis J., M. L. (2010). *Pérdidas*. (C. F. (CFE), Ed.) D.F., México: Manual de Diseño de Obras Civiles, Sección Hidrotécnica.
- Domínguez Mora, R., & Franco, V. (1981). *Manual de diseño de Obras Civiles. Cap. A.1.3 Esguerrimiento*. México, D.F.: Comisión Federal de Electricidad, Instituto de Investigaciones Eléctricas.
- Domínguez, R., & Franco, C. (2002). "Análisis Regional para la Obtención de Precipitaciones de Diseño Asociadas a Duraciones Menores que 2 horas". *XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, (B2) 1-6.
- Domínguez, R., & Franco, C. (2002). Análisis Regional para la Obtención de Precipitación de Diseño Asociadas a Duraciones Menores que 2 horas. *XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, B02-1 a 6.
- Domínguez, R., Bouvier, C., Neppel, L., & Niel, H. (2005). "Approche régionale pour l'estimation des distributions ponctuelles des pluies journalières dans le Languedoc - Roussillon (France)". (I. Press, Ed.) *Hydrological Sciences*, 50 (1), 17-29.
- Dudhia, J., & Et_al. (2005). *Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3*. Mesoscale and Mcroscale Meteorology Division. USA: National Center for Atmospheric Research.
- EIRD. (2002). Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres, EIRD Informa - América Latina y el Caribe. *El desastre del 19 de Febrero y reflexiones sobre la institucionalidad en la gestión de riesgos en Bolivia* (5).
- Escalante S, C. A., & Reyes Ch, L. (2005). *Técnicas Estadísticas en Hidrología* (Segunda ed.). México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Eslava M., H. (1997). *Programación y aplicación del hidrograma unitario instantáneo geomorfológico*. Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- ESRI. (2009). *Arc Hydro Tools v1.3 - Tutorial*. Redlands, CA, USA: www.esri.com.
- FHA. (1979). *Design of Urban Highway Drainage* (Vols. Report No. FHWA-TS-79-225). Washington, D. C., USA.
- Franco D., C. G. (1998). *Análisis Regional de Lluvias Convectivas. Aplicación al Valle de México*. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM, División de Estudios de Posgrado, México.
- Fuentes M, O. (1995). *Estudio Hidrológico para Obras de Protección, Capítulo 3: Manual de Ingeniería de Ríos*. México: II-UNAM.
- Fuentes M., O. A., Cruz G., J. A., & Aragón H., J. L. (2004). Los sistemas de información geográfica aplicados en la obtención de los HUIG en la cuenca del Río Sabinal. *XXVIII Congreso Nacional de Hidráulica*. San Luís Potosí: AMH.

Fuentes M., Ó. A., De Luna C., F., Sánchez C., J. A., & Morales R., H. L. (2012). Obtención de hietogramas correspondientes a diferentes periodos de retorno. *XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica* (pág. 10 p.). San José, Costa Rica, 9 AL 12 de Septiembre de 2012: IAHR - CIC.

Fuentes, O., Domínguez Mora, R., & Franco, V. (1981). *Manual de Diseño de Obras Civiles. Cap. A.1.5. Relación entre Precipitación y Escurrimiento*. México, D.F.: Comisión Federal de Electricidad, Instituto de Investigaciones Eléctricas.

GMLP-BID. (2007). *Revisión y actualización del plan maestro de drenaje para el área urbana de La Paz*. Informe Final, Consorcio Nippon Koei CO. LTD. y PCA Ingenieros Consultores, Gobierno Municipal de La Paz - Banco Interamericano de Desarrollo, La Paz.

Govindaraju, R. S. (2000). Artificial Neural Networks in Hydrology I: Preliminary Concepts. (ASCE, Ed.) *Journal of Hydrologic Engineering* , 5 (2), 115-123.

Govindaraju, R. S. (2000). Artificial Neural Networks in Hydrology II: Hydrologic Applications. (ASCE, Ed.) *Journal of Hydrologic Engineering* , 5 (2), 124-137.

Grayman, W. M., & Eagleson, P. S. (1973). *Design of Optimal Precipitation Networks*. Ralph M. Parson Lab. of Water Res. and Hydrodynamics, MIT, Rep. No.168, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Mass., USA.

Guichard R., D. (2005). *Influencia de la Variabilidad Espacio-Temporal de la Intensidad de Lluvia en la Respuesta Hidrológica durante Episodios de Crecida*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. Valencia, España: UPV.

Gutiérrez L., A. (2004). Hydrological forecasting using the double Index Flood Method. En B. Webb, N. Arnell, C. Onof, N. MacIntyre, R. Gurney, & C. Kirby (Ed.), *Hydrology: science and practice for the 21st century, Proceedings of the British Hydrological Society International Conference, Imperial College., I*, págs. 113-119. London.

Gutiérrez L., A., & Ramírez, A. I. (2005). Predicción Hidrológica Mediante el Método de la Avenida Índice para Dos Poblaciones. *Ingeniería Hidráulica en México* , XX (2), 37-47.

HAMPLP. (2005). *Dossier Estadístico del Municipio de La Paz*. La Paz: Dirección de Planificación y Control del Gobierno Municipal.

HAMPLP. (s.f.). *Honorable Alcaldía Municipal de La Paz*. Recuperado el 1 de 6 de 2011, de <http://www.lapaz.bo/>

Hardy, S. (2009). Granizada e inundación del 19 de febrero de 2002. Un modelo de cirsis para la aglomeración de La Paz. (IFEA, Ed.) *Bulletin de L'Institut Francais d'Études Andines* , 38 (3), 501-514.

Hartkamp, A. D., De Beurs, K., Stein, A., & White, J. W. (1999). *Interpolation Techniques for Climate Variables*. México, D.F.: NRG-GIS Series 99-01.

Haykin, S. (1999). *Neural Networks: A Comprehensive Foundation*. Ontario, Canadá: PEARSON - Prentice Hall.

Hosking, J. R., & Wallis, J. R. (1997). *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments*. London, UK, UK: Cambridge University Press.

Huff, F. A. (1967). Time Distribution Of Rainfall in Heavy Storms. *Water Resources Research*, 3 (4): , 1007-1019.

Huff, F. A. (1990). *Time Distributions of Heavy Rainstorms in Illinois*. State of Illinois, Department of Energy and Natural Resources. Champaign: ILLINOIS STATE WATER SURVEY.

- INE. (s.f.). *Sección: Población Proyectada*. Recuperado el 1 de 6 de 2012, de Instituto Nacional de Estadística: <http://www.ine.gob.bo>
- Isasi V., P., & Galván P., J. M. (2004). *Redes Neuronales Artificiales. Un enfoque Práctico*. Madrid, España: Pearson Educación, S.A.
- IWHA. (2012). *International Water History Association*. Recuperado el 2012, de Website for IWHA: <http://www.waterhistory.org/>
- Ke-Sheng, C., Chiang, W., Yen-Ben, C., & Hui-Chung, Y. (2003). Effect of spatial variation characteristics on contouring of design storm depth. *Hydrol. Process.* (17), 1755–1769.
- Kite, G. W. (1988). *Frequency and Risk Analysis in Hydrology*. Littleton, Colorado: Water Resource Publications.
- Kneale, P. E., See, L. M., & Abrahart, R. J. (2004). "Why Use Neural Network". En R. J. Abrahart, P. E. Kneale, & L. M. See, *Neural Networks for Hydrological Modelling* (págs. 1-12). London: Taylor & Francis.
- Koutsoyiannis, D. (2004). "Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: II. Empirical investigation of long rainfall records". (I. Press, Ed.) *Journal of Hydrological Sciences*, 49 (4), 591-610.
- Kuri M., A. F. (Ene de 2009). *Redes Neuronales y Algoritmos Genéticos. Apuntes del Curso Introducción a las Redes Neuronales, IIMAS*. México: Posgrado Matemáticas, UNAM.
- Luna V, J. A. (2002). Análisis de Ecuaciones para la Relación Precipitación–Duración–Frecuencia. *Recursos Hídricos*, 40-48.
- Luna V., J. A. (1997). *Influencia de la Modelación de la Precipitación en el Proceso Lluvia-Escurrimiento*. División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería. D.F. México: UNAM.
- Luna V., J. A., & Domínguez M., R. (2010). Comparación de Hietogramas Sintéticos para Diseño Hidrológico. *XXIV Congreso latinoamericano de hidráulica* (págs. No. 3a-144, 13 p.). Punta del Este, Uruguay: IAHR – AIH.
- Maidment, D., & Djokic, D. (2000). *Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with Geographic Information Systems* (First edition ed.). (M. & Djokic, Ed.) Redlands, CA, USA.: ESRI Press.
- Maren, A. J. (1991). A logical topology of neural networks. En Academy/Industrial/NASA/Defense (Ed.), *Paper presented at the Second Workshop on Neural Networks*:. Auburn, Alabama: Auburn University.
- Martina, M. L., Todini, E., & Libralon, A. (2008). Rainfall Thresholds for Flood Warning Systems: A Bayesian Decision Approach. En V. Singh, *Hydrological Modelling and the Water Cycle* (págs. 203-227). Springer Science Business Media B. V.
- Masch, F. D. (1984). *Hydrology, Hydraulic Engineering Circular No 19*. McLean, VA: FHWA-10-84-15 Federal Highway Administration, U.S. Department of Interior.
- Mays, L. W. (2011). *Water Resources Engineering* (Second edition ed.). Tempe, Arizona, USA: John Wiley & Sons.
- McCuen, R. H. (1998). *Hydrologic analysis and design*. New Jersey: Prentice-Hall International.
- Mejía, J. (2005). *Spatial precipitation variability over a small scale region on La Paz Department in Bolivia*. Master Thesis, Lund Institute of Technology, Lund University, Department of Water Resources Engineering, Lund, Switzerland.
- Mendoza R, J. C. (1994). *Estudio del Régimen Pluviométrico en la Cuenca del Río La Paz*. Facultad de Ingeniería. La Paz, Bolivia.: UMSA.

- MIT, G. (2007). DataEngine - Software Tools for Intelligent Data Analysis. (*Management Intelligenter Technologien GmbH*) . Alemania.
- Mobayed K., N., & Buenabad C., J. (Sept. de 2008). Escalado de Cuencas Basado en la Distribución de Lluvia Registrada por un Radar Meteorológico de Banda C. *Hidrología Superficial y Subterránea* . Cartagena de Indias, Colombia: AIHR.
- Molina C., J. A. (1996). *Olas pulsantes en ríos canalizados de montaña*. Instituto de Hidráulica e Hidrología. UMSA.
- Molina, J., Marangani, J., Ribstein, P., Bourges, J., Guyot, J.-L., & Dietze, C. (1995). Olas pulsantes en ríos canalizados de la región de La Paz. *Bulletin Inst. fr. études andines* , 24 (3), 403-414.
- Moncho A., R. (9 de agosto de 2007). *RAM_Meteo*. Recuperado el 11 de Ago de 2012, de Revista del Aficionado a la Meteorología: <http://www.meteored.com/ram>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). "River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I - A Discussion Of Principles". *Journal of Hydrology* , 10 (3), 282-290.
- NERC. (1975). *Flood Studies Report. Vol 2. Meteorological Studies*. (N. E. Council, Ed.) London: Whitefriars Press Ltd.
- Niemczynowicz, J. (1991). On storm movement and its applications. (E. S. V., Ed.) *Atmospheric Research* (No. 21), pp 109-127.
- Nippon KOEI, LTD.; PCA Consultores. (2007). *REvisión y Actualización del Plan Maestro de Drenaje Urbano de La Paz*. La Paz: Informe para el Gobierno Municipipl de La Paz y el BID.
- Obled, C., Wendling, J., & Beven, K. (1994). The sensibility of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology* (159), p 305-333.
- OEA. (2010). *Manual para el diseño, instalación, operación y mantenimiento de sistemas comunitarios de alerta temprana ante inundaciones*. Washington, USA: X Cataloging-in-Publication (CIP).
- OMM. (1994). *Guía de Prácticas Hidrológicas: Adquisición y Proceso de Datos, Análisis, Predicción y Otras Aplicaciones* (Quinta edición ed.). (O. M. Mundial, Ed.) Ginebra, Suiza.
- OMM. (2010). *Manual del Sistema Mundial de Observación* (Vol. I). Ginebra, Suiza.
- Openshaw, S. (1994). "Neuroclassification of spatial data". Chap. 3. En Hewitson, Crane, B. C. Hewitson, & R. G. Crane (Edits.), *Neural Nets: Applications in Geography* (págs. 53-70). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Packard, E. (1980). Geometry from a Time Series. *Physical Review Letters* , 45 (9), 712-716.
- Pascual Blázquez, J. L. (2012). *Astrometeorología y Meteorología Empírica*. Recuperado el junio de 2012, de webcindario: <http://cabanuel.webcindario.com/index.htm>
- Pelczer, I. J., Cisneros I., H. L., & Domínguez M., R. (2004). Pronóstico de la altura de lluvia a corto plazo con métodos de inteligencia artificial. En IAHS (Ed.), *XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, (págs. 18-22). Sao Pedro, Estado de Sao Paolo, Brasil (Oct-2004).
- Pérez P., E. (2001). *La precipitación pluvial en la Ciudad de México como sistema dinámico caótico y su modelación y pronóstico con redes neuronales artificiales*. México: Tesis de Maestría, DEPEFI, UNAM.
- Pilgrim, D. H., & Cordery, I. (2004). Flood Runoff . En D. R. Maidment, *Handbook of Hydrology* (págs. 9.1-9.38). New York: McGraw Hill.
- Pinedo, D. A. (1979). *Pronostico de avenidas*. Tesis de Maestría en Ingeniería, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Posgrado de la Facultad de Ingeniería, México.

- Ponce, V. M. (1994). *Engineering Hydrology. Principles and Practices*. New Jersey, USA: Prentice Hall, Inc.
- Ramírez, E. (1995). *Influencia del Relieve sobre la Variabilidad Espacial y Temporal de las Precipitaciones: Cuenca del Río La Paz*. Tesis de Grado para obtener el Título de Ingeniero, Universidad Mayor de San Andrés, Facultad de Ingeniería, La Paz, Bolivia.
- Robson, A., & Reed, D. (1999). *Flood Estimation Handbook. Statistical Procedures for Flood Frequency Estimation* (Vol. 3). UK: Institute of Hydrology: Wallingford.
- Rodriguez I., I., & Mejía, J. M. (1974). On the Transformation of point rainfall to a spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. *Water Resources Research* (10(4)), 729-735.
- Salas S., M. A., & Jiménez E., M. (2007). *Inundaciones*. México: CENAPRED, Serie Fasciculos.
- Salas, J. D., Delleur, J. W., Yevjevich, V., & Lane, W. L. (1997). *Applied Modelling Of Hydrologic Time Series*. Highlands Ranch, Colorado, USA: Water Resources Publications.
- Salsón, S., & García-Bartual, R. (2003). A space-time rainfall generator for highly convective Mediterranean rainstorms. (N. H. Sciences, Ed.) (3), pp 103-114.
- Samarasinghe, S. (2007). *Neural Networks for Applied Sciences and Engineering*. Boca Raton, NY, USA: Auerbach Pub. - Taylor & Francis Group.
- SCS. (1986). *Urban Hydrology for small watersheds*. Washington, DC.: Tech. Rep. 55, engineering Division, Soil Conservation Service, US Department of Agriculture.
- SENAMHI. (2012). *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Bolivia*. Recuperado el 20 de 6 de 2012, de <http://www.senamhi.gob.bo/>: <http://www.senamhi.gob.bo/>
- Shamseldin, A. Y., Ahmed, E. N., & O'Connor, K. M. (2002). Comparison of different forms of the multi-layer feed-forward neural network method used for river flow forecast combination. (E. G. Union, Ed.) *Hydrology and Earth System Sciences* , 6 (4), 671-684.
- Shane, R. M., & Lynn, R. W. (1964). Mathematical Model for Flood Risk Evaluation. (ASCE, Ed.) *Journal of the Hydraulics Division* , HY 6.
- Shaw, E. M. (2005). *Hydrology in Practice* (Third ed.). London, UK: Taylor & Francis e-Library.
- Singh, V. P. (1992). *Elementary Hydrology*. (D. o. University, Ed.) USA, NJ.: Prentice-Hall.
- Soil Conservation Service. (1986). *TR-55*. USA.
- Spiegel, M. R. (1976). *Teoría y Problemas de Probabilidad y Estadística*. México: McGraw Hill de México, SA de CV.
- Springall G., R. (1970). *Hidrología: Primera Parte* (Vol. I). Cd. Universitaria, México: Series del Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union* , 8 (6), 913-920.
- Subramanya, K. (1994). *Engineering Hydrology* (Second Edition ed.). New Delhi: Tata McGraw-Hill.
- Sutcliffe, J. V. (March, 1978). *Methods of Flood Estimation: A Guide To the Flood Studies Report*. Institute of Hydrology.
- Takens, F. (1981). Detecting strange attractors in turbulence. (a. L. D. Rand, Ed.) *Dynamics Systems and Turbulence* (898), pp.366-81.
- U.S. Water Resources Council. (1981). *Guidelines for determining flood flow frequency*. Interagency Advisory Committee on Water Data. Reston, VA 22092: U.S. Geological Survey.

USACE. (2000). *Hydrologic Modeling System (HEC-HMS): Technical Reference Manual*. Davis, California: U. S. Army Corps of Engineers.

Valencia V., M. G. (2009). *Determinación de Curvas Intensidad, Duración y Frecuencia (IDF) para la Ciudad de Trinidad*. Proyecto de Grado para obtener el Grado de Ingeniero Civil, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Técnica de Oruro, Oruro.

Vauchel, P. (2005). *Guia de Usuario del Programa HYDRACCESS*. Guia de Usuario, IRD, Programa HIBAM.

Viessman, W. J., Lewis, G. L., & Knapp, J. W. (1989). *Introduction to Hydrology* (Third Edition ed.). New York, NY, USA: Harper & Row, Pub. Inc.

Villegas A., R. O. (2001). *Comportamiento Hidráulico de las Canalizaciones Características de la Ciudad de La Paz ante Cambios en el Uso de Suelo*. Universidad Mayor de San Andrés, Facultad de Ingeniería. La Paz: Proyecto de Grado para Obtener el Título de Ingeniero Civil.

Vogel, R. M., & Fennessey, N. M. (1993). "L Moment Diagrams Should Replace Product Moment Diagrams". *Water Resources Research* , 1745-1752.

Wikipedia. (2010). *wikipedia.org*. Recuperado el 2010, de http://en.wikipedia.org/http://en.wikipedia.org/wiki/Neural_networks

Willmott, C. J., Ackleson, S. G., Davis, R. E., Feddeman, J. J., Klink, K. M., Legates, D. R., y otros. (1985). Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research* , 90 (C5), 8998-9005.

WMO. (1983). *Guide to Climatological Practices* (Second Edition ed.). (W. M. Organization, Ed.) Geneva, Switzerland.

ANEXO A1.

Datos de precipitaciones máximas en estaciones pluviográficas de El Alto-AASANA, LP-San Calixto y LP-Laikacota (Los datos y resultados del resto de estaciones del país se proporcionan en el estudio de Curvas IDF para Bolivia)

Tabla A1-2. Precipitación máxima registrada para la duración y el año indicado en la Estación meteorológica Apolo.

Año	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
1989	8.21	9.18	9.92	11.39	15.46	18.52	19.47	20.01	20.2	21.22	22.7
1990	9.65	9.74	11.09	15.35	25.42	33.38	33.88	37.2	37.76	41.57	42.5
1991	9.08	9.74	10.61	15.4	21.03	27.99	39.55	48	64.52	101.1	105.2
1992	8.34	11.43	13.94	15.23	16.69	24.6	27.02	28.3	30.2	40.07	53.28
1993	5.88	8.83	10.51	11.6	17.69	22.92	26.17	30.11	33.55	51.7	58.9
1994	9.86	10.12	10.37	12.74	19.13	27.52	33.73	39.03	43.69	49.55	51.3
1995	5.48	6.97	9.2	11.57	18.7	26.87	33.52	34.4	34.5	34.5	34.5
1996	4.5	5.71	7.62	8.72	10.32	10.9	14.64	14.7	17.49	18.9	20.4
1997	7.62	8.21	8.51	10.33	12.22	21.32	27.83	34.32	38.9	65.68	75.13

Tabla A1-3. Precipitación máxima para la duración y periodo de retorno indicado, calculada con la FDP Gumbel por el método de Momentos-L. Estación meteorológica Apolo.

T (años)	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
500	16.90	17.08	18.43	23.92	39.13	54.20	65.58	79.75	98.94	161.45	177.15
200	15.39	15.75	17.09	22.06	35.59	49.25	59.53	71.94	88.63	142.84	156.70
100	14.25	14.73	16.07	20.64	32.91	45.49	54.94	66.02	80.82	128.73	141.19
50	13.10	13.72	15.05	19.23	30.22	41.72	50.34	60.08	72.98	114.57	125.64
20	11.56	12.36	13.69	17.34	26.63	36.70	44.20	52.15	62.52	95.67	104.87
10	10.38	11.32	12.64	15.88	23.86	32.81	39.45	46.02	54.43	81.08	88.83
5	9.14	10.22	11.54	14.35	20.96	28.76	34.51	39.64	46.01	65.86	72.11
2	7.28	8.57	9.89	12.05	16.59	22.64	27.03	29.99	33.28	42.87	46.85
1.25	5.89	7.35	8.66	10.34	13.35	18.10	21.48	22.82	23.82	25.79	28.08
1.11	5.30	6.83	8.14	9.62	11.97	16.16	19.12	19.78	19.80	18.52	20.10
	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACION $K_{d1} = P(d, T)/P(1h, T)$										
PROMEDIO	0.434	0.465	0.516	0.653	1.000	1.378	1.659	1.955	2.340	3.570	3.913
DESV EST	0.002	0.027	0.042	0.038	0.000	0.007	0.016	0.077	0.175	0.515	0.569
	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACIÓN $K_{d24} = P(d, T)/P(24h, T)$										
PROMEDIO	0.113	0.123	0.136	0.172	0.261	0.359	0.433	0.508	0.604	0.912	1.000
DESV EST	0.020	0.029	0.035	0.040	0.044	0.059	0.068	0.063	0.050	0.001	0.000

Tabla A1-4. Relación Precipitación – Periodo de Retorno, K_T , para la estación meteorológica Apolo.

T (años)	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – PERIODO DE RETORNO											PROMEDIO	DESV EST
	$K_T = P(d, T)/P(d, 10 \text{ años})$												
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440		
500	1.63	1.51	1.46	1.51	1.64	1.65	1.66	1.73	1.82	1.99	1.99	1.690	0.182
200	1.48	1.39	1.35	1.39	1.49	1.50	1.51	1.56	1.63	1.76	1.76	1.530	0.140
100	1.37	1.30	1.27	1.30	1.38	1.39	1.39	1.43	1.48	1.59	1.59	1.409	0.108
50	1.26	1.21	1.19	1.21	1.27	1.27	1.28	1.31	1.34	1.41	1.41	1.288	0.076
20	1.11	1.09	1.08	1.09	1.12	1.12	1.12	1.13	1.15	1.18	1.18	1.125	0.033
10	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.000	0.000
5	0.88	0.90	0.91	0.90	0.88	0.88	0.87	0.86	0.85	0.81	0.81	0.869	0.034
2	0.70	0.76	0.78	0.76	0.70	0.69	0.69	0.65	0.61	0.53	0.53	0.672	0.086

Tabla A1-5. Precipitación máxima registrada para la duración y el año indicado en la Estación meteorológica Campanario.

No.	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
1	9.98	12.9	14.70	18.32	21.30	21.73	24.29	25.4	26.66	31.20	37.69
2	5.42	6.94	7.41	9.45	15.55	21.28	22.11	22.4	25.40	26.90	33.61
3	5.35	5.91	6.47	8.33	10.16	16.80	18.13	20.87	22.70	26.20	30.10
4	4.47	5.73	6.38	8.30	9.86	13.61	17.30	19.13	22.44	25.30	26.90
5	4.38	5.38	6.30	7.23	9.82	13.03	16.66	18.70	19.73	22.70	26.90
6	4.18	5.07	6.18	7.17	9.54	12.06	15.40	16.88	18.87	22.11	26.40
7	3.69	4.88	5.81	7.10	9.34	11.58	13.40	15.75	18.70	21.88	25.70
8	3.59	4.81	5.51	7.02	9.03	11.20	12.48	13.38	17.81	20.00	23.25
9	3.40	4.56	5.22	6.96	8.73	11.14	12.34	13.06	14.60	19.91	22.19
10	3.31	4.45	5.04	6.82	8.63	11.07	12.00	12.79	14.59	18.70	21.08
11	3.25	4.34	4.89	6.05	8.59	10.94	11.51	12.53	13.95	18.50	20.78
12	3.21	3.94	4.71	5.67	8.50	10.70	11.40	12.00	13.70	17.90	19.60
13	2.63	3.58	4.43	5.45	8.33	10.17	11.30	11.80	13.52	17.84	19.60
14	2.57	3.56	4.35	5.39	7.95	9.87	11.20	11.70	13.41	17.24	19.50
15	2.50	3.45	4.07	5.26	7.59	9.43	10.80	11.47	13.40	15.60	17.90

Tabla A1-6. Precipitación máxima para la duración y periodo de retorno indicado, calculada con la FDP Exponencial por el método optimización. Estación meteorológica Campanario.

T (años)	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
500	17.74	21.76	23.78	29.72	35.46	42.34	47.37	50.51	53.08	55.04	68.96
200	15.70	19.29	21.13	26.41	31.67	37.94	42.48	45.32	47.82	50.01	62.34
100	14.15	17.43	19.12	23.91	28.80	34.61	38.77	41.38	43.83	46.20	57.32
50	12.60	15.55	17.11	21.39	25.93	31.26	35.04	37.43	39.83	42.37	52.28
20	10.53	13.05	14.42	18.03	22.08	26.80	30.07	32.17	34.49	37.27	45.56
10	8.94	11.11	12.34	15.44	19.12	23.35	26.23	28.10	30.37	33.32	40.36
5	7.27	9.10	10.18	12.73	16.02	19.75	22.23	23.85	26.07	29.21	34.95
2	4.75	6.05	6.91	8.65	11.35	14.32	16.18	17.44	19.57	23.00	26.77
1.25	2.09	2.83	3.44	4.32	6.40	8.56	9.78	10.66	12.69	16.42	18.11
1.11	0.55	0.97	1.44	1.82	3.54	5.24	6.08	6.74	8.72	12.63	13.11
	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACION $K_{d1} = P(d,T)/P(1h,T)$										
PROMEDIO	0.47	0.59	0.65	0.81	1.00	1.22	1.37	1.46	1.57	1.71	2.08
DESV EST	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00	0.02	0.03	0.04	0.08	0.16	0.14
	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACIÓN $K_{d24} = P(d,T)/P(24h,T)$										
PROMEDIO	0.23	0.28	0.31	0.39	0.48	0.59	0.66	0.70	0.76	0.82	1.00
DESV EST	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.00

Tabla A1-7. Relación Precipitación – Periodo de Retorno, K_T , para la estación Campanario.

T (años)	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – PERIODO DE RETORNO											PROMEDIO	DESV EST
	$K_T = P(d,T)/P(d,10 \text{ años})$												
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440		
500	1.99	1.96	1.93	1.93	1.85	1.81	1.81	1.80	1.75	1.65	1.71	1.83	0.107
200	1.76	1.74	1.71	1.71	1.66	1.63	1.62	1.61	1.57	1.50	1.54	1.64	0.082
100	1.58	1.57	1.55	1.55	1.51	1.48	1.48	1.47	1.44	1.39	1.42	1.49	0.063
50	1.41	1.40	1.39	1.39	1.36	1.34	1.34	1.33	1.31	1.27	1.30	1.35	0.045
20	1.18	1.17	1.17	1.17	1.16	1.15	1.15	1.14	1.14	1.12	1.13	1.15	0.019
10	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.000
5	0.81	0.82	0.82	0.82	0.84	0.85	0.85	0.85	0.86	0.88	0.87	0.84	0.020
2	0.53	0.54	0.56	0.56	0.59	0.61	0.62	0.62	0.64	0.69	0.66	0.60	0.051

Tabla A1-8. Precipitación máxima registrada para la duración y el año indicado en la Estación meteorológica Chaquí.

No.	D (min)											
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440	
1	9.50	10.51	12.81	18.16	23.76	29.20	31.49	32.80	33.05	36.90	37.50	
2	7.77	9.77	12.61	17.40	20.84	24.60	28.30	32.26	32.95	33.70	33.90	
3	7.69	9.68	10.88	14.00	18.80	23.35	26.73	28.73	28.80	33.30	33.47	
4	6.51	9.32	9.86	12.05	17.40	22.67	24.60	26.94	28.70	32.50	33.30	
5	5.68	8.45	9.14	11.50	16.17	21.77	24.43	24.60	27.66	29.49	32.50	
6	5.56	7.36	9.00	10.95	16.11	19.63	20.26	23.78	25.36	25.70	31.50	
7	5.48	7.06	8.39	10.48	16.10	18.80	20.20	22.43	24.60	25.40	28.10	
8	4.95	6.78	8.36	10.48	15.66	18.01	19.90	20.20	24.60	24.90	26.40	
9	4.91	6.67	8.09	10.37	13.99	16.80	19.62	20.17	23.25	24.60	25.90	
10	4.82	6.27	7.84	9.97	13.52	16.40	19.32	20.17	20.40	21.10	25.40	
11	4.70	6.06	7.65	9.77	13.49	16.30	18.80	20.00	20.20	20.65	24.43	
12	4.59	6.03	7.58	9.62	13.38	15.42	16.80	18.80	20.00	20.48	24.18	
13	4.56	5.96	7.55	9.01	13.05	15.00	16.52	16.81	19.46	20.30	22.79	
14	4.52	5.95	7.12	9.00	12.78	14.66	16.40	16.80	18.80	20.00	22.20	
15	4.45	5.88	6.99	8.82	12.37	14.64	16.30	16.40	18.76	19.33	22.00	

Tabla A1-9. Precipitación máxima para la duración y periodo de retorno indicado, calculada con la FDP Exponencial por el método optimización. Estación Meteorológica Chaquí.

T (años)	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
500	17.07	19.62	22.92	33.04	40.63	52.06	56.99	63.07	60.90	69.55	73.46
200	15.33	17.75	20.78	29.73	36.83	47.03	51.53	56.89	55.32	62.87	65.99
100	14.01	16.34	19.15	27.22	33.95	43.21	47.39	52.21	51.08	57.80	60.34
50	12.69	14.93	17.52	24.71	31.06	39.37	43.23	47.51	46.84	52.71	54.69
20	10.92	13.03	15.35	21.35	27.21	34.25	37.69	41.24	41.17	45.93	47.22
10	9.56	11.57	13.67	18.76	24.23	30.30	33.40	36.39	36.79	40.68	41.57
5	8.14	10.05	11.91	16.05	21.13	26.18	28.93	31.34	32.23	35.22	35.92
2	5.99	7.75	9.27	11.97	16.44	19.96	22.19	23.72	25.33	26.96	28.45
1.25	3.72	5.31	6.46	7.64	11.47	13.36	15.04	15.64	18.03	18.22	23.66
1.11	2.40	3.90	4.85	5.14	8.60	9.56	10.91	10.97	13.82	13.17	22.89
RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACION $K_{d1} = P(d, T)/P(1h, T)$											
PROMEDIO	0.40	0.48	0.56	0.78	1.00	1.26	1.38	1.51	1.51	1.69	1.75
DESV EST	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.04
RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACIÓN $K_{d24} = P(d, T)/P(24h, T)$											
PROMEDIO	0.23	0.27	0.32	0.45	0.57	0.72	0.79	0.86	0.86	0.96	1.00
DESV EST	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00

Tabla A1-10. Relación Precipitación – Periodo de Retorno, K_T , para la estación meteorológica Chaquí.

T (años)	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – PERIODO DE RETORNO $K_T = P(d, T)/P(d, 10 \text{ años})$											PROMEDIO	DESV EST
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440		
500	1.785	1.695	1.677	1.761	1.677	1.718	1.706	1.733	1.655	1.710	1.767	1.717	0.041
200	1.604	1.534	1.520	1.585	1.520	1.552	1.543	1.563	1.503	1.545	1.587	1.551	0.032
100	1.466	1.412	1.401	1.451	1.401	1.426	1.419	1.435	1.388	1.421	1.451	1.425	0.024
50	1.327	1.290	1.282	1.317	1.282	1.299	1.294	1.305	1.273	1.296	1.316	1.298	0.017
20	1.143	1.126	1.123	1.138	1.123	1.130	1.128	1.133	1.119	1.129	1.136	1.130	0.007
10	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.000
5	0.851	0.868	0.872	0.856	0.872	0.864	0.866	0.861	0.876	0.866	0.864	0.865	0.007
2	0.627	0.670	0.678	0.638	0.678	0.659	0.664	0.652	0.689	0.663	0.684	0.664	0.019

Tabla A1-11. Precipitación máxima registrada para la duración y el año indicado en la Estación meteorológica San Calixto.

No.	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
1960	3.05	4.57	6.10	7.65	11.48	14.85	17.12	18.58	21.17	24.54	26.03
1961	4.80	5.25	5.70	8.00	12.64	18.71	24.49	29.24	30.20	34.62	39.60
1962	6.00	9.00	9.23	9.69	11.07	14.95	19.40	21.93	26.98	27.20	28.45
1963	5.57	7.80	7.80	8.23	10.20	14.00	14.60	14.60	14.80	16.51	22.01
1964	4.50	5.55	6.78	7.80	9.17	13.80	13.80	13.80	14.07	21.10	31.51
1965	6.18	6.90	8.87	10.20	11.69	20.60	25.56	29.70	33.80	34.26	38.20
1966	2.12	3.18	3.77	4.58	6.83	10.84	12.51	14.42	17.68	21.60	31.56
1967	9.43	9.61	9.78	10.12	13.22	19.30	20.60	21.00	21.20	22.20	25.00
1968	2.40	3.60	4.80	6.95	11.27	17.59	22.64	29.69	32.14	34.20	35.00
1969	2.70	4.05	5.40	7.16	12.45	19.44	22.02	23.80	25.30	29.80	31.00
1970	2.74	4.11	5.48	7.70	10.65	13.86	13.98	16.45	21.80	25.00	30.20
1971	2.16	3.24	4.32	6.49	10.44	16.80	19.31	21.18	23.40	23.64	24.40
1972	2.92	3.84	3.94	5.00	9.19	11.70	14.21	16.17	17.72	22.17	28.20
1973	6.40	6.60	6.80	7.35	9.02	13.25	18.15	19.20	19.20	19.20	23.20
1974	2.91	3.98	5.30	7.95	13.44	16.76	18.20	18.20	21.13	21.80	24.47
1975	8.00	8.03	8.05	8.10	8.63	12.22	17.87	20.98	24.00	27.95	31.04
1976	4.14	5.85	6.08	7.86	12.89	13.60	13.60	14.35	14.80	17.80	21.85
1977	5.67	8.50	11.29	16.77	30.80	42.88	45.00	45.83	47.13	49.82	54.23
1978	4.01	4.31	5.25	7.87	9.58	12.59	17.31	22.29	30.61	36.00	39.40
1979	3.20	4.80	6.40	8.23	9.87	16.45	18.97	20.40	20.40	22.40	25.84
1980	3.81	5.71	7.62	8.00	8.87	13.41	14.80	17.37	22.60	25.80	31.20
1981	4.91	5.47	5.60	7.17	11.92	16.07	17.40	18.72	22.40	22.40	22.40
1982	2.00	2.62	3.36	4.57	7.20	10.33	12.60	15.22	16.20	18.43	23.20
1983	3.19	4.78	6.37	9.56	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	19.06	26.00
1984	3.88	4.27	4.66	5.66	10.42	13.81	16.02	17.39	19.33	25.20	29.23
1985	3.50	4.57	5.51	8.27	10.26	11.61	12.60	12.60	12.60	16.00	16.20
1986	4.09	4.42	5.89	8.83	15.55	24.60	24.60	25.50	33.08	39.60	40.16
1987	4.33	5.45	5.86	7.95	12.84	16.68	18.60	18.96	20.23	24.40	33.00
1988	5.69	6.11	6.54	8.16	11.97	20.37	25.43	26.44	26.80	35.60	35.80
1989	5.44	8.17	10.57	14.41	21.17	26.61	28.43	29.20	29.20	29.20	29.20
1990	3.92	5.88	7.85	10.88	15.94	24.14	29.69	32.00	32.00	32.20	51.80
1991	4.91	5.40	5.80	7.13	11.13	18.22	25.29	29.22	29.49	29.60	29.60
1992	2.97	4.45	5.94	8.91	11.80	12.51	14.10	15.69	17.20	19.40	19.40

Tabla A1-12. Precipitación máxima para la duración y periodo de retorno indicado, calculada con la FDP Exponencial por el método optimización. Estación Meteorológica San Calixto.

T (años)	D (min)											
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440	
500.00	11.93	13.54	14.97	17.92	27.94	40.72	47.27	52.18	57.05	60.05	66.85	
200.00	10.69	12.22	13.59	16.35	25.35	36.84	42.74	47.16	51.57	54.56	60.89	
100.00	9.75	11.22	12.53	15.16	23.39	33.89	39.32	43.35	47.42	50.40	56.38	
50.00	8.80	10.22	11.48	13.97	21.42	30.94	35.87	39.53	43.25	46.22	51.84	
20.00	7.54	8.89	10.07	12.37	18.79	26.99	31.28	34.43	37.69	40.64	45.79	
10.00	6.56	7.85	8.98	11.14	16.77	23.95	27.73	30.49	33.40	36.34	41.12	
5.00	5.54	6.78	7.84	9.86	14.65	20.77	24.03	26.39	28.92	31.85	36.25	
2.00	4.00	5.15	6.13	7.92	11.45	15.97	18.44	20.18	22.16	25.06	28.89	
1.11	2.37	3.43	4.31	5.86	8.07	10.89	12.52	13.61	14.99	17.88	21.09	
RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACION $K_{d1} = P(d, T)/P(1h, T)$												
PROMEDIO	0.40	0.47	0.54	0.66	1.00	1.44	1.66	1.83	2.00	2.16	2.44	
DESV EST	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01	0.04	
RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACIÓN $K_{d24} = P(d, T)/P(24h, T)$												
PROMEDIO	0.16	0.19	0.22	0.27	0.41	0.59	0.68	0.75	0.82	0.89	1.00	
DESV EST	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	

Tabla A1-13. Relación Precipitación – Periodo de Retorno, K_T , para la estación meteorológica San Calixto.

T (años)	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – PERIODO DE RETORNO $K_T = P(d, T)/P(d, 10 \text{ años})$											PROMEDIO	DESV EST
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440		
500	1.82	1.72	1.67	1.61	1.67	1.70	1.70	1.71	1.71	1.65	1.63	1.69	0.06
200	1.63	1.56	1.51	1.47	1.51	1.54	1.54	1.55	1.54	1.50	1.48	1.53	0.04
100	1.49	1.43	1.40	1.36	1.40	1.42	1.42	1.42	1.42	1.39	1.37	1.41	0.03
50	1.34	1.30	1.28	1.25	1.28	1.29	1.29	1.30	1.30	1.27	1.26	1.29	0.02
20	1.15	1.13	1.12	1.11	1.12	1.13	1.13	1.13	1.13	1.12	1.11	1.13	0.01
10	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00
5	0.84	0.86	0.87	0.88	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.88	0.88	0.87	0.01
2	0.61	0.66	0.68	0.71	0.68	0.67	0.67	0.66	0.66	0.69	0.70	0.67	0.03

Tabla A1-14. Precipitación máxima registrada para la duración y el año indicado en la Estación meteorológica El Alto.

No.	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
1974	3.49	5.02	5.17	5.42	9.02	12.40	13.80	13.80	13.80	14.00	17.60
1975											
1976	6.91	6.93	6.96	7.97	13.69	21.60	38.00	39.50	39.00	39.00	41.50
1977	6.20	6.20	6.20	6.64	11.41	13.59	15.50	18.46	19.06	19.20	20.57
1978	9.71	9.90	10.02	10.90	10.90	14.41	18.52	22.89	24.20	24.30	37.80
1979	3.91	4.61	5.36	8.04	14.77	24.98	27.54	27.70	27.70	33.90	34.00
1980	3.34	5.00	6.67	7.71	12.72	17.01	17.06	17.25	23.97	25.70	25.70
1981	3.89	4.36	4.82	5.75	7.53	10.88	13.84	14.00	15.75	16.20	17.10
1982	6.41	8.57	10.73	15.04	20.69	23.45	26.64	27.30	27.40	40.87	45.05
1983	3.99	4.52	5.05	6.10	7.39	8.97	9.70	11.75	14.00	15.00	18.30
1984	4.47	5.07	5.78	8.46	13.48	17.94	23.02	24.40	24.90	24.90	27.10
1985	3.82	4.91	5.65	6.38	10.82	18.21	19.80	19.80	19.80	26.10	28.60
1986	4.00	5.02	6.04	7.63	9.26	14.01	16.06	17.41	21.30	21.40	32.37
1987	2.77	3.33	3.81	4.94	7.20	10.87	11.60	11.60	11.76	20.30	25.50
1988	7.86	8.11	8.35	8.81	14.06	24.57	26.80	27.03	27.10	27.10	32.00
1989	4.06	4.79	6.26	7.44	12.15	17.72	20.30	20.26	27.30	28.80	40.60
1990	3.76	5.17	6.49	9.73	13.82	17.35	22.60	22.46	24.60	24.60	24.60
1991	5.40	5.40	6.47	9.25	15.06	20.43	24.46	27.41	28.80	28.80	28.80
1992	5.02	6.60	8.42	10.36	13.44	16.00	16.10	16.66	23.30	24.90	31.80
1993	5.31	5.72	6.47	8.10	9.94	16.20	17.00	17.00	18.18	28.00	31.10
1994	4.56	5.44	6.21	6.52	7.62	9.49	10.81	11.73	14.40	18.32	19.90
1995	4.78	5.23	6.13	8.41	13.74	17.65	18.60	18.70	20.80	20.80	22.20
1996	5.28	7.16	9.85	12.71	17.01	18.40	18.40	22.02	27.50	27.50	32.90
1997	5.32	7.44	9.24	13.50	18.20	18.20	18.20	18.20	18.40	18.40	23.87
1998	3.90	5.59	6.41	7.46	8.46	12.61	14.01	15.61	10.40	17.00	19.30
1999	3.98	5.24	5.65	6.77	8.08	12.00	14.78	15.69	15.90	16.50	21.60
2000	4.60	5.02	5.25	6.03	15.70	19.70	24.20	21.47	24.20	26.40	30.60
2001	5.88	8.06	10.83	16.20	19.54	21.40	21.50	20.60	22.00	22.30	29.30
2002	6.30	7.20	8.12	10.34	12.30	16.69	21.20	21.50	21.60	23.00	32.10
2003	5.42	7.59	9.53	12.66	14.20	23.19	24.57	31.28	37.30	38.00	41.90
2004	6.52	7.62	8.58	12.45	14.79	16.20	16.20	16.38	17.30	20.80	21.84
2005	6.04	7.81	8.98	11.17	13.90	14.70	15.22	15.30	15.30	19.80	20.00
2006	6.01	6.79	7.13	7.83	10.58	13.67	14.77	16.80	18.50	18.60	24.90
2007	7.01	8.04	8.85	13.22	14.60	15.00	18.37	19.94	22.58	29.30	29.30
2008	9.62	10.34	11.02	11.81	13.41	21.61	25.00	27.40	35.54	35.70	36.40

Tabla A1-15. Precipitación máxima para la duración y periodo de retorno indicado, calculada con la FDP Exponencial por el método optimización. Estación Meteorológica El Alto.

T (años)	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
500.00	12.59	13.83	16.24	22.57	28.60	36.84	45.15	47.55	53.64	56.32	63.74
200.00	11.40	12.61	14.77	20.39	26.00	33.57	40.93	43.11	48.52	51.15	57.99
100.00	10.50	11.67	13.66	18.73	24.03	31.10	37.74	39.75	44.63	47.23	53.63
50.00	9.59	10.74	12.55	17.07	22.05	28.62	34.53	36.37	40.73	43.30	49.25
20.00	8.38	9.49	11.06	14.86	19.41	25.31	30.24	31.86	35.53	38.05	43.41
10.00	7.45	8.53	9.92	13.15	17.37	22.75	26.93	28.37	31.51	34.00	38.90
5.00	6.48	7.52	8.72	11.36	15.25	20.08	23.48	24.74	27.32	29.77	34.20
2.00	5.01	6.01	6.91	8.67	12.03	16.05	18.27	19.25	20.99	23.39	27.10
1.11	3.45	4.40	5.00	5.81	8.63	11.78	12.75	13.44	14.29	16.62	19.57
RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACION $K_{d1} = P(d, T)/P(1h, T)$											
PROMEDIO	0.43	0.49	0.57	0.76	1.00	1.30	1.56	1.64	1.83	1.96	2.24
DESV EST	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01
RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACIÓN $K_{d24} = P(d, T)/P(24h, T)$											
PROMEDIO	0.19	0.22	0.25	0.34	0.45	0.58	0.70	0.73	0.82	0.88	1.00
DESV EST	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00

Tabla A1-16. Relación Precipitación – Periodo de Retorno, K_T , para la estación meteorológica El Alto.

T (años)	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – PERIODO DE RETORNO $K_T = P(d, T)/P(d, 10 \text{ años})$											PROMEDIO	DESV EST
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440		
500	1.69	1.62	1.64	1.72	1.65	1.62	1.68	1.68	1.70	1.66	1.64	1.66	0.03
200	1.53	1.48	1.49	1.55	1.50	1.48	1.52	1.52	1.54	1.50	1.49	1.51	0.03
100	1.41	1.37	1.38	1.42	1.38	1.37	1.40	1.40	1.42	1.39	1.38	1.39	0.02
50	1.29	1.26	1.27	1.30	1.27	1.26	1.28	1.28	1.29	1.27	1.27	1.28	0.01
20	1.13	1.11	1.12	1.13	1.12	1.11	1.12	1.12	1.13	1.12	1.12	1.12	0.01
10	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00
5	0.87	0.88	0.88	0.86	0.88	0.88	0.87	0.87	0.87	0.88	0.88	0.87	0.01
2	0.67	0.70	0.70	0.66	0.69	0.71	0.68	0.68	0.67	0.69	0.70	0.69	0.02

Tabla A1-17. Precipitación máxima registrada para la duración y el año indicado en la Estación meteorológica Laikacota.

No.	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
1991	9.03	11.51	14.53	16.88	18.94	21.14	23.28	24.08	24.60	24.60	28.03
1992	3.11	4.02	4.78	5.84	7.70	9.90	9.90	9.90	10.13	14.60	15.27
1993	4.60	5.31	5.69	7.77	10.20	11.34	16.47	17.40	17.70	24.50	27.60
1994	8.53	10.23	11.84	14.64	21.21	26.35	30.91	31.88	32.20	32.20	32.20
1995	6.62	8.71	10.25	10.93	14.29	18.28	21.76	23.20	28.21	29.90	37.00
1996	9.29	9.97	10.51	11.66	15.05	15.40	15.40	18.61	18.80	20.10	31.80
1997	5.09	5.37	5.99	7.06	10.00	10.54	12.90	12.90	13.10	13.83	20.90
1998	6.87	7.68	9.03	9.80	12.55	15.49	23.37	29.32	32.20	32.30	35.80
1999	7.90	8.73	10.51	13.54	15.30	15.30	15.30	15.30	15.40	15.70	22.60
2000	5.80	7.41	7.53	7.60	8.40	11.33	12.72	12.80	13.59	18.40	23.20
2001	6.63	9.21	9.99	10.82	14.91	22.27	24.20	24.20	24.20	24.20	27.00
2002	11.64	15.64	17.42	24.66	32.17	37.51	38.49	38.70	38.70	38.70	48.00
2003	5.42	7.10	7.30	8.19	10.09	13.01	16.64	21.52	24.81	26.60	28.23
2004	6.74	8.05	8.77	9.66	11.50	12.69	18.12	21.72	25.51	25.80	25.80
2005	9.80	11.85	13.85	15.77	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00
2006	7.07	8.30	10.15	11.76	12.44	15.52	19.95	22.27	27.46	27.90	36.20
2007	6.77	7.33	8.76	10.18	15.20	17.90	17.90	17.90	17.90	17.90	22.80
2008	8.74	11.47	14.61	17.01	17.50	17.90	17.90	17.90	17.90	18.50	19.30

Tabla A1-18. Precipitación máxima para la duración y periodo de retorno indicado, calculada con la FDP Exponencial por el método optimización. Estación Meteorológica Laikacota.

T (años)	D (min)										
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440
500.00	17.94	23.12	27.75	35.76	43.42	50.74	54.62	58.25	58.43	61.50	70.35
200.00	16.21	20.81	24.90	31.91	38.79	45.32	48.97	52.23	52.53	55.37	63.47
100.00	14.90	19.05	22.74	28.99	35.28	41.22	44.69	47.67	48.06	50.73	58.26
50.00	13.58	17.29	20.58	26.06	31.76	37.10	40.39	43.09	43.57	46.07	53.03
20.00	11.82	14.95	17.69	22.16	27.06	31.61	34.65	36.99	37.58	39.84	46.06
10.00	10.47	13.13	15.45	19.14	23.42	27.36	30.22	32.27	32.95	35.04	40.67
5.00	9.05	11.24	13.12	15.99	19.64	22.94	25.60	27.35	28.12	30.02	35.05
2.00	6.91	8.39	9.61	11.23	13.92	16.26	18.62	19.92	20.83	22.45	26.56
1.11	4.65	5.36	5.88	6.20	7.86	9.18	11.23	12.05	13.11	14.44	17.57
	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACION $K_{d1} = P(d, T)/P(1h, T)$										
PROMEDIO	0.44	0.56	0.66	0.82	1.00	1.17	1.28	1.37	1.39	1.48	1.71
DESV EST	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.05	0.07	0.10
	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – DURACIÓN $K_{d24} = P(d, T)/P(24h, T)$										
PROMEDIO	0.26	0.32	0.38	0.48	0.59	0.68	0.75	0.80	0.81	0.86	1.00
DESV EST	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00

Tabla A1-19. Relación Precipitación – Periodo de Retorno, K_T , para la estación meteorológica Laikacota.

T (años)	RELACIÓN PRECIPITACIÓN – PERIODO DE RETORNO											PROMEDIO	DESV EST
	$K_T = P(d, T)/P(d, 10 \text{ años})$												
	10	15	20	30	60	120	180	240	360	720	1440		
500	1.71	1.76	1.80	1.87	1.85	1.85	1.81	1.81	1.77	1.76	1.73	1.79	0.05
200	1.55	1.58	1.61	1.67	1.66	1.66	1.62	1.62	1.59	1.58	1.56	1.61	0.04
100	1.42	1.45	1.47	1.52	1.51	1.51	1.48	1.48	1.46	1.45	1.43	1.47	0.03
50	1.30	1.32	1.33	1.36	1.36	1.36	1.34	1.34	1.32	1.31	1.30	1.33	0.02
20	1.13	1.14	1.14	1.16	1.16	1.16	1.15	1.15	1.14	1.14	1.13	1.14	0.01
10	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00
5	0.86	0.86	0.85	0.84	0.84	0.84	0.85	0.85	0.85	0.86	0.86	0.85	0.01
2	0.66	0.64	0.62	0.59	0.59	0.59	0.62	0.62	0.63	0.64	0.65	0.62	0.02

ANEXO A2.

Lluvias Máximas Diarias de la Red de Estaciones
Meteorológicas de la Cuenca del Río La Paz

Tabla A2-20 Precipitación máxima diaria anual en (mm), Red de Estaciones Meteorológicas de la Zona de Estudio (Cuenca del Río La Paz).

No.	Estación	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
1	Achocall	18.20	20.00	36.00	30.50	40.00	20.00	20.00	20.00	28.00	15.00	25.00	23.00	20.90	20.00	21.70	22.40	17.60	24.67	18.89	30.34	27.45	19.51	19.80	30.00	32.20	28.20	19.61	35.00	28.30	26.40
2	Alcoche	71.60	73.40	106.50	97.40	102.30	52.72	61.82	65.07	73.04	47.72	46.38	52.40	35.41	46.15	52.39	45.84	43.37	43.43	57.14	31.79	32.20	76.50	95.60	64.00	24.71	27.45	47.97	36.69	71.55	40.30
3	Ancohuma	25.79	21.00	22.30	27.00	20.40	21.00	24.00	20.90	41.00	25.00	32.00	23.00	30.00	54.00	23.00	40.00	29.30	23.20	23.80	26.70	26.00	32.70	25.80	24.50	23.20	23.20	23.20	24.28	23.72	39.91
4	Ancoraim	23.00	12.90	13.31	18.78	16.30	57.20	16.90	37.20	43.60	31.00	34.30	47.00	44.80	20.00	15.30	22.00	20.30	20.30	27.50	23.60	23.70	30.10	25.30	22.90	21.00	25.50	31.00	60.10	28.70	42.60
5	Araca	20.00	23.00	37.00	37.00	27.80	52.80	23.80	20.00	75.00	20.00	20.00	23.80	18.00	18.00	10.00	15.70	20.30	29.09	19.14	17.81	21.32	25.23	20.51	21.64	17.20	19.75	17.83	22.56	30.10	38.27
6	LaAsunta	62.00	60.00	45.00	95.00	100.00	65.00	85.00	80.00	85.00	70.00	71.00	100.00	60.00	70.00	83.00	60.00	80.00	80.30	74.50	42.54	31.51	76.00	40.07	40.93	28.99	37.39	42.40	74.43	81.00	81.50
7	Aucapata	14.80	18.77	29.00	35.00	32.00	28.50	26.50	35.50	40.50	29.50	47.30	45.70	47.40	48.40	26.40	45.60	21.60	24.39	34.49	33.12	32.30	33.47	41.90	27.49	32.91	48.93	34.99	47.57	25.10	41.62
8	Ayata	26.40	39.50	41.00	25.80	35.70	20.90	11.90	9.80	11.80	12.07	17.00	20.00	18.40	20.00	19.40	19.10	8.20	25.88	16.62	11.75	17.99	13.24	15.52	15.12	13.66	22.80	15.02	13.19	21.62	16.11
9	AyoAyo	24.60	21.80	23.20	28.70	27.10	25.60	33.20	16.70	56.30	23.40	26.00	19.60	17.10	29.20	14.30	19.70	18.40	27.20	18.20	24.50	22.80	28.40	22.40	22.70	28.40	16.15	26.30	21.20	25.80	26.00
10	Bautista	56.34	35.00	80.00	60.20	100.40	75.00	83.90	75.60	86.50	56.80	50.51	74.20	40.20	62.40	65.20	80.40	56.47	37.40	36.47	39.73	39.83	39.89	30.68	42.22	24.85	31.57	63.58	48.40	93.52	45.02
11	BolsaNeg	32.70	30.10	39.20	36.20	24.10	32.80	35.00	26.70	63.30	28.60	40.60	26.20	40.10	21.40	26.40	30.30	32.20	95.30	17.40	20.50	15.20	22.50	28.50	28.90	20.20	30.20	26.10	19.63	27.57	16.64
12	Calacoto	25.80	75.60	45.00	26.30	29.00	29.00	31.00	38.60	46.50	33.00	23.00	26.00	12.38	8.84	15.89	15.58	12.79	17.18	14.17	13.03	16.85	16.61	13.53	15.23	11.67	20.46	16.18	12.91	28.49	10.77
13	Calamarc	20.50	21.30	20.00	19.50	19.20	19.20	40.00	13.20	13.10	20.30	14.28	19.63	19.20	19.20	19.00	18.00	19.00	19.00	32.00	9.26	10.20	20.20	22.40	17.20	25.30	16.10	16.87	17.03	24.26	18.57
14	Camata	22.00	22.00	45.00	31.00	70.00	36.00	95.00	60.00	47.00	39.00	40.80	90.00	52.40	37.60	35.40	26.30	34.30	31.00	52.00	49.50	47.50	52.00	60.00	38.60	45.00	63.00	44.50	60.00	33.00	55.00
15	Capinata	52.00	46.00	46.50	42.00	42.00	42.00	31.00	40.00	42.00	36.00	38.70	30.00	30.50	55.00	40.60	30.30	32.70	22.00	25.10	40.40	25.00	25.30	22.10	23.50	21.20	26.30	57.00	30.74	40.24	35.75
16	Carabuco	14.72	13.00	19.33	25.91	16.97	21.09	18.50	17.93	20.11	15.51	26.38	20.19	25.69	26.15	13.89	23.12	42.00	27.70	16.50	17.20	28.40	36.50	25.80	26.20	26.40	20.70	21.70	29.40	25.20	22.50
17	Caracato	20.70	14.30	23.30	30.50	20.00	15.40	19.10	15.10	25.00	22.30	23.10	20.00	22.00	13.00	18.50	14.00	19.50	20.00	19.50	22.00	29.20	32.00	15.60	22.00	30.00	18.20	12.80	20.31	15.12	18.31
18	Caranavi	51.15	32.72	75.35	57.02	95.22	73.04	82.08	74.29	84.66	55.80	42.39	71.94	39.30	61.28	68.50	75.30	58.00	38.30	37.20	40.30	40.30	40.60	32.70	45.00	25.40	32.00	65.00	49.50	95.50	46.00
19	Caxata	14.50	15.30	30.00	31.15	23.81	20.90	20.90	20.70	30.40	24.00	21.00	30.00	30.20	26.00	24.36	22.00	20.60	30.80	24.00	30.30	22.30	20.90	20.70	20.20	20.80	20.10	29.10	20.20	20.62	14.48
20	Chaguaya	16.84	17.70	19.94	26.62	33.00	38.00	40.30	25.50	22.00	16.80	49.60	34.80	28.60	38.00	36.20	29.50	20.84	21.67	30.74	16.86	20.14	16.17	14.62	15.00	18.34	23.46	17.24	24.96	18.77	21.68
21	Charazan	17.10	15.20	3.00	22.30	19.60	16.00	20.00	13.00	21.50	10.20	21.07	7.00	5.00	8.00	5.50	6.80	8.00	9.20	15.20	12.80	8.70	6.80	6.70	6.80	6.10	7.90	8.50	12.80	10.00	12.80
22	Chirapac	16.18	17.17	20.88	15.66	18.27	15.12	15.37	13.01	15.52	13.95	13.71	13.33	13.51	10.11	23.30	17.20	36.80	39.00	24.00	35.00	30.50	25.00	24.80	23.50	24.50	40.00	27.00	33.50	26.70	29.40
23	Chorocon	61.20	58.40	69.90	63.00	36.20	52.10	28.50	47.50	40.20	48.90	33.30	36.20	39.80	40.90	41.30	25.90	39.80	35.90	35.50	35.20	35.20	47.50	46.80	42.40	32.90	39.30	38.10	28.90	31.20	48.60
24	Chulumán	51.00	97.00	51.00	68.70	95.00	43.50	61.00	56.00	85.50	42.00	51.00	51.00	65.00	95.00	82.00	35.50	51.00	66.30	75.00	74.00	64.00	95.00	88.00	71.30	40.00	48.58	35.81	19.20	51.50	57.17
25	Chuma	30.90	30.60	28.30	24.46	22.40	20.60	25.40	66.20	24.10	42.40	40.40	39.00	78.40	20.10	24.90	21.40	50.80	39.60	30.10	60.80	42.50	22.10	26.20	21.60	16.30	23.61	20.95	28.52	27.03	16.98
26	Circuata	52.00	53.00	55.00	65.00	53.00	69.00	80.50	38.40	30.78	26.78	35.50	45.30	49.00	51.00	46.50	71.30	51.20	95.00	81.00	55.60	56.00	125.00	48.00	60.00	36.00	82.00	71.00	56.00	66.10	66.30
27	Collana	35.00	28.00	27.40	28.50	23.00	25.00	28.00	38.30	46.20	27.50	25.00	32.00	25.00	19.40	45.60	32.00	16.50	29.60	25.00	40.00	32.50	32.40	24.00	31.80	20.20	39.00	24.00	35.00	30.64	24.80
28	Conchama	34.00	16.20	30.50	28.40	40.20	28.20	30.70	40.40	30.90	20.00	30.40	23.00	27.00	20.20	30.10	30.40	35.10	25.10	23.00	30.20	30.40	28.60	20.40	27.00	35.00	30.40	23.20	20.10	20.10	20.10
29	Conzata	19.66	27.12	27.00	25.40	23.40	29.30	28.20	27.00	40.50	40.30	30.53	25.00	25.50	24.20	20.40	22.30	25.20	22.93	26.26	25.37	28.91	24.83	32.55	22.05	28.67	43.53	29.77	42.59	22.28	35.87
30	Copancar	18.74	20.58	24.84	24.40	18.46	12.77	14.81	19.64	22.71	20.33	18.57	15.90	21.71	11.26	32.30	32.30	37.00	34.20	22.40	22.00	24.50	23.00	19.60	22.00	22.50	28.00	22.60	24.00	35.00	17.26
31	Coripata	33.70	30.40	26.70	37.10	57.00	65.00	57.00	55.00	76.00	39.00	40.00	42.50	53.00	53.00	46.00	35.00	45.00	42.00	43.50	30.50	49.54	30.14	50.60	45.20	38.50	45.00	45.00	44.00	36.11	48.73
32	CoroicoE	21.01	30.28	47.50	87.50	58.00	51.00	80.50	48.50	53.00	83.20	80.00	40.00	48.00	115.00	54.00	58.00	79.00	58.43	42.67	113.02	43.71	40.52	23.35	29.07	23.96	29.56	30.36	23.40	29.75	30.05
33	Corpaput	30.80	30.60	18.60	23.50	21.00	20.20	32.90	20.30	20.60	20.70	20.90	17.50	23.50	21.80	19.60	18.50	29.50	20.10	18.90	20.10	20.40	23.20	18.60	19.90	20.70	20.00	18.90	17.36	17.76	21.76
34	Covendo	53.20	54.29	81.55	52.00	46.00	105.00	84.00	98.00	110.00	54.00	90.00	55.00	63.00	75.00	123.00	132.00	93.00	98.00	68.10	126.50	81.20	109.50	87.60	136.00	86.50	63.00	80.00	65.40	69.50	77.60
35	Curupamp	25.58	42.00	29.50	22.12	33.00	40.00	40.50	35.00	35.00	29.28	44.34	46.80	38.50	59.60	30.00	42.10	41.00	23.70	28.80	18.25	22.68	16.34	14.91	16.19	18.40	26.02	21.03	25.04	18.40	22.02
36	ElAltoAL	17.38	31.93	24.83	20.46	24.96	37.91	20.09	23.03	21.37	15.68	19.76	20.00	32.30	67.30	29.10	34.00	28.00	29.80	37.50	34.20	19.60	28.10	47.50	30.20	36.30	28.50	26.10	24.50	35.06	20.38
37	ElAltoAS	40.00	24.80	33.40	32.70	32.20	26.70	44.30	26.60	22.20	20.80	41.90	25.50	32.00	40.60	26.70	37.80	25.70	33.50	32.80	53.00	34.60	24.90	36.70	18.30	28.00	23.20	30.40	39.80	56.90	21.80
38	ElAltoRi																														

No.	Estación	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
44	Hichucot	25.50	28.50	30.50	30.50	29.50	27.80	30.50	23.40	30.60	26.80	22.30	18.60	16.80	16.00	20.90	20.60	27.50	21.80	19.40	19.50	19.80	23.40	23.80	21.30	18.20	19.60	19.60	18.30	21.40	15.80
45	HiloHilo	13.06	13.09	25.00	23.00	24.90	21.50	25.00	40.20	32.00	24.00	25.50	42.00	45.00	28.00	29.00	58.00	35.00	12.83	18.66	19.17	22.74	17.08	25.28	17.36	18.47	27.70	21.29	29.07	14.57	24.89
46	Huaraco	20.01	34.94	16.66	18.23	54.46	14.45	15.10	11.81	15.43	13.35	12.70	16.70	17.29	14.59	7.97	19.50	20.10	19.30	13.70	19.50	19.50	19.80	16.50	19.60	22.50	20.10	18.90	18.80	16.39	17.48
47	HuarinaC	23.40	28.30	41.00	29.80	27.50	24.50	26.90	38.00	35.20	41.60	30.20	25.20	42.90	15.00	24.60	29.70	26.60	34.60	22.90	17.60	18.20	18.20	31.80	18.60	52.20	61.00	34.80	28.50	30.20	24.40
48	Inquisiv	60.30	65.40	44.20	39.20	51.30	73.00	42.00	40.20	50.30	50.00	34.30	44.00	51.00	68.40	29.20	36.00	56.20	48.00	39.40	24.40	32.00	45.80	36.50	30.00	75.00	58.50	50.30	21.53	35.00	46.18
49	Irupana	48.00	54.50	26.50	48.00	43.90	62.00	40.50	60.00	62.00	54.00	50.00	44.00	63.00	103.00	55.00	40.00	47.00	52.00	46.00	72.00	50.98	68.00	51.50	55.00	55.30	69.35	77.60	56.60	45.00	60.10
50	Isicani	47.09	52.76	65.40	80.00	60.00	70.00	37.40	55.00	60.61	52.62	48.95	42.92	40.50	40.70	50.00	50.00	65.30	80.00	64.60	82.30	90.00	86.40	47.50	66.80	54.06	70.00	75.60	120.00	90.70	98.70
51	Italaque	40.00	43.00	80.50	30.00	22.00	30.00	42.00	17.00	17.55	24.40	27.57	20.00	28.20	30.40	21.50	38.70	34.20	27.10	35.40	24.30	28.60	23.30	32.80	28.30	23.50	25.10	25.40	33.90	39.20	22.40
52	Jihuaucut	26.81	17.97	19.12	15.76	25.88	15.84	18.73	21.15	15.21	18.20	43.80	8.66	21.20	19.70	19.00	19.30	20.00	19.40	23.50	9.80	20.80	28.10	8.90	10.50	19.10	29.10	20.40	16.30	23.30	20.00
53	Khora	25.13	34.54	40.30	40.30	65.20	46.20	47.60	40.70	43.60	64.40	28.90	65.60	70.80	86.00	40.90	64.30	29.90	44.26	32.97	27.08	34.84	37.32	29.06	31.66	18.65	35.29	43.19	25.92	43.33	59.27
54	Lambate	33.00	40.00	31.70	45.10	30.20	47.40	26.00	33.00	42.00	26.20	51.10	25.50	47.50	33.20	38.40	27.00	37.70	40.10	24.20	24.10	25.20	33.30	39.80	35.00	26.30	36.40	32.00	28.40	28.30	18.91
55	LPAchach	26.10	31.70	36.70	28.60	29.90	62.10	26.00	23.00	23.90	29.70	26.00	24.80	42.80	20.00	27.50	22.60	20.90	27.84	17.09	37.94	34.55	21.35	37.29	20.68	26.70	23.34	42.44	40.60	34.95	20.94
56	LPAchuma	16.34	20.88	32.49	19.94	23.27	30.39	19.31	24.91	22.83	16.32	21.24	19.05	23.61	10.62	19.71	20.00	17.60	39.70	32.90	19.94	24.76	23.11	29.50	16.42	16.80	18.70	19.80	28.30	62.40	44.50
57	LPAltoAc	26.10	31.70	36.70	28.60	29.90	30.17	17.53	24.19	15.94	14.34	16.76	15.18	23.31	17.11	23.07	22.80	21.80	20.70	17.50	18.30	18.00	24.80	26.50	30.80	22.30	26.00	21.50	29.60	25.20	15.90
58	LPAltoOb	31.50	29.30	36.00	38.50	48.00	48.50	25.00	23.50	23.78	15.63	25.06	19.75	26.06	13.66	21.30	22.10	19.10	30.04	24.07	29.75	17.27	20.42	22.34	14.63	20.31	20.03	23.00	19.49	28.45	19.43
59	LPAltoSe	21.27	23.27	32.84	28.60	28.00	27.50	24.50	30.50	32.50	19.00	30.00	26.00	28.00	24.00	19.00	20.00	28.00	28.24	23.11	29.27	17.01	20.88	21.92	14.70	19.88	19.63	21.33	19.78	30.65	22.31
60	LPBarrio	16.78	23.47	33.93	24.66	25.59	32.21	22.52	26.23	26.88	17.92	29.05	19.97	25.90	15.11	20.00	29.40	27.00	34.50	40.00	42.00	24.00	23.00	23.13	19.00	21.00	25.60	19.80	22.80	29.60	22.25
61	LPBellaV	19.00	25.26	60.20	22.10	29.80	24.20	23.50	26.40	29.50	20.30	33.50	24.30	25.62	11.73	19.41	20.62	16.12	31.24	28.44	33.77	19.20	21.17	23.98	15.55	20.00	21.92	21.35	20.33	29.73	21.40
62	LPChican	19.07	22.62	33.73	18.46	22.91	36.65	20.00	24.89	18.09	16.49	25.33	19.66	25.57	16.80	22.12	27.00	17.50	30.40	35.30	26.49	29.36	19.46	35.80	19.37	18.69	21.47	25.63	21.50	31.55	20.53
63	LPChuqui	24.40	33.90	40.80	24.90	42.80	48.50	32.20	48.50	25.50	39.10	55.80	24.60	34.70	27.30	35.70	25.20	23.50	36.60	21.30	47.10	25.70	30.90	39.10	24.80	25.40	20.70	30.10	25.80	26.80	19.53
64	LPElTeja	16.65	36.09	25.33	20.45	25.83	58.00	20.30	25.00	33.00	23.00	20.20	25.20	32.50	40.50	30.00	33.50	24.00	39.20	41.50	33.70	30.00	22.20	47.20	27.50	28.00	27.90	43.30	78.40	39.00	22.50
65	LPLaikac	20.73	34.74	28.74	20.13	35.40	40.20	23.50	29.50	38.00	28.00	20.50	30.00	39.50	19.21	26.98	37.50	18.61	25.50	34.40	37.50	30.30	21.20	33.20	21.46	23.34	24.07	39.40	25.00	24.80	16.90
66	LPMallas	17.80	22.46	28.11	19.86	24.50	28.00	23.00	38.50	24.50	22.50	20.00	23.50	20.50	20.50	28.00	22.00	20.00	40.00	16.82	24.73	25.72	20.78	20.80	17.00	16.41	18.10	20.35	19.73	32.00	22.40
67	LPOvejuy	20.00	24.60	37.10	27.30	21.60	25.60	25.30	21.00	27.00	27.90	37.10	24.40	32.20	23.60	30.60	51.00	32.50	29.00	28.00	29.00	31.20	29.00	34.90	21.00	28.50	30.50	36.50	48.50	40.10	24.13
68	LPPampah	30.50	31.94	62.70	19.89	23.15	37.73	21.34	25.08	21.75	17.87	24.28	21.64	25.49	16.17	24.08	21.90	35.00	32.00	24.00	34.50	53.90	36.80	47.60	33.00	22.00	25.50	40.00	24.40	35.26	24.24
69	LPPlazaV	25.10	36.28	28.50	24.30	27.30	46.50	29.20	23.30	23.70	28.30	36.50	29.50	30.00	20.83	27.14	24.16	20.83	28.61	22.30	22.22	22.83	23.45	26.11	20.91	27.93	24.46	23.76	20.82	44.34	32.23
70	LPpteNeg	17.50	31.40	33.70	23.00	30.30	24.50	22.80	31.60	44.30	20.60	26.40	24.30	25.90	20.30	29.50	35.00	45.20	33.50	30.50	41.00	26.50	26.50	44.00	24.50	26.16	24.33	45.49	48.08	32.81	14.81
71	LPSanCal	32.40	50.10	39.40	22.30	27.70	45.50	35.20	30.00	39.10	27.30	39.60	25.80	35.80	30.10	30.90	29.90	34.10	27.61	23.70	41.20	43.40	44.80	34.00	32.80	28.50	27.50	59.90	54.00	31.50	25.50
72	LPVArmon	23.00	33.00	43.80	22.20	24.20	30.20	30.00	33.20	28.20	15.90	20.48	25.88	34.97	17.29	25.81	30.10	16.43	25.65	29.11	35.82	31.64	19.70	32.86	20.90	21.36	23.52	37.76	23.38	27.05	17.22
73	LPVCopac	22.67	35.04	25.00	20.76	29.00	42.90	29.20	30.10	24.50	22.40	32.00	21.40	21.30	21.40	28.50	24.50	21.10	28.70	23.20	20.40	21.60	24.10	24.80	21.00	29.30	24.50	24.20	21.00	45.50	33.30
74	LPVTinto	27.70	52.00	29.60	33.10	34.10	36.40	25.60	20.40	29.20	27.20	33.70	23.80	31.40	20.30	34.60	26.20	39.60	28.10	24.60	58.30	54.80	39.70	35.60	18.90	29.90	28.50	73.70	38.70	37.00	25.40
75	LPVPasan	16.24	32.75	22.76	25.59	44.23	33.50	30.20	43.50	38.20	27.30	27.50	29.40	27.40	20.20	28.20	36.50	40.20	27.90	28.30	35.50	28.50	28.60	19.30	28.20	25.00	22.30	19.20	20.10	23.20	16.25
76	Luribay	16.20	27.50	19.40	35.50	23.30	25.10	28.00	14.60	30.40	20.10	25.30	23.40	25.00	15.00	21.00	13.80	26.70	21.50	22.50	13.80	16.20	27.60	14.20	20.40	27.60	18.20	18.70	26.50	18.20	30.20
77	Mecapaca	40.00	26.10	21.80	29.40	25.40	21.20	24.80	22.80	34.00	31.20	25.70	37.70	23.40	18.40	21.80	25.60	20.10	22.10	18.30	21.53	22.56	18.48	30.70	24.00	19.20	28.20	21.50	31.00	28.00	32.80
78	Miguilla	35.00	29.30	27.94	43.50	71.00	54.00	57.00	47.00	58.30	44.14	39.00	45.30	82.40	44.50	38.50	34.00	29.60	42.00	42.00	28.00	45.00	39.40	54.20	45.50	30.50	64.00	43.00	42.60	31.00	57.88
79	Milluni	17.72	20.60	28.20	20.70	25.00	26.00	20.70	23.86	18.00	25.00	25.00	15.00	22.33	17.96	24.47	24.30	20.20	20.80	14.05	20.50	13.70	16.53	29.33	19.33	20.48	18.63	22.73	25.13	28.81	12.56
80	Minachi	25.85	31.86	36.54	74.20	45.41	41.17	63.57	61.50	74.00	90.00	60.00	65.50	73.00	64.00	61.00	40.00	56.00	80.40	52.30	163.00	46.50	46.00	23.49	30.36	26.08	30.93	32.73	29.60	30.75	38.18
81	Naranjan	75.72	55.10	98.43	42.70	32.06	78.16	80.20	80.10	60.00																					

No.	Estación	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
90	Pucarani	17.31	17.49	21.82	15.76	21.81	17.14	15.87	15.74	14.34	27.40	27.60	27.40	25.80	19.70	38.10	23.20	37.90	30.90	26.80	27.10	27.90	23.80	24.90	25.80	18.30	30.60	25.00	21.30	30.20	20.30
91	PuchuniL	20.20	30.70	20.80	20.00	20.20	20.00	36.00	30.00	20.20	19.00	24.00	20.50	32.00	23.30	30.00	24.60	27.10	25.00	20.10	20.70	19.00	30.30	16.00	20.00	22.20	28.40	19.00	20.00	19.94	13.12
92	Puina	14.17	25.90	31.00	31.40	20.50	37.20	30.10	45.90	32.20	47.22	15.04	22.30	29.50	25.40	20.50	25.40	22.50	17.64	19.23	20.78	21.92	18.20	25.07	17.58	18.28	27.78	19.92	28.20	13.07	25.14
93	Quiabaya	21.97	33.94	31.00	45.50	38.50	38.00	34.60	49.70	30.00	36.00	62.00	50.00	26.30	48.00	21.20	42.00	51.60	32.20	62.30	28.30	37.00	22.00	22.30	18.00	27.00	42.80	34.50	37.30	22.20	33.30
94	Quime	40.00	43.61	50.37	49.35	26.63	28.00	18.50	19.50	29.00	23.00	19.50	19.00	17.00	16.50	21.56	19.21	30.17	28.48	11.70	12.50	9.60	10.40	19.20	40.80	11.30	11.50	9.40	25.71	29.11	44.17
95	Salla	12.39	35.70	47.60	30.90	30.30	16.50	25.50	20.50	29.10	20.00	36.00	21.20	24.30	15.20	24.20	24.30	25.00	42.40	18.60	22.00	38.20	26.10	19.00	24.30	32.40	31.40	26.40	21.48	17.28	30.50
96	SanJacin	29.18	37.92	45.00	49.00	35.20	34.50	38.20	30.00	20.20	35.00	22.50	30.50	40.00	50.00	40.00	25.05	30.09	32.09	23.16	19.84	30.97	31.99	20.41	21.38	24.15	22.31	30.77	20.88	32.58	33.48
97	Santiago	18.30	25.00	12.00	23.43	18.30	15.76	15.03	17.98	17.81	28.30	25.00	25.30	32.00	17.19	20.09	16.77	27.23	15.18	10.98	35.40	35.20	21.30	34.00	19.00	22.40	15.52	57.00	26.30	25.50	25.80
98	Sapahaqu	20.00	24.00	17.50	20.00	26.70	20.50	21.20	18.50	20.50	14.20	11.42	16.03	35.70	11.00	15.00	35.20	40.00	20.00	25.20	20.20	20.10	18.30	60.00	20.40	25.70	24.20	18.40	29.00	18.80	16.17
99	Sapecho	102.20	59.00	90.80	67.50	104.20	114.70	95.20	75.00	91.90	52.40	65.96	78.21	85.00	135.50	120.00	105.50	141.30	72.00	231.50	91.50	57.90	74.00	85.00	48.00	42.40	40.20	48.10	45.40	41.20	49.30
100	SicaSica	25.50	64.00	27.50	24.50	92.00	28.50	24.00	20.00	22.00	18.50	20.00	20.80	26.00	31.00	17.80	34.00	21.20	25.60	10.60	10.30	12.30	35.50	26.10	29.40	19.80	22.20	20.40	18.40	15.70	18.23
101	Sorata	40.20	28.20	24.30	54.40	33.50	27.40	45.00	41.00	25.90	17.80	28.11	42.00	19.08	28.08	17.07	19.89	19.26	20.50	161.20	25.00	27.80	25.60	27.40	40.60	40.00	38.00	30.50	41.10	29.00	58.10
102	Suches	19.80	22.20	27.80	24.40	28.00	20.40	24.60	22.30	20.30	72.80	21.20	28.70	21.20	22.70	21.20	16.80	19.10	24.90	17.30	16.33	21.39	13.51	22.05	15.10	15.54	23.02	19.41	25.73	16.04	21.50
103	Suri	48.00	62.60	47.80	69.60	44.00	70.00	52.40	40.00	48.70	64.00	63.50	51.00	74.30	47.60	67.00	51.40	58.80	62.00	52.50	47.00	103.50	75.00	57.40	56.20	15.72	19.60	24.00	26.07	31.20	38.56
104	Tacacoma	30.00	49.00	20.00	25.29	28.30	31.80	30.00	50.00	28.00	45.00	56.50	54.00	30.00	25.10	18.07	22.84	21.14	25.42	40.47	20.97	23.92	16.58	18.22	13.57	21.57	31.28	26.40	30.66	19.20	26.11
105	Tambillo	41.10	37.10	28.80	44.10	42.10	23.00	24.60	25.50	20.50	22.50	29.40	29.00	24.90	19.30	34.10	30.00	32.80	14.80	39.30	17.80	24.20	15.20	30.10	33.20	22.10	22.40	46.30	34.50	27.00	14.36
106	Taraco	57.00	20.00	9.00	20.00	39.00	35.00	57.00	49.00	27.00	55.00	38.00	55.00	34.00	26.00	27.00	45.00	25.00	52.40	46.30	25.40	27.40	38.40	45.30	43.40	30.40	36.40	36.30	21.10	16.91	12.75
107	Tiwanacu	34.00	23.00	42.00	37.00	65.30	20.10	36.00	20.50	20.20	40.00	24.50	20.20	24.10	23.10	28.50	30.10	20.50	28.10	24.70	24.00	28.70	20.10	30.00	36.50	22.20	34.80	26.20	17.30	15.40	16.80
108	Unduavi	49.00	47.20	42.10	32.40	28.00	28.67	61.00	55.60	48.40	60.50	93.50	80.30	123.20	31.00	38.10	49.10	40.00	24.82	18.01	19.97	18.30	19.19	25.68	17.16	16.50	19.73	18.28	22.48	27.25	14.43
109	Viacha	26.70	68.80	38.10	43.40	44.00	30.30	33.10	15.80	33.00	16.50	19.00	30.00	19.63	17.55	25.30	20.10	30.00	30.50	24.50	19.80	25.50	31.50	36.00	20.00	42.00	36.50	38.50	25.60	37.60	19.80
110	Vilaque	100.40	125.40	89.40	95.20	101.00	207.10	80.40	100.00	90.00	80.00	102.00	100.40	85.00	75.00	90.00	100.00	40.00	85.00	156.45	64.00	34.00	48.08	44.55	45.11	37.84	37.82	38.12	51.08	65.41	27.74
111	VillaBar	60.20	41.40	27.80	42.60	38.80	36.80	46.80	30.50	42.80	23.43	25.40	25.33	34.03	45.01	29.96	20.79	32.29	50.39	32.49	32.30	53.14	36.59	35.30	31.80	23.73	38.65	35.43	29.19	32.75	52.90
112	VillaPun	24.52	26.80	45.38	25.56	17.33	22.03	25.89	22.04	20.69	19.04	27.35	22.04	24.96	25.94	13.75	31.00	23.00	25.86	24.50	18.70	37.10	31.20	18.70	24.30	26.70	45.70	23.30	62.60	37.50	30.50
113	Viloco	20.15	18.78	21.27	26.53	23.18	21.62	20.33	19.50	11.74	18.50	15.60	8.00	8.30	5.50	6.30	7.30	9.50	6.40	6.70	7.60	7.30	7.80	5.60	12.71	6.30	7.30	7.40	19.27	25.31	32.02
114	Yaco	12.49	11.42	17.51	42.00	30.80	37.10	33.70	26.10	42.20	31.00	28.20	42.00	36.00	25.20	21.20	40.20	35.20	42.20	41.20	30.00	40.00	62.00	52.00	20.00	19.28	13.96	16.93	13.70	19.32	17.17

ANEXO A3.

Análisis de Frecuencia Regional de lluvias máximas diarias.
Ajuste individual con Función de distribución Gumbel

Tabla A-3-21. Ajuste individual de la Precipitación Máxima Diaria con la FDP Gumbel. Red de Estaciones Meteorológica adyacentes a la Cuenca del Río La Paz.

		T [años] =	1.01	1.11	2	5	10	20	50	100	500	1000	
		Probabilidad =	0.01	0.1	0.5	0.8	0.9	0.95	0.98	0.99	0.998	0.999	
		Z (variable reducida) =	-1.5272	-0.8340	0.3665	1.4999	2.2504	2.9702	3.9019	4.6001	6.2136	6.9073	
ESTACIÓN	Alfa	Beta	REGIÓN	Precipitación, P_{24}^T (mm)									
Araca	0.1019	19.76	1	4.8	11.6	23.4	34.5	41.8	48.9	58.1	64.9	80.8	87.6
AyoAyo	0.1712	21.13		12.2	16.3	23.3	29.9	34.3	38.5	43.9	48.0	57.4	61.5
Calacoto	0.0912	17.05		0.3	7.9	21.1	33.5	41.7	49.6	59.8	67.5	85.2	92.8
Capinata	0.1170	31.64		18.6	24.5	34.8	44.5	50.9	57.0	65.0	70.9	84.7	90.7
Caracato	0.2496	18.05		11.9	14.7	19.5	24.1	27.1	29.9	33.7	36.5	42.9	45.7
Caxata	0.0973	19.61		3.9	11.0	23.4	35.0	42.7	50.1	59.7	66.9	83.5	90.6
Chorocon	0.1203	37.22		24.5	30.3	40.3	49.7	55.9	61.9	69.7	75.5	88.9	94.7
Circuata	0.0634	49.94		25.9	36.8	55.7	73.6	85.4	96.8	111.5	122.5	147.9	158.9
Conchama	0.2100	24.90		17.6	20.9	26.6	32.0	35.6	39.0	43.5	46.8	54.5	57.8
Huaraco	0.1585	15.20		5.6	9.9	17.5	24.7	29.4	33.9	39.8	44.2	54.4	58.8
Inquisiv	0.0938	39.77		23.5	30.9	43.7	55.8	63.8	71.4	81.4	88.8	106.0	113.4
Isicani	0.0654	56.04		32.7	43.3	61.6	79.0	90.5	101.5	115.7	126.4	151.1	161.7
Khora	0.0806	36.08		17.1	25.7	40.6	54.7	64.0	72.9	84.5	93.1	113.2	121.8
Luribay	0.2248	19.63		12.8	15.9	21.3	26.3	29.6	32.8	37.0	40.1	47.3	50.4
Miguilla	0.0984	38.99		23.5	30.5	42.7	54.2	61.9	69.2	78.6	85.7	102.1	109.2
Patacama	0.1921	24.19		16.2	19.8	26.1	32.0	35.9	39.7	44.5	48.1	56.5	60.2
PltaCara	0.1373	26.77		15.7	20.7	29.4	37.7	43.2	48.4	55.2	60.3	72.0	77.1
PoromaLP	0.2338	22.25		15.7	18.7	23.8	28.7	31.9	35.0	38.9	41.9	48.8	51.8
PuchuniL	0.2437	20.71		14.4	17.3	22.2	26.9	29.9	32.9	36.7	39.6	46.2	49.1
Quime	0.1059	19.04		4.6	11.2	22.5	33.2	40.3	47.1	55.9	62.5	77.7	84.3
Salla	0.1572	22.62		12.9	17.3	25.0	32.2	36.9	41.5	47.4	51.9	62.1	66.6
SanJacin	0.1528	27.43		17.4	22.0	29.8	37.3	42.2	46.9	53.0	57.5	68.1	72.6
Sapahaqu	0.1324	18.44		6.9	12.1	21.2	29.8	35.4	40.9	47.9	53.2	65.4	70.6
SicaSica	0.0811	18.95		0.1	8.7	23.5	37.4	46.7	55.6	67.0	75.6	95.5	104.1
Suri	0.0696	44.02		22.1	32.0	49.3	65.6	76.4	86.7	100.1	110.1	133.3	143.3
Viloco	0.1670	10.34		1.2	5.3	12.5	19.3	23.8	28.1	33.7	37.9	47.5	51.7
Yaco	0.1011	24.29		9.2	16.0	27.9	39.1	46.6	53.7	62.9	69.8	85.8	92.6
Achocall	0.2079	21.85	14.5	17.8	23.6	29.1	32.7	36.1	40.6	44.0	51.7	55.1	
BolsaNeg	0.0838	24.26	6.0	14.3	28.6	42.2	51.1	59.7	70.8	79.2	98.4	106.7	
Calamarc	0.2206	16.82	9.9	13.0	18.5	23.6	27.0	30.3	34.5	37.7	45.0	48.1	
Chirapac	0.1505	18.57	8.4	13.0	21.0	28.5	33.5	38.3	44.5	49.1	59.8	64.5	
Collana	0.0922	25.60	9.0	16.5	29.6	41.9	50.0	57.8	67.9	75.5	93.0	100.5	
Copancar	0.2026	19.93	12.4	15.8	21.7	27.3	31.0	34.6	39.2	42.6	50.6	54.0	
Corpaput	0.3153	19.78	14.9	17.1	20.9	24.5	26.9	29.2	32.2	34.4	39.5	41.7	
EIAltoAL	0.1170	24.78	11.7	17.7	27.9	37.6	44.0	50.2	58.1	64.1	77.9	83.8	
EIAltoAS	0.1394	28.12	17.2	22.1	30.7	38.9	44.3	49.4	56.1	61.1	72.7	77.7	
EIAltoRi	0.1159	25.15	12.0	18.0	28.3	38.1	44.6	50.8	58.8	64.9	78.8	84.8	
EIAltoCd	0.1435	22.98	12.3	17.2	25.5	33.4	38.7	43.7	50.2	55.0	66.3	71.1	
EIAltoVi	0.1498	27.75	17.6	22.2	30.2	37.8	42.8	47.6	53.8	58.5	69.2	73.9	
EIBelen	0.1991	21.40	13.7	17.2	23.2	28.9	32.7	36.3	41.0	44.5	52.6	56.1	
Hichucot	0.2722	20.82	15.2	17.8	22.2	26.3	29.1	31.7	35.2	37.7	43.6	46.2	
HuarinaC	0.1252	25.50	13.3	18.8	28.4	37.5	43.5	49.2	56.7	62.2	75.1	80.7	
Irupana	0.0924	49.11	32.6	40.1	53.1	65.3	73.5	81.3	91.4	98.9	116.4	123.9	
Jihuacut	0.1878	16.78	8.6	12.3	18.7	24.8	28.8	32.6	37.6	41.3	49.9	53.6	
Lambate	0.1594	29.95	20.4	24.7	32.2	39.4	44.1	48.6	54.4	58.8	68.9	73.3	
LPAchach	0.1370	25.39	14.2	19.3	28.1	36.3	41.8	47.1	53.9	59.0	70.8	75.8	
LPAchuma	0.1260	19.93	7.8	13.3	22.8	31.8	37.8	43.5	50.9	56.4	69.2	74.7	
LPAltoAc	0.2223	20.48	13.6	16.7	22.1	27.2	30.6	33.8	38.0	41.2	48.4	51.6	
LPAltoOb	0.1501	21.35	11.2	15.8	23.8	31.3	36.3	41.1	47.4	52.0	62.8	67.4	
LPAltoSe	0.2633	22.20	16.4	19.0	23.6	27.9	30.7	33.5	37.0	39.7	45.8	48.4	
LPBarrio	0.2017	22.58	15.0	18.4	24.4	30.0	33.7	37.3	41.9	45.4	53.4	56.8	
LPBellaV	0.1507	20.83	10.7	15.3	23.3	30.8	35.8	40.5	46.7	51.3	62.1	66.7	
LPChican	0.2134	21.38	14.2	17.5	23.1	28.4	31.9	35.3	39.7	42.9	50.5	53.8	
LPChuqui	0.1347	27.76	16.4	21.6	30.5	38.9	44.5	49.8	56.7	61.9	73.9	79.0	
LPEITeja	0.1009	26.61	11.5	18.3	30.2	41.5	48.9	56.1	65.3	72.2	88.2	95.1	
LPLaikac	0.1782	25.04	16.5	20.4	27.1	33.5	37.7	41.7	46.9	50.9	59.9	63.8	
LPMallas	0.2256	20.73	14.0	17.0	22.4	27.4	30.7	33.9	38.0	41.1	48.3	51.3	
LPOvejuy	0.1724	26.62	17.8	21.8	28.7	35.3	39.7	43.9	49.3	53.3	62.7	66.7	

		T [años] =	1.01	1.11	2	5	10	20	50	100	500	1000		
		Probabilidad =	0.01	0.1	0.5	0.8	0.9	0.95	0.98	0.99	0.998	0.999		
		Z (variable reducida) =	-1.5272	-0.8340	0.3665	1.4999	2.2504	2.9702	3.9019	4.6001	6.2136	6.9073		
ESTACIÓN	Alfa	Beta	REGIÓN	Precipitación, P_{24}^T (mm)										
LPPampah	0.1201	24.98	3	12.3	18.0	28.0	37.5	43.7	49.7	57.5	63.3	76.7	82.5	
LPPlazaV	0.1997	24.49		16.8	20.3	26.3	32.0	35.8	39.4	44.0	47.5	55.6	59.1	
LPPteNeg	0.1457	26.19		15.7	20.5	28.7	36.5	41.6	46.6	53.0	57.8	68.8	73.6	
LPSanCal	0.1401	30.87		20.0	24.9	33.5	41.6	46.9	52.1	58.7	63.7	75.2	80.2	
LPVArmon	0.1867	23.60		15.4	19.1	25.6	31.6	35.6	39.5	44.5	48.2	56.9	60.6	
LPVCopac	0.2031	23.60		16.1	19.5	25.4	31.0	34.7	38.2	42.8	46.2	54.2	57.6	
LPVTinto	0.1060	28.49		14.1	20.6	32.0	42.6	49.7	56.5	65.3	71.9	87.1	93.6	
LPVPasan	0.1729	24.86		16.0	20.0	27.0	33.5	37.9	42.0	47.4	51.5	60.8	64.8	
Mecapaca	0.2257	23.04		16.3	19.3	24.7	29.7	33.0	36.2	40.3	43.4	50.6	53.6	
Milluni	0.2883	19.25		14.0	16.4	20.5	24.5	27.1	29.6	32.8	35.2	40.8	43.2	
PalcaLP	0.1490	17.98		7.7	12.4	20.4	28.0	33.1	37.9	44.2	48.9	59.7	64.3	
Palcohom	0.2423	20.12		13.8	16.7	21.6	26.3	29.4	32.4	36.2	39.1	45.8	48.6	
Pinaya	0.1449	26.05		15.5	20.3	28.6	36.4	41.6	46.5	53.0	57.8	68.9	73.7	
Pucarani	0.2073	21.12		13.8	17.1	22.9	28.4	32.0	35.5	40.0	43.3	51.1	54.5	
Tambillo	0.1460	24.38		13.9	18.7	26.9	34.7	39.8	44.7	51.1	55.9	66.9	71.7	
Taraco	0.0946	28.91		12.8	20.1	32.8	44.8	52.7	60.3	70.2	77.6	94.6	102.0	
Tiwanacu	0.1274	23.27		11.3	16.7	26.1	35.0	40.9	46.6	53.9	59.4	72.0	77.5	
Unduavi	0.0508	27.63		-2.4	11.2	34.8	57.2	71.9	86.1	104.5	118.2	150.0	163.6	
Viacha	0.1152	24.96		11.7	17.7	28.1	38.0	44.5	50.7	58.8	64.9	78.9	84.9	
Alcoche	0.0576	47.41		3	20.9	32.9	53.8	73.4	86.5	99.0	115.1	127.2	155.2	167.3
LaAsunta	0.0520	57.98	28.6		41.9	65.0	86.8	101.3	115.1	133.0	146.5	177.5	190.9	
Bautista	0.0622	47.80	23.3		34.4	53.7	71.9	84.0	95.5	110.5	121.7	147.6	158.8	
Caranavi	0.0651	47.34	23.9		34.5	53.0	70.4	81.9	92.9	107.2	118.0	142.7	153.4	
Chuluman	0.0631	53.08	28.9		39.9	58.9	76.9	88.8	100.2	115.0	126.0	151.6	162.6	
Coripata	0.1183	39.79	26.9		32.7	42.9	52.5	58.8	64.9	72.8	78.7	92.3	98.2	
CoroicoE	0.0499	40.17	9.5		23.4	47.5	70.2	85.3	99.7	118.4	132.4	164.8	178.7	
Covendo	0.0513	72.94	43.2		56.7	80.1	102.2	116.8	130.8	149.0	162.6	194.1	207.6	
EntreRio	0.0285	63.06	9.5		33.8	75.9	115.7	142.0	167.2	199.9	224.4	281.0	305.3	
Guanay	0.0264	60.92	3.0		29.3	74.8	117.8	146.3	173.6	208.9	235.4	296.5	322.8	
Minachi	0.0463	40.66	7.7		22.6	48.6	73.1	89.3	104.8	125.0	140.1	174.9	189.9	
Naranjan	0.0530	57.29	28.5		41.5	64.2	85.6	99.8	113.4	131.0	144.1	174.6	187.7	
PltaCahu	0.0510	41.36	11.4		25.0	48.5	70.7	85.5	99.6	117.8	131.5	163.1	176.7	
PuenteVi	0.0686	33.76	11.5		21.6	39.1	55.6	66.6	77.1	90.7	100.9	124.4	134.5	
Sapecho	0.0324	65.88	18.7		40.1	77.2	112.2	135.3	157.6	186.3	207.9	257.7	279.1	
Vilaque	0.0330	62.40	16.1		37.1	73.5	107.8	130.6	152.4	180.6	201.7	250.6	271.6	
VillaBar	0.1324	31.93	20.4		25.6	34.7	43.3	48.9	54.4	61.4	66.7	78.9	84.1	
Ancohuma	0.1703	23.94	4		15.0	19.0	26.1	32.8	37.2	41.4	46.9	51.0	60.4	64.5
Ancoraim	0.1036	22.97			8.2	14.9	26.5	37.4	44.7	51.6	60.6	67.4	82.9	89.6
Aucapata	0.1362	30.12			18.9	24.0	32.8	41.1	46.6	51.9	58.8	63.9	75.8	80.8
Ayata	0.1576	15.52		5.8	10.2	17.8	25.0	29.8	34.4	40.3	44.7	54.9	59.3	
Camata	0.0742	39.38		18.8	28.1	44.3	59.6	69.7	79.4	92.0	101.4	123.2	132.5	
Carabuco	0.1983	19.91		12.2	15.7	21.8	27.5	31.3	34.9	39.6	43.1	51.2	54.7	
Chaguaya	0.1436	21.11		10.5	15.3	23.7	31.6	36.8	41.8	48.3	53.1	64.4	69.2	
Charazan	0.1831	10.13		1.8	5.6	12.1	18.3	22.4	26.4	31.4	35.3	44.1	47.9	
Chuma	0.0853	25.46		7.6	15.7	29.8	43.0	51.8	60.3	71.2	79.4	98.3	106.4	
Conzata	0.1996	25.33		17.7	21.2	27.2	32.8	36.6	40.2	44.9	48.4	56.5	59.9	
Curupamp	0.1169	25.27		12.2	18.1	28.4	38.1	44.5	50.7	58.6	64.6	78.4	84.3	
HiloHilo	0.1260	21.20		9.1	14.6	24.1	33.1	39.1	44.8	52.2	57.7	70.5	76.0	
Italaque	0.1089	25.24		11.2	17.6	28.6	39.0	45.9	52.5	61.1	67.5	82.3	88.7	
Puina	0.1555	21.26		11.4	15.9	23.6	30.9	35.7	40.4	46.4	50.8	61.2	65.7	
Quiabaya	0.1097	30.72		16.8	23.1	34.1	44.4	51.2	57.8	66.3	72.7	87.4	93.7	
Santiago	0.1399	19.18		8.3	13.2	21.8	29.9	35.3	40.4	47.1	52.1	63.6	68.6	
Sorata	0.0495	24.22		-6.6	7.4	31.6	54.5	69.6	84.2	103.0	117.1	149.7	163.7	
Suches	0.1257	18.25		6.1	11.6	21.2	30.2	36.2	41.9	49.3	54.8	67.7	73.2	
Tacacoma	0.1130	24.21		10.7	16.8	27.5	37.5	44.1	50.5	58.7	64.9	79.2	85.3	
VillaPun	0.1294	23.00		11.2	16.6	25.8	34.6	40.4	46.0	53.2	58.6	71.0	76.4	

Tabla A-3-22. Ajuste Regional de la Precipitación Máxima Diaria con la FDP indicada. Red de Estaciones Meteorológica adyacentes a la Cuenca del Río La Paz.

Z (Var Red.)	6.907	6.214	5.296	4.600	3.902	2.970	2.250	1.500	0.367	-0.476	-0.834	-1.527		
T [años]	1000	500	200	100	50	20	10	5	2	1.250	1.111	1.010		
Probabilidad	0.999	0.998	0.995	0.99	0.98	0.95	0.9	0.8	0.5	0.2	0.1	0.01		
REG-1	3.3304	3.0093	2.6196	2.3476	2.0908	1.7670	1.5276	1.2851	0.9283	0.6681	0.5583	0.3471		
REG-2	3.4724	3.0009	2.4673	2.1559	1.9032	1.6184	1.4204	1.2248	0.9405	0.7336	0.6462	0.4778		
REG-3	3.0088	2.7495	2.4219	2.1850	1.9566	1.6659	1.4517	1.2377	0.9316	0.7168	0.6286	0.4629		
REG-4	3.1975	2.9171	2.5234	2.1942	1.8779	1.5727	1.3843	1.2032	0.9412	0.7498	0.6688	0.5123		
No.	ESTACIÓN	REGIÓN	Precipitación, P_{24}^T (mm)											
1	Araca	1 FDP Doble Gumbel	84.66	76.50	66.59	59.68	53.15	44.92	38.83	32.67	23.60	16.98	14.19	8.82
2	AyoAyo		81.59	73.72	64.18	57.51	51.22	43.29	37.42	31.48	22.74	16.37	13.68	8.50
3	Calacoto		77.86	70.35	61.24	54.88	48.88	41.31	35.71	30.04	21.70	15.62	13.05	8.12
4	Capinata		121.80	110.05	95.80	85.85	76.46	64.62	55.87	47.00	33.95	24.43	20.42	12.69
5	Caracato		67.81	61.27	53.34	47.80	42.57	35.98	31.10	26.17	18.90	13.60	11.37	7.07
6	Caxata		85.06	76.86	66.91	59.96	53.40	45.13	39.02	32.82	23.71	17.06	14.26	8.87
7	Chorocon		139.94	126.45	110.07	98.64	87.85	74.25	64.19	54.00	39.01	28.07	23.46	14.59
8	Circuata		196.63	177.68	154.66	138.61	123.44	104.33	90.19	75.87	54.81	39.44	32.97	20.49
9	Conchama		92.06	83.19	72.41	64.89	57.80	48.85	42.23	35.52	25.66	18.47	15.43	9.60
10	Huaraco		62.76	56.71	49.37	44.24	39.40	33.30	28.79	24.22	17.49	12.59	10.52	6.54
11	Inquisiv		152.93	138.19	120.29	107.80	96.01	81.14	70.15	59.01	42.63	30.68	25.64	15.94
12	Isicani		216.02	195.19	169.91	152.27	135.61	114.61	99.09	83.36	60.21	43.33	36.22	22.52
13	Khora		144.01	130.12	113.27	101.51	90.41	76.41	66.05	55.57	40.14	28.89	24.14	15.01
14	Luribay		73.92	66.80	58.15	52.11	46.41	39.22	33.91	28.52	20.60	14.83	12.39	7.71
15	Miguilla		149.37	134.97	117.49	105.29	93.77	79.25	68.52	57.64	41.63	29.96	25.04	15.57
16	Patacama		90.56	81.83	71.23	63.83	56.85	48.05	41.54	34.94	25.24	18.17	15.18	9.44
17	PltaCara		103.17	93.22	81.15	72.72	64.77	54.74	47.32	39.81	28.76	20.70	17.30	10.75
18	PoromaLP		82.34	74.40	64.77	58.04	51.69	43.69	37.77	31.77	22.95	16.52	13.80	8.58
19	PuchuniL		76.86	69.45	60.46	54.18	48.25	40.78	35.26	29.66	21.42	15.42	12.89	8.01
20	Quime		81.57	73.70	64.16	57.50	51.21	43.28	37.41	31.47	22.74	16.36	13.68	8.50
21	Salla		87.56	79.12	68.87	61.72	54.97	46.46	40.16	33.79	24.41	17.56	14.68	9.13
22	SanJacin		103.95	93.93	81.76	73.27	65.26	55.15	47.68	40.11	28.97	20.85	17.43	10.83
23	Sapahaqu		75.92	68.60	59.72	53.52	47.66	40.28	34.83	29.30	21.16	15.23	12.73	7.91
24	SicaSica		86.79	78.43	68.27	61.18	54.49	46.05	39.81	33.49	24.19	17.41	14.55	9.05
25	Suri		174.23	157.43	137.04	122.81	109.38	92.44	79.92	67.23	48.56	34.95	29.21	18.16
26	Viloco		45.94	41.51	36.13	32.38	28.84	24.37	21.07	17.73	12.80	9.22	7.70	4.79
27	Yaco		99.92	90.29	78.59	70.43	62.73	53.01	45.83	38.56	27.85	20.04	16.75	10.41
28	Achocall	2 FDP Doble Gumbel	85.50	73.89	60.75	53.08	46.86	39.85	34.97	30.16	23.16	18.06	15.91	11.77
29	BolsaNeg		108.17	93.48	76.86	67.16	59.29	50.42	44.25	38.16	29.30	22.85	20.13	14.88
30	Calamarc		67.48	58.32	47.95	41.90	36.99	31.45	27.60	23.80	18.28	14.26	12.56	9.29
31	Chirapac		77.78	67.22	55.27	48.29	42.63	36.25	31.82	27.44	21.07	16.43	14.48	10.70
32	Collana		110.62	95.60	78.60	68.68	60.63	51.56	45.25	39.02	29.96	23.37	20.59	15.22
33	Copancar		79.10	68.36	56.20	49.11	43.35	36.87	32.36	27.90	21.42	16.71	14.72	10.88
34	Corpaput		75.03	64.84	53.31	46.58	41.12	34.97	30.69	26.46	20.32	15.85	13.96	10.32
35	ElAltoAL		103.17	89.16	73.31	64.06	56.55	48.09	42.20	36.39	27.94	21.80	19.20	14.20
36	ElAltoAS		112.02	96.81	79.59	69.55	61.40	52.21	45.82	39.51	30.34	23.67	20.85	15.41
37	ElAltoRi		104.63	90.42	74.34	64.96	57.35	48.77	42.80	36.91	28.34	22.10	19.47	14.40
38	ElAltoCd		93.76	81.03	66.62	58.21	51.39	43.70	38.35	33.07	25.39	19.81	17.45	12.90
39	ElAltoVi		109.72	94.82	77.96	68.12	60.14	51.14	44.88	38.70	29.72	23.18	20.42	15.10
40	ElBelen		84.37	72.91	59.94	52.38	46.24	39.32	34.51	29.76	22.85	17.82	15.70	11.61
41	Hichucot		79.66	68.84	56.60	49.46	43.66	37.13	32.58	28.10	21.58	16.83	14.82	10.96
42	HuarinaC		104.57	90.37	74.30	64.92	57.31	48.74	42.77	36.88	28.32	22.09	19.46	14.39
43	Irupana		192.24	166.13	136.59	119.36	105.36	89.60	78.64	67.81	52.07	40.61	35.78	26.45
44	Jihuacut		68.93	59.57	48.98	42.80	37.78	32.13	28.20	24.31	18.67	14.56	12.83	9.49
45	Lambate		116.56	100.73	82.82	72.37	63.88	54.33	47.68	41.11	31.57	24.62	21.69	16.04
46	LPAchach		102.79	88.83	73.03	63.82	56.34	47.91	42.05	36.26	27.84	21.71	19.13	14.14
47	LPAchuma		85.11	73.56	60.48	52.84	46.65	39.67	34.82	30.02	23.05	17.98	15.84	11.71
48	LPAltoAc		80.13	69.25	56.94	49.75	43.92	37.35	32.78	28.27	21.70	16.93	14.91	11.03
49	LPAltoOb		87.50	75.62	62.17	54.33	47.96	40.78	35.79	30.86	23.70	18.49	16.28	12.04
50	LPAltoSe		84.69	73.19	60.18	52.58	46.42	39.47	34.64	29.87	22.94	17.89	15.76	11.65

Z (Var Red.)	6.907	6.214	5.296	4.600	3.902	2.970	2.250	1.500	0.367	-0.476	-0.834	-1.527		
T [años]	1000	500	200	100	50	20	10	5	2	1.250	1.111	1.010		
Probabilidad	0.999	0.998	0.995	0.99	0.98	0.95	0.9	0.8	0.5	0.2	0.1	0.01		
REG-1	3.3304	3.0093	2.6196	2.3476	2.0908	1.7670	1.5276	1.2851	0.9283	0.6681	0.5583	0.3471		
REG-2	3.4724	3.0009	2.4673	2.1559	1.9032	1.6184	1.4204	1.2248	0.9405	0.7336	0.6462	0.4778		
REG-3	3.0088	2.7495	2.4219	2.1850	1.9566	1.6659	1.4517	1.2377	0.9316	0.7168	0.6286	0.4629		
REG-4	3.1975	2.9171	2.5234	2.1942	1.8779	1.5727	1.3843	1.2032	0.9412	0.7498	0.6688	0.5123		
No.	ESTACIÓN	REGIÓN	Precipitación, P_{24}^T (mm)											
51	LPBarrio	3	88.35	76.35	62.78	54.85	48.42	41.18	36.14	23.93	18.66	16.44	12.16	
52	LPBellaV		85.61	73.99	60.83	53.15	46.92	39.90	35.02	30.20	23.19	18.09	15.93	11.78
53	LPChican		83.62	72.27	59.42	51.92	45.83	38.97	34.21	29.50	22.65	17.67	15.56	11.51
54	LPChuqui		111.26	96.15	79.05	69.08	60.98	51.86	45.51	39.25	30.13	23.50	20.71	15.31
55	LPEITeja		112.27	97.02	79.77	69.71	61.53	52.33	45.92	39.60	30.41	23.72	20.89	15.45
56	LPLaikac		98.19	84.86	69.77	60.96	53.82	45.76	40.17	34.63	26.59	20.74	18.27	13.51
57	LPMallas		80.86	69.88	57.45	50.20	44.32	37.69	33.08	28.52	21.90	17.08	15.05	11.13
58	LPOvejuy		104.07	89.94	73.95	64.62	57.04	48.51	42.57	36.71	28.19	21.99	19.37	14.32
59	LPPampah		103.45	89.40	73.50	64.23	56.70	48.21	42.32	36.49	28.02	21.85	19.25	14.23
60	LPPlazaV		95.08	82.17	67.56	59.03	52.11	44.31	38.89	33.54	25.75	20.09	17.69	13.08
61	LPpteNeg		104.69	90.47	74.39	65.00	57.38	48.79	42.83	36.93	28.36	22.12	19.48	14.41
62	LPSanCal		121.49	104.99	86.32	75.43	66.59	56.62	49.70	42.85	32.91	25.67	22.61	16.72
63	LPVArmon		92.67	80.09	65.85	57.54	50.79	43.19	37.91	32.69	25.10	19.58	17.25	12.75
64	LPVcopac		91.83	79.36	65.25	57.02	50.33	42.80	37.56	32.39	24.87	19.40	17.09	12.64
65	LPVTinto		117.84	101.84	83.73	73.17	64.59	54.92	48.20	41.57	31.92	24.90	21.93	16.22
66	LPVPasan		97.93	84.63	69.58	60.80	53.67	45.64	40.06	34.54	26.52	20.69	18.22	13.48
67	Mecapaca		88.87	76.80	63.14	55.18	48.71	41.42	36.35	31.35	24.07	18.77	16.54	12.23
68	Milluni		73.80	63.78	52.44	45.82	40.45	34.40	30.19	26.03	19.99	15.59	13.74	10.16
69	PalcaLP		75.89	65.58	53.92	47.12	41.59	35.37	31.04	26.77	20.55	16.03	14.12	10.44
70	Palcohom		78.13	67.52	55.52	48.51	42.82	36.42	31.96	27.56	21.16	16.51	14.54	10.75
71	Pinaya		104.28	90.12	74.09	64.74	57.15	48.60	42.66	36.78	28.24	22.03	19.41	14.35
72	Pucarani		83.02	71.75	58.99	51.55	45.50	38.70	33.96	29.29	22.49	17.54	15.45	11.42
73	Tambillo		98.39	85.03	69.91	61.09	53.93	45.86	40.25	34.71	26.65	20.79	18.31	13.54
74	Taraco		121.59	105.08	86.39	75.49	66.64	56.67	49.74	42.89	32.93	25.69	22.63	16.73
75	Tiwanacu		96.52	83.41	68.58	59.93	52.90	44.99	39.48	34.05	26.14	20.39	17.96	13.28
76	Unduavi		135.41	117.02	96.21	84.07	74.22	63.11	55.39	47.76	36.68	28.61	25.20	18.63
77	Viacha		104.07	89.93	73.94	64.61	57.04	48.50	42.57	36.71	28.19	21.99	19.37	14.32
78	Alcoche	3	172.79	157.90	139.09	125.48	112.37	95.67	83.37	71.08	53.50	41.16	36.10	26.59
79	LaAsunta		207.85	189.93	167.31	150.94	135.17	115.08	100.28	85.50	64.36	49.52	43.42	31.98
80	Bautista		171.73	156.93	138.23	124.71	111.68	95.08	82.86	70.64	53.17	40.91	35.88	26.42
81	Caranavi		169.08	154.50	136.10	122.79	109.95	93.61	81.58	69.55	52.35	40.28	35.32	26.01
82	Chulumán		187.25	171.11	150.73	135.99	121.77	103.68	90.35	77.03	57.98	44.61	39.12	28.81
83	Coripata		134.41	122.83	108.20	97.61	87.41	74.42	64.85	55.29	41.62	32.02	28.08	20.68
84	CoroicoE		155.69	142.27	125.32	113.06	101.25	86.20	75.12	64.05	48.21	37.09	32.53	23.95
85	Covendo		253.30	231.47	203.90	183.95	164.72	140.24	122.22	104.20	78.43	60.35	52.92	38.97
86	EntreRio		250.63	229.03	201.75	182.02	162.99	138.77	120.93	103.10	77.61	59.71	52.36	38.56
87	Guana y		249.15	227.67	200.55	180.94	162.02	137.95	120.21	102.49	77.15	59.36	52.05	38.34
88	Minachi		159.86	146.08	128.68	116.09	103.96	88.51	77.13	65.76	49.50	38.08	33.40	24.60
89	Naranjan		205.15	187.47	165.14	148.98	133.41	113.59	98.98	84.39	63.52	48.87	42.86	31.57
90	PltaCahu		158.47	144.81	127.56	115.08	103.05	87.74	76.46	65.19	49.07	37.75	33.11	24.38
91	PuenteVi		126.90	115.96	102.15	92.15	82.52	70.26	61.23	52.20	39.29	30.23	26.51	19.52
92	Sapecho		251.82	230.12	202.71	182.88	163.76	139.43	121.50	103.59	77.97	59.99	52.61	38.75
93	Vilaque		240.35	219.64	193.47	174.55	156.30	133.07	115.97	98.87	74.42	57.26	50.21	36.98
94	VillaBar		109.18	99.77	87.88	79.29	71.00	60.45	52.68	44.91	33.81	26.01	22.81	16.80
95	Ancohuma	4	87.39	79.72	68.96	59.97	51.32	42.98	37.83	32.88	25.72	20.49	18.28	14.00
96	Ancoraim		91.25	83.25	72.02	62.62	53.59	44.88	39.51	34.34	26.86	21.40	19.09	14.62
97	Aucapata		109.86	100.23	86.70	75.39	64.52	54.03	47.56	41.34	32.34	25.76	22.98	17.60
98	Ayata		61.34	55.96	48.41	42.09	36.02	30.17	26.55	23.08	18.05	14.38	12.83	9.83
99	Camata		150.80	137.58	119.01	103.49	88.57	74.17	65.29	56.75	44.39	35.36	31.54	24.16
100	Carabuco		72.98	66.58	57.59	50.08	42.86	35.89	31.59	27.46	21.48	17.11	15.26	11.69
101	Chaguaya		80.35	73.31	63.41	55.14	47.19	39.52	34.79	30.24	23.65	18.84	16.81	12.87
102	Charazan		42.48	38.75	33.52	29.15	24.95	20.89	18.39	15.98	12.50	9.96	8.88	6.81
103	Chuma		103.03	93.99	81.31	70.70	60.51	50.67	44.60	38.77	30.33	24.16	21.55	16.51
104	Conzata		90.23	82.32	71.21	61.92	52.99	44.38	39.06	33.96	26.56	21.16	18.87	14.46
105	Curupamp		96.57	88.11	76.21	66.27	56.72	47.50	41.81	36.34	28.43	22.65	20.20	15.47
106	HiloHilo	82.43	75.20	65.05	56.56	48.41	40.54	35.68	31.02	24.26	19.33	17.24	13.21	

Predicción y Pronóstico de Tormentas en Regiones de Montaña: Aplicación en la cuenca del Río La Paz, Bolivia

Z (Var Red.)	6.907	6.214	5.296	4.600	3.902	2.970	2.250	1.500	0.367	-0.476	-0.834	-1.527		
T [años]	1000	500	200	100	50	20	10	5	2	1.250	1.111	1.010		
Probabilidad	0.999	0.998	0.995	0.99	0.98	0.95	0.9	0.8	0.5	0.2	0.1	0.01		
REG-1	3.3304	3.0093	2.6196	2.3476	2.0908	1.7670	1.5276	1.2851	0.9283	0.6681	0.5583	0.3471		
REG-2	3.4724	3.0009	2.4673	2.1559	1.9032	1.6184	1.4204	1.2248	0.9405	0.7336	0.6462	0.4778		
REG-3	3.0088	2.7495	2.4219	2.1850	1.9566	1.6659	1.4517	1.2377	0.9316	0.7168	0.6286	0.4629		
REG-4	3.1975	2.9171	2.5234	2.1942	1.8779	1.5727	1.3843	1.2032	0.9412	0.7498	0.6688	0.5123		
No.	ESTACIÓN	REGIÓN	Precipitación, P_{24}^T (mm)											
107	Italaque		97.66	89.10	77.07	67.02	57.36	48.04	42.28	36.75	28.75	22.90	20.43	15.65
108	Puina		79.83	72.83	63.00	54.79	46.89	39.27	34.56	30.04	23.50	18.72	16.70	12.79
109	Quiabaya		115.06	104.97	90.80	78.96	67.57	56.59	49.81	43.30	33.87	26.98	24.06	18.43
110	Santiago		74.51	67.98	58.80	51.13	43.76	36.65	32.26	28.04	21.93	17.47	15.58	11.94
111	Sorata		114.68	104.63	90.50	78.70	67.35	56.41	49.65	43.16	33.76	26.89	23.99	18.37
112	Suches		73.04	66.64	57.64	50.13	42.90	35.93	31.62	27.49	21.50	17.13	15.28	11.70
113	Tacacoma		93.73	85.51	73.97	64.32	55.05	46.10	40.58	35.27	27.59	21.98	19.60	15.02
114	VillaPun		87.82	80.12	69.31	60.27	51.58	43.19	38.02	33.05	25.85	20.59	18.37	14.07

ANEXO A4.

Aplicación de las Redes Neuronales Artificiales

PRONÓSTICO DE TORMENTAS

Recientemente se ha introducido una herramienta aplicada a la hidrología, ésta se ha empleado en la predicción y pronóstico de distintas variables, tales como valores climatológicos, caudales, series de tiempo y hasta la interpolación espacial. En el presente trabajo se utiliza dicha técnica, las Redes Neuronales Artificiales (RNA) para pronosticar la lluvia diaria en una red de estaciones. En consecuencia, se ha investigado la aplicabilidad del pronóstico de eventos meteorológicos basados en la información precedente, específicamente para conocer la lluvia en un tiempo $t + 1$ o en el tiempo $t + 2, t + 3, \dots$, etc., donde las variables meteorológicas de una región o de un punto son: *la precipitación actual y pasada*.

La hipótesis del trabajo de investigación implica que los registros de lluvia de la red de la región son homogéneos, que no tengan tendencias y que los estadísticos de los datos se preserven en el tiempo. Aún así, los modelos utilizados para pronosticar variables mediante procesos de inteligencia artificial no son del todo satisfactorios, pues siempre existen varias condicionantes en las modelaciones.

El comportamiento de las series de precipitación diaria de una red de estaciones puede ser modelado por el modelo de Red Neuronal Artificial (RNA) a través de modelos de *Perceptrones por Multicapas* de neuronas, cuya teoría base se presenta en el capítulo cuatro del Anexo.

Estructura del modelo de pronóstico aplicando redes neuronales

Existen muchos modelos de análisis de tormentas, algunos requieren mayor cantidad de datos y precisión en el tiempo, unos pronostican en forma puntual y otros incluyen el pronóstico en el espacio. Cuando se requiere hacer una estimación de tormenta en el espacio para un determinado tiempo, se pueden utilizar modelos de interpolación espacial, en cambio si se incluye variación de la tormenta en el tiempo entonces será necesario emplear un modelo y método que permita mejorar la estimación, pues se ha añadido otra variable al proceso de pronóstico.

Un método que permite el análisis de todas las variables como la precipitación y su variación en espacio y tiempo, considerando que se ha suscitado eventos anteriores es el proceso estocástico-aleatorio con base al pronóstico de una Red Neuronal (Ke-Sheng, Chiang, Yen-Ben, & Hui-Chung, 2003). Sin embargo, cuando se quiere pronosticar tormentas los procesos estocásticos tienen componentes aleatorios que no son buenos estimadores, por tanto, en el presente trabajo se aplican y validan los modelos como los que se describen a continuación

Tabla 23

Modelo 1	$t - 1$	$P_{i,j}^{t+1} = f\{P_{i,1}^t, \dots, P_{i,n}^t; P_{i,1}^{t-1}, \dots, P_{i,n}^{t-1}\}$
Modelo 2	$t - 2$	$P_{i,j}^{t+1} = f\{P_{i,1}^t, \dots, P_{i,n}^t; P_{i,1}^{t-1}, \dots, P_{i,n}^{t-1}; P_{i,1}^{t-2}, \dots, P_{i,n}^{t-2}\}$
Modelo 3	$t - 3$	$P_{i,j}^{t+1} = f\{P_{i,1}^t, \dots, P_{i,n}^t; P_{i,1}^{t-1}, \dots, P_{i,n}^{t-1}; P_{i,1}^{t-2}, \dots, P_{i,n}^{t-2}; P_{i,1}^{t-3}, \dots, P_{i,n}^{t-3}\}$
⋮	⋮	⋮

Donde: $P_{i,j}^t$ Es la precipitación en un tiempo t y en el sitio j .

$P_{i,j}^{t-1}$ Es la precipitación en un tiempo $t - 1$, en la ubicación j .

i, j Es la secuencia cronológica o la ubicación de la información de entrada de datos, i , en la estaciones meteorológicas, $j = 1, \dots, n$

Para lograr el pronóstico no se ha considerado la aplicabilidad de la temperatura, altitud u otras variables, puesto que es suficiente contar con la información de lluvia precedente.

Ejemplo del proceso de cálculo de una RNA para pronóstico de lluvias

A partir de la teoría documentada en el capítulo 4 (ver Anexos) se logra la comprensión de cómo es que operan las redes neuronales. Este proceso puede ser visualizado por medio de un ejemplo, por lo cual, inicialmente se utiliza los datos de lluvia diaria de una estación meteorológica, así entonces, se elige el número de datos para calibrar el modelo, 3 años. La arquitectura de la RNA – MLP (*Multi Layer Perceptron*) tiene las siguientes características:

Número de estaciones, NS = 1 (Estación San Calixto – E26)

Datos por estación, DS = 2 (P_j^t y P_j^{t-1})

Número de neuronas de entrada, NE = NS*DS= 2*1 = 2

Se eligen 2 neuronas ocultas (es recomendable que sea igual al número de datos), por tanto

NH = 2

El número de salidas, P_j^{t+1} , es NO = 1, y

El número de conexiones: NW = (NS + 1) NH + (NH+1) NO = (2+1) * 2 + (2 + 1) * 1 = 9

Al número de conexiones (parámetros) del modelo se le añade una conexión por neurona oculta y por las neuronas de salida, debido al sesgo de la red neuronal MLP (ver Fig. 14).

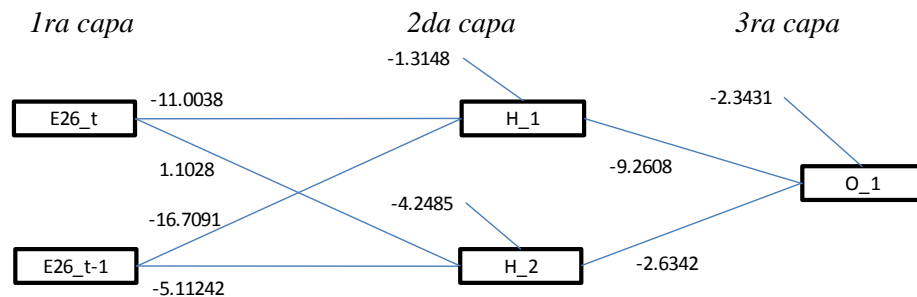


Fig. 14. Arquitectura de una RNA – MLP para dos neuronas de entrada y con datos de una estación, P_j^t y P_j^{t-1} , para el pronóstico de la precipitación futura, P_j^{t+1} , en el tiempo $t + 1$.

A continuación se muestra la secuencia de cálculo para obtener el resultado del pronóstico para el día 21/01/2003, el que se describe por medio de un cálculo numérico. La siguiente tabla contiene los datos de partida para dicho cálculo.

Tabla 24. Datos de lluvia en la estación y su equivalencia a la escala [0,1]

Fecha	P_E26 (mm) t	P_E26 (mm) $t - 1$	P_E26 (mm) $t + 1$	P_E26 (–) t	P_E26 (–) $t - 1$	P_E26 (–) $t + 1$
19/01/2003	0	3.1	12	0.000000	0.057407	0.222222
20/01/2003	12	0	54	0.222222	0.000000	1.000000
21/01/2003	54	12	0	1.000000	0.222222	0.000000

El modelo RNA está calibrado para trabajar con valores en escala [0,1], para éste caso se han determinado los parámetros con datos de tres años, por tanto, al momento de la calibración del modelo de RNA se deben tomar en cuenta los valores máximos de cada estación involucrada, los que resultan ser el factor de escala de cada serie de datos.

Ahora tomando los parámetros presentados en la Fig. 14 y los valores en escala [0,1] de la lluvia proporcionada en la Tabla 24, se obtienen los valores de las neuronas ocultas en la segunda capa

$$u_1 = -1.3148 + (-11.0038)(0.222222) + (-16.7091)(0.0) = -3.7601$$

Se aplica la función de transferencia

$$H_1 = f(u_1) = \frac{1}{1 + e^{-u_1}} = \frac{1}{1 + e^{-(-3.7601)}} = 0.022752$$

Luego, para la segunda neurona, se tiene:

$$u_2 = -4.2485 + (1.1028)(0.222222) + (-5.1242)(0.0) = -4.0034$$

Aplicando la función de transferencia se obtiene

$$H_2 = f(u_2) = \frac{1}{1 + e^{-u_2}} = \frac{1}{1 + e^{-(-4.0034)}} = 0.017926$$

La neurona de salida es obtenida bajo el mismo concepto, es decir

$$v_1 = -2.3431 + (-9.2608)(0.022752) + (-2.6342)(0.017926) = -2.601022$$

$$O_1 = f(v_1) = \frac{1}{1 + e^{-v_1}} = \frac{1}{1 + e^{-(-2.601022)}} = 0.069073$$

El valor de salida es $O_1 = 0.069073$, que está en escala [0,1] y debe convertirse a lluvia, es decir, a milímetros. El factor de escala para la estación E26 es $Esc = 54 \text{ mm}$, por tanto, la lluvia pronosticada da

$$P_{E26} = Esc \times O_1 = 54 \times 0.069073 = 3.73 \text{ mm}$$

El valor real de la lluvia observada en la fecha 21/01/2003 es 54 mm , lo cual nos indica que el pronóstico para la fecha indicada es muy malo.

La Fig. 15 muestra el resultado de haber aplicado el modelo de RNA-MLP y pronosticar la lluvia en una estación, con base a sus valores históricos y precedentes de los tiempos t y $t - 1$. Se observa que el pronóstico de lluvias en todo el periodo de calibración y con datos de la misma estación no es adecuado.

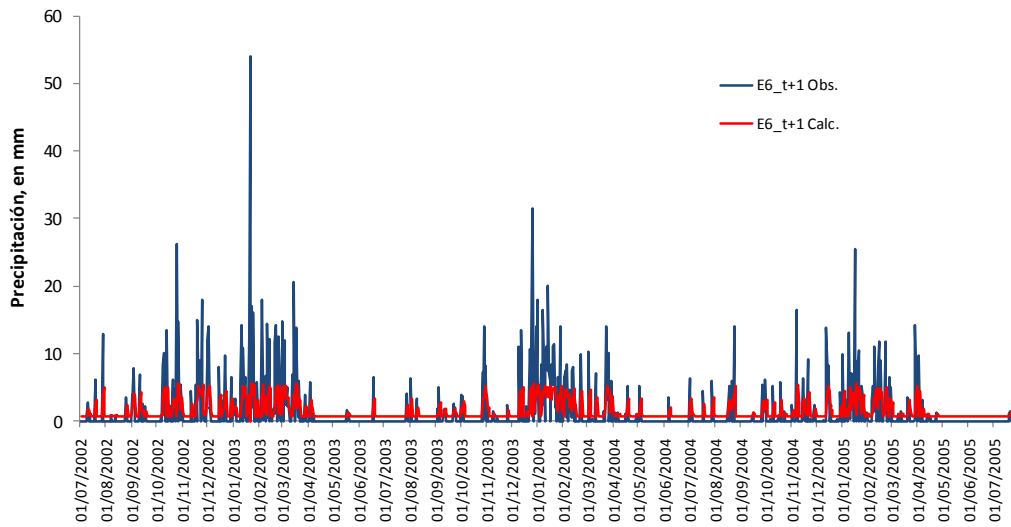


Fig. 15. Pronóstico de lluvia diaria en una estación para el tiempo $t + 1$, con base a la lluvia precedente.

¿Cómo mejorar el pronóstico de la lluvia con información de una estación?

El criterio para resolver éste problema es incrementar la información antecedente. Por ejemplo, si se amplía en un dato, se tendrá en total 3 datos: P_j^t , P_j^{t-1} y P_j^{t-2} . Después, se inicia la prueba con 2 neuronas ocultas, luego con 3 y hasta que con 4 obtienen mejores resultados. Para éste ejemplo sólo se presenta la arquitectura de la red neuronal con 4 neuronas (Fig. 16), de igual forma que el anterior ejemplo, los cálculos se pueden realizar siguiendo los mismos pasos y obtener el resultado final, como se muestra en la Fig. 17.

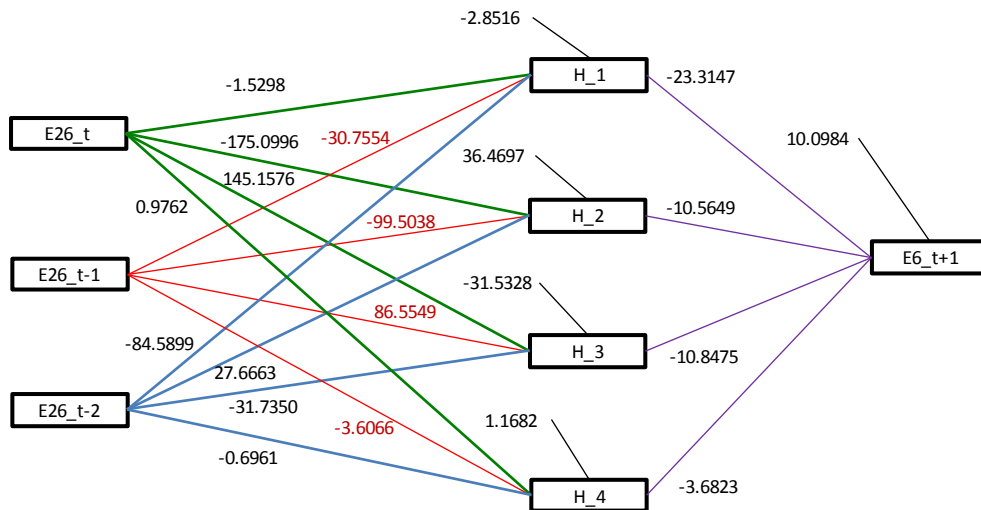


Fig. 16

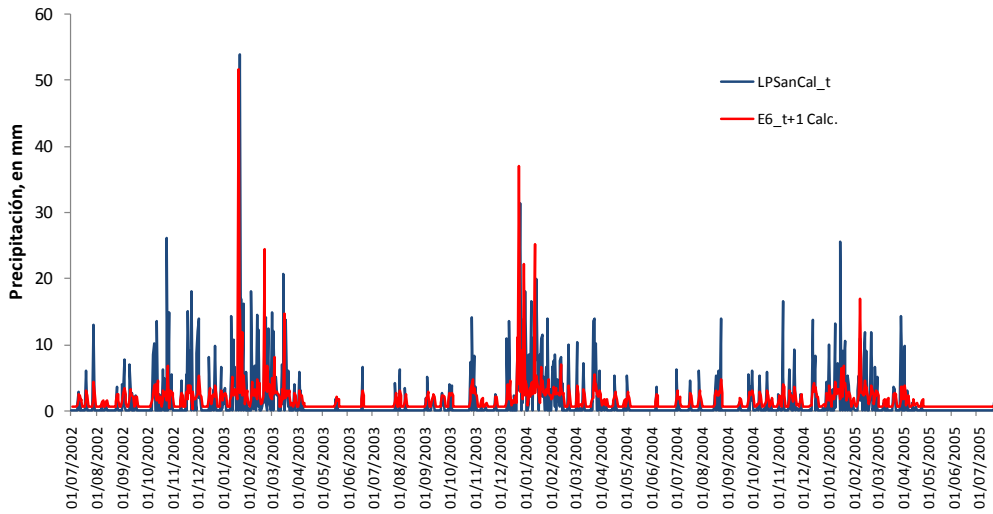


Fig. 17

Siguiendo el ejemplo propuesto, pronóstico de la lluvia para el día 21/01/2003, sólo se requieren los datos de lluvia precedentes: P_j^t , P_j^{t-1} y P_j^{t-2} , estos se dan en la Tabla 25, la que incluye los valores de lluvia para las fechas involucradas en el cálculo y sus valores equivalente en la escala [0,1]. Puesto que se trata de la misma estación, se conserva el factor de escala, es decir 54 mm

Tabla 25

Fecha	Lluvia, en mm				Lluvia en escala [0,1]			
	P_j^t	P_j^{t-1}	P_j^{t-2}	P_j^{t+1}	P_j^t	P_j^{t-1}	P_j^{t-2}	P_j^{t+1}
18/01/2003	3.1	0	0.5	0	0.057407	0.000000	0.009259	0.000000
19/01/2003	0	3.1	0	12	0.000000	0.057407	0.000000	0.222222
20/01/2003	12	0	3.1	54	0.222222	0.000000	0.057407	1.000000
21/01/2003	54	12	0	0	1.000000	0.222222	0.000000	0.000000

Luego, el cálculo para llegar al pronóstico de lluvia es como sigue:

$$u_1 = -2.8516 + (-1.5298)(0.222222) + (-30.7554)(0.0) + (-84.5899)(0.057407) = -8.0476$$

Se aplica la función de transferencia

$$H_1 = f(u_1) = \frac{1}{1 + e^{-u_1}} = \frac{1}{1 + e^{-(-8.0476)}} = 0.000319$$

$$u_2 = 36.4697 + (-175.0996)(0.222222) + (-99.5038)(0.0) + (27.6663)(0.057407) = -0.8530$$

$$H_2 = f(u_2) = \frac{1}{1 + e^{-u_2}} = \frac{1}{1 + e^{-(-0.8530)}} = 0.2988$$

$$u_3 = -31.5328 + (145.1576)(0.222222) + (86.5549)(0.0) + (-31.7350)(0.057407) = -1.0974$$

$$H_3 = f(u_3) = \frac{1}{1 + e^{-u_3}} = \frac{1}{1 + e^{-(-1.0974)}} = 0.2502$$

$$u_4 = 1.1682 + (0.9762)(0.222222) + (-3.6066)(0.0) + (-0.6961)(0.057407) = 1.3452$$

$$H_4 = f(u_4) = \frac{1}{1 + e^{-u_4}} = \frac{1}{1 + e^{-(-1.3452)}} = 0.7933$$

Finalmente, la neurona de salida se obtiene como sigue:

$$v_1 = 10.0984 + (-23.3148)(0.000319) + (-10.5649)(0.2988) + (-10.8475)(0.2502) + (-3.6823)(0.7933) = 1.2986$$

$$O_1 = f(v_1) = \frac{1}{1 + e^{-v_1}} = \frac{1}{1 + e^{-(1.2986)}} = 0.7856$$

Por tanto, la lluvia será

$$P_{E26} = Esc \times O_1 = 54 \times 0.7856 = 42.4 \text{ mm}$$

Que es un valor cercano al valor observado, por lo cual se comprueba que la optimización de parámetros del modelo de red neuronal es satisfactoria.

En el siguiente acápite se hace una comparación del cálculo utilizando más datos y estaciones, en consecuencia se emplearán más neuronas ocultas, lo que incidirá en el incremento del número de parámetros (conexiones de la red neuronal). En primer lugar, se optimiza el error cuadrático medio y al mismo tiempo se busca optimizar dichos parámetros para mejorar el pronóstico de valores máximos, sin perder precisión en el conjunto de datos.

Resultado inicial aplicando redes neuronales

Inicialmente se trabajó con la teoría de Redes Neuronales, se implementó el modelo para el pronóstico de la lluvia en una estación, con base a los datos observados en el resto de la red meteorológica.

La Fig. 18 muestra una corrida aplicando el modelo 1, en el que la lluvia pronosticada a un tiempo $t + 1$ es el objetivo de la función en un punto determinado de la red (conformada por 23 estaciones), finalmente, se comparan gráficamente las series *real* y *pronosticada*. El coeficiente de determinación entre ambas series resulta igual a $r^2 = 0.56$, y coeficiente de correlación de $r \cong 0.75$.

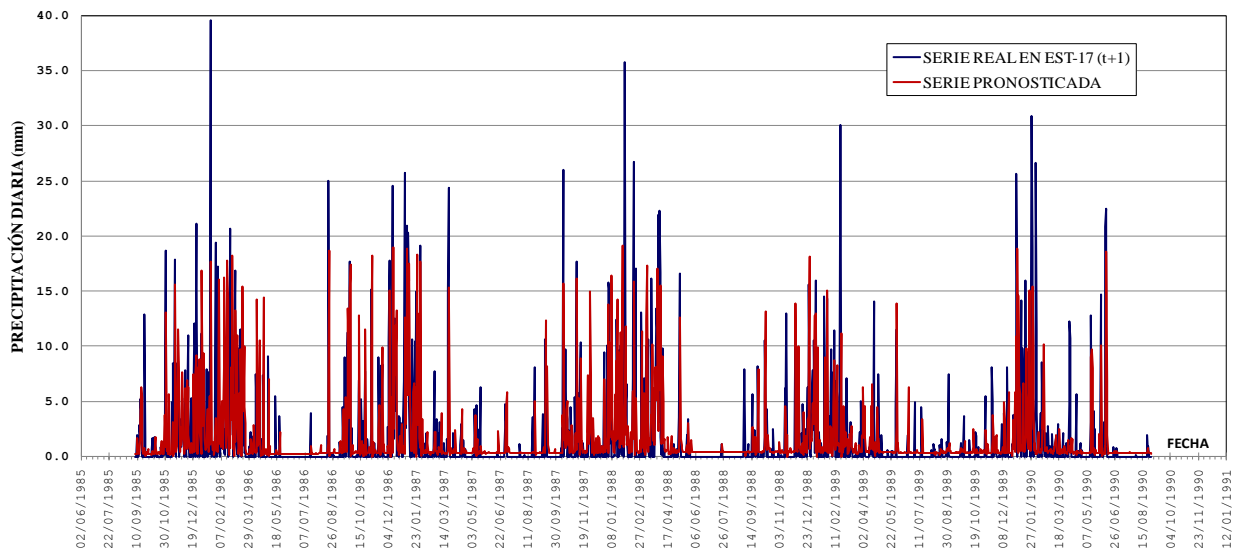


Fig. 18. Serie observada y pronosticada en el tiempo $t + 1$ en la estación San Calixto, con base a la precipitación antecedente de la red meteorológica de 34 estaciones.

Se observa que la serie pronosticada es una buena aproximación general de la red de estaciones, sin embargo, haciendo una revisión precisa de los valores se observa que en muchos de los casos hay

pronósticos muy bajos o en otros casos los pronósticos no son buenos. Éste ensayo de modelado de pronóstico de lluvias fue presentado en el examen de candidatura, se detectó que el error en el pronóstico de lluvias no es apropiado para implementarlo en un sistema de alerta, pues en muchos casos al lluvia pronosticada resulta subestimada o sobre estimada. Por lo tanto, se creyó que el error fue debido al empleo de poca información para calibrar los parámetros de la RNA, por tanto uno de los primeros intentos fue mejorar la estimación aumentando la cantidad de datos, es decir, incluir más registros de lluvia, por ejemplo, de 10, 15 o más años, en lugar de 5, como del ejemplo anterior.

Por otra parte, es oportuno observar que los resultados de ésta modelación generan errores medios muy bajos, lo cual hace pensar que los ajustes son buenos; sin embargo, debe obtenerse una mejora en la estimación de los valores más grandes, debido a que éstos serán parte del pronóstico de tormentas de un sistema de alerta. Esto significa que se deben modificar varios aspectos de la modelación, entre ellos, el algoritmo de optimización del modelo de RNA, para lograr un buen ajuste con los valores máximos; considerando que los eventos pequeños pueden ser despreciados, y evitando que el modelo sea un mal estimador.

Otro factor que afectó al pronóstico de la RNA en una estación es el uso de pocas estaciones, pues al emplear más estaciones la información antecedente y regional es compartida, y de alguna manera, la RNA memoriza los eventos pasados e interactúa con la información de otras estaciones, así como su influencia en toda la red.

En el siguiente acápite se describen los cambios efectuados en el modelo de pronóstico de lluvias, los que mejoraron aquellos resultados presentados anteriormente.

Optimización del Pronóstico de Tormentas aplicando RNA

A continuación se describen las modificaciones efectuadas en la modelación de RNA, con el objeto de mejorar el pronóstico de lluvias. Del mismo modo, se ha verificado que dichas cambios han contribuido en gran medida para lograr modelar la lluvia con base en la información que provee la red de estaciones en los datos de ingreso y salida:

- Se modificó el proceso de optimización de parámetros de la RNA, implementando un criterio de optimización del error basado en la minimización de errores de ajuste en los valores máximos, además del error cuadrático medio.
- Se amplió la información de la red de estaciones con base a los datos de 34 estaciones, que son más de las utilizadas en la modelación anterior (23 estaciones).
- A consecuencia de lo anterior, se descubrió que el conjunto de datos observados en la red de estaciones significa una contribución importante que optimiza la calidad de la información en el pronóstico, ya que existe aportación de información entre ellas, o que el sistema o la red memoriza el patrón de las tormentas. Por lo tanto, al modelar la red de estaciones completa se aprecia una gran mejora en el pronóstico de las lluvias, porque se emplea un mayor número de neuronas de entrada y neuronas ocultas, en consecuencia aumentan las conexiones de la red y los resultados mejoran.
- Se detectó que el pronóstico de la lluvia es mejor cuando existe mayor cantidad de información, es decir, se requieren muchos datos para hacer que el modelo de RNA aprenda y sea eficiente al momento de recordar eventos en la red meteorológica o combinaciones de éstos. En general, la cantidad de datos empleada para el pronóstico contienen registros de lluvia diaria de 3 o más años.

La Fig. 19 muestra las lluvias observadas en el tiempo $t + 1$ comparadas con el pronóstico calculado que proporciona el Modelo Tipo 1 (ver Tabla 23). Este pronóstico fue trabajado para la misma estación del

ejemplo que presenta los resultados de la Fig. 18. En este caso, para calibrar los parámetros del modelo de red neuronal artificial de Perceptrones Multicapas (MLP), se utilizaron datos de lluvia de 5 años.

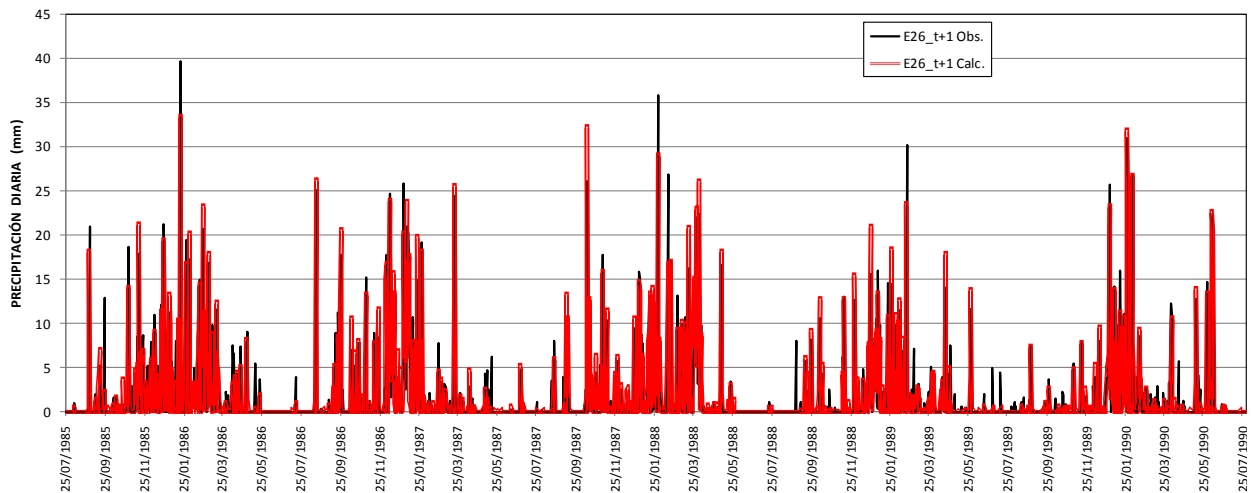


Fig. 19. Serie histórica de lluvia diaria observada en la estación San Calixto (E26) y pronóstico optimizado para el tiempo $t + 1$, con base a la precipitación antecedente de la red meteorológica de 34 estaciones.

La Fig. 20 exhibe una comparación gráfica de datos de lluvia observada y pronosticada en el tiempo $t + 1$, el coeficiente de correlación del pronóstico con el modelo MLP es $r = 0.97$. Referente a éste ajuste, se aprecia una amplia mejora respecto al presentado en el segundo informe ($r = 0.75$), lo cual justifica la aplicación de redes neuronales para el pronóstico de lluvias en un sistema de estaciones meteorológicas. Cabe aclarar que esta modelación corresponde a datos observados y calculados, para ello se han calibrado los parámetros de la RNA-MLP con base en los registros de lluvia diaria de 5 años, del 01/Ago/1985 al 30/07/1990. Ahora, el criterio de bondad de los parámetros del modelo de RNA será aquel obtenido en la prueba con lluvias observadas en varios años o en un año hidrológico posterior al periodo de calibración.

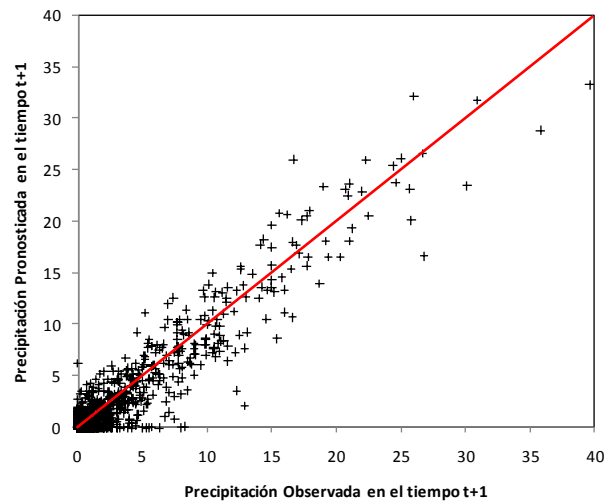


Fig. 20. Comparación de valores Observados y Calculados para pronóstico de Lluvia en el tiempo $t + 1$.

Más adelante se realiza una prueba en la que se evalúan los parámetros de la RNA-MLP para pronosticar la lluvia diaria en el tiempo $t + 1$ con datos de lluvia que no fueron parte de la calibración, es decir, aplicando el modelo a las lluvias del 01/Ago/1990 al 30/07/1991, con base en los registros de 5 años hidrológicos, 01/Ago/1985 al 30/07/1990.

Arquitectura de la RNA

La Fig. 21 muestra la arquitectura de la RNA utilizada para el pronóstico de lluvias, éste esquema corresponde al resultado expuesto en la Fig. 19 , donde el número de datos de ingreso está compuesto por las neuronas de la primera capa. Las neuronas ocultas son aquellas que ocupan la segunda capa y las neuronas de salida están agrupadas en la tercera capa.

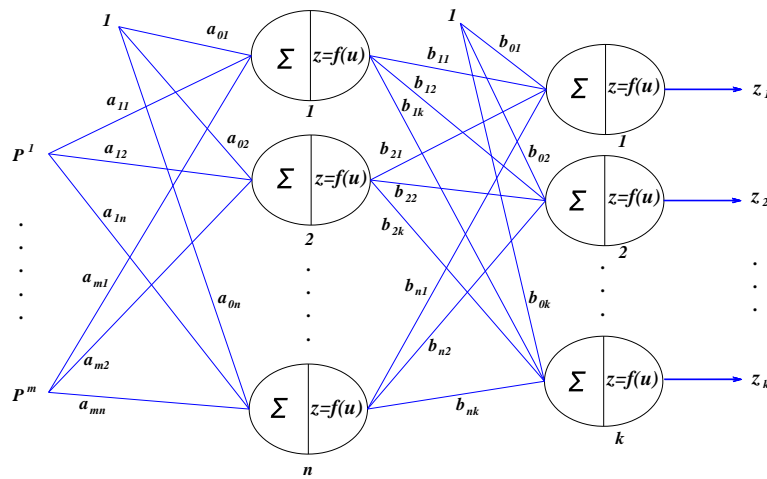


Fig. 21. Arquitectura de la Red Neuronal Artificial – MLP para el pronóstico de lluvia diaria.

Los parámetros de inicio en la arquitectura mostrada son como sigue:

Número de estaciones, $NS = 34$

Datos por estación, $DS = 2 (P_j^t \text{ y } P_j^{t-1})$

Número de neuronas de entrada, $NE = NS * DS = 2 * 34 = 68$

Se eligió 34 neuronas ocultas, igual al número de estaciones, por tanto, $NH = 34$

El número de salidas es igual al número de estaciones, $NO = 34$

Por tanto, el número de conexiones (parámetros) del modelo MLP de red neuronal es

$$NW = (NS + 1) NH + (NH + 1) NO = (68 + 1) * 34 + (34 + 1) * 34 = 3536$$

Fase de Prueba de una RNA – MLP para el pronóstico de lluvias

En este acápite se muestran los resultados de la prueba del modelo de pronóstico de red neuronal MLP con lluvia que no ha sido parte de la etapa de calibración, para lograr esto se han modificado los datos de ingreso y se han re calibrado los parámetros de la RNA, habiendo convertido los datos de lluvia a la escala (0,1), debido a que los eventos mayores deben estar considerados en la etapa de calibración.

El periodo empleado para calibrar los parámetros del modelo es 5 años, el mismo fue empleado para generar los pronósticos de la Fig. 19 , y consecuentemente se han probado con datos del siguiente año hidrológico, cuyos resultados se muestran en la Fig. 23 .

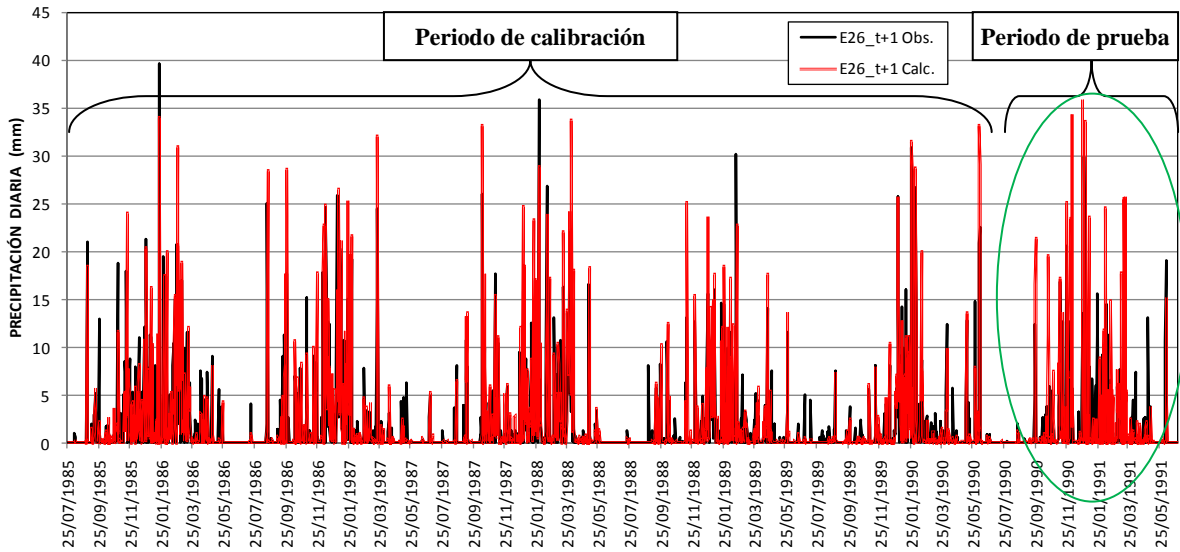


Fig. 114. Pronóstico de lluvia en el tiempo $t + 1$. Etapa de prueba para el año hidrológico posterior al periodo calibrado (1985 - 1990).

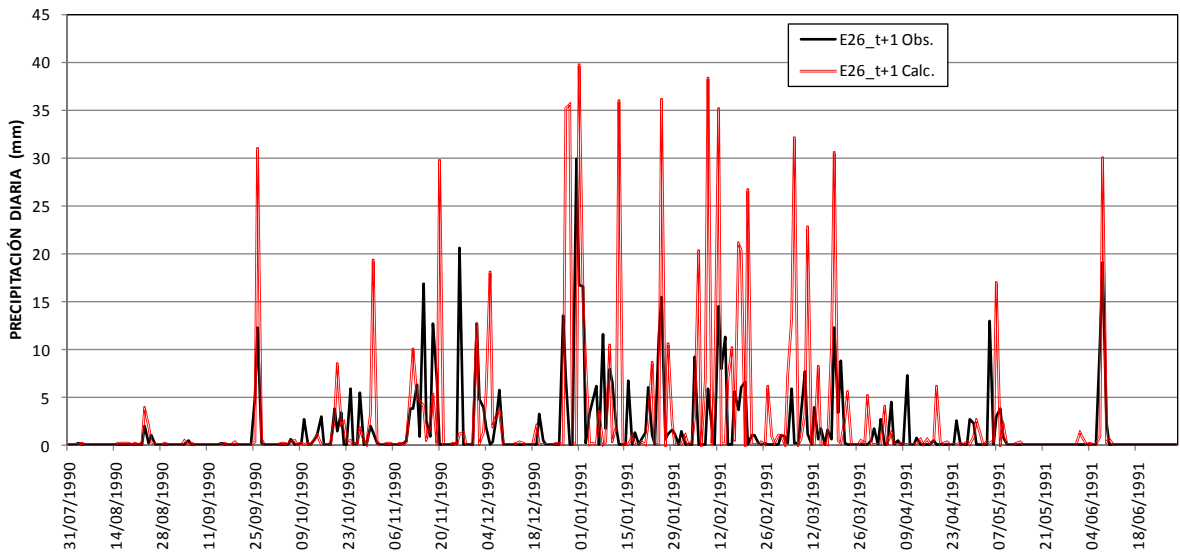


Fig. 23. Ampliación del periodo de prueba pronosticado de la Fig. 114.

Con relación a los resultados observados en la Fig. 23, se observa que una mayor parte de los eventos pronosticados en la estación E26 (San Calixto) son mayores a los observados, esto se debe probablemente a lo siguiente:

- Los registros de lluvia diaria del año hidrológico 1990-1991 son mucho menores a los periodos anteriores. Es decir, que ese año se registraron lluvias bajas en la estación San Calixto, comparadas con el periodo empleado en el proceso de calibración, de 5 años anteriores. Por tanto, es necesario introducir en la calibración más datos que tomen los efectos que producen extremos en años húmedos y años secos.
- Las otras estaciones presentan déficits en los pronósticos, lo cual deriva en plantear una siguiente fase, que consiste en optimizar los resultados con base al promedio regional.

El proceso de búsqueda y validación del modelo adecuado de pronóstico contempla los siguientes aspectos:

- Estudiar los resultados promedio en grupos de estaciones. La red de estaciones es el complemento del comportamiento del grupo de estaciones que dominan el comportamiento hidrológico de una cuenca de interés.
- Definir un área urbana y otra rural (cuencas importantes) para establecer la estrategia del pronóstico de lluvias.
- Verificar la influencia e importancia de una o más estaciones en la cuenca de interés, a fin de mejorar el resultado en el pronóstico hidrológico.
- Probar el modelo de pronóstico de las tormentas en aquellas cuencas elegidas con diversos eventos calibrados para el pronóstico de lluvias y el escurrimiento.