



UNIVERSIDAD DE CUENCA



FACULTAD DE INGENIERÍA

ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL

CUANTIFICACIÓN DE LOS ERRORES AL ESTIMAR LA INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN EN EL PÁRAMO Y LA CIUDAD, OCASIONADOS POR LA TECNOLOGÍA DE MONITOREO Y EL MÉTODO DE CÁLCULO.

Tesis previa a la obtención del
grado de Ingeniero Civil

AUTOR:

PAÚL ANDRÉS MUÑOZ PAUTA

DIRECTOR:

ING. ROLANDO ENRIQUE CÉLLERI ALVEAR, PhD

CUENCA – ECUADOR

SEPTIEMBRE 2015



Resumen

La gran influencia de la precipitación sobre las ciudades y los ecosistemas de alta montaña ameritan un estudio de los errores cometidos al estimar su intensidad de precipitación. Comúnmente, las intensidades de precipitación se estiman a partir de las mediciones de sensores de medición puntual, siendo los pluviómetros los de uso más extendido. El objetivo del presente estudio es evaluar estos errores en el páramo y la ciudad, considerando el efecto del método de cálculo empleado, la frecuencia de registro de datos y la influencia de las intensidades de precipitación propias de cada zona de estudio. Para cuantificar el error, se comparan las mediciones de pluviómetros de balancín con la medición del sensor más preciso disponible en cada zona de estudio (en el caso del páramo un disdrómetro láser). La evaluación se realiza mediante un paquete estadístico con índices de significancia, de los cuales se destaca el sesgo absoluto debido a que a menudo es la especificación que caracteriza a los pluviómetros (manual del fabricante). Como resultado principal se presenta una matriz de errores (considerando todo los parámetros antes mencionados) en el cálculo de las intensidades, con el objetivo de servir como ábacos y plantear una línea base confiable al momento de determinar el equipamiento y tipo de análisis óptimo para distintos proyectos de aprovechamiento de recursos hídricos. De modo que el usuario podrá plantear los requerimientos para calcular intensidades de precipitación con niveles de confianza del 10%, 20%, 30% y 40%.

Palabras clave: Intensidad; precipitación; resolución temporal de precipitación; incertidumbre; pluviómetro de balancín, Ecuador



Abstract

The strong influence of precipitation on urban and high mountain ecosystems requires a study of the error involved in estimating the intensity of precipitation. Commonly, precipitation intensities are estimated from punctual precipitation measurements, where rain gauges are extensively used. The aim of the investigation is to evaluate these errors in both the páramo and the city, considering the effects of the calculation method, the timescale of the recorded data and the influence of rainfall intensities of each study area. To quantify the error, results from tipping bucket gauge measurements are compared with the most accurate measurement sensor available in each study area (a laser disdrometer for the páramo). The evaluation was performed using a statistical analysis from which the absolute bias is highlighted, often being the specification that characterizes rain gauges (manufacturer's manual). Considering all the parameters mentioned above, a table of errors expected for the páramo and the city is presented with the purpose of providing a reliable guideline for determining the optimal equipment and type of analysis for different projects involving the development of hydric resources. This would enable the user to define the requirements for calculating intensity of precipitation in similar areas, with confidence levels of 10%, 20%, 30% and 40%.

Keywords: Precipitation; intensity; rainfall temporal resolution; uncertainty; tipping bucket; Ecuador



ÍNDICE

Resumen	2
Abstract.....	3
Sección 1. Introducción	9
1.1 Antecedentes	9
1.2 Tipos y fuentes de error en las mediciones de precipitación.....	12
1.3 Justificación.....	15
1.4 Objetivos del estudio	16
1.4.1 Objetivo General.....	16
1.4.2 Objetivos específicos.....	16
Sección 2. Materiales	17
2.1 Datos.....	17
2.2 Descripción de las zonas de estudio.....	17
2.2.1 Páramo de Zhurucay	17
2.2.2 Ciudad de Cuenca	18
2.3 Equipos	18
2.3.1 Pluviógrafo de balancín, “Tipping Bucket”	18
2.3.2 Disdrómetro Láser	20
Sección 3. Métodos	24
3.1 Métodos de cálculo de la intensidad de precipitación	24
3.1.1 Conteo de Tips (TC)	24
3.1.2 Interpolación cúbica (CS)	25
3.1.2.1 Selección de eventos.....	25
3.1.2.2 Formulación matemática	26
3.2 Rangos de intensidades de precipitación y escala temporal de agregación	27
3.3 Evaluación de las intensidades calculadas por los sensores	30
Sección 4. Resultados	32
4.1 Páramo.....	32
4.1.1 Efecto de la escala temporal de agregación y rango de intensidad 35	
4.1.2 Efecto del método de cálculo empleado	38
4.1.3 Efecto de la resolución del pluviógrafo empleado.....	40



4.2	Ciudad.....	44
4.2.1	Efecto de la escala temporal y rango de intensidad	47
4.2.2	Efecto del método de cálculo empleado	49
4.2.3	Efecto de la resolución del pluviógrafo empleado.....	51
Sección 5. Conclusiones		56
Sección 6. Recomendaciones e investigaciones futuras		57
Referencias		58
Anexo A. Matriz del error generado al estimar la intensidad de precipitación para el páramo y la ciudad.		62
Anexo A.1 Páramo		63
Anexo A.2 Ciudad		66



Universidad de Cuenca
Cláusula de derechos de autor

Yo, Paúl Andrés Muñoz Pauta autor de la tesis **“CUANTIFICACIÓN DE LOS ERRORES AL ESTIMAR LA INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN EN EL PÁRAMO Y LA CIUDAD, OCASIONADOS POR LA TECNOLOGÍA DE MONITOREO Y EL MÉTODO DE CÁLCULO”**, reconozco y acepto el derecho de la Universidad de Cuenca, en base al Art. 5 literal c) de su Reglamento de Propiedad Intelectual, de publicar este trabajo por cualquier medio conocido o por conocer, al ser este requisito para la obtención de mi título de Ingeniero Civil. El uso que la Universidad de Cuenca hiciere de este trabajo, no implicará afección alguna de mis derechos morales o patrimoniales como autor/a

Cuenca, Septiembre de 2015

Paúl Andrés Muñoz Pauta

C.I.:0104645619



Universidad de Cuenca
Cláusula de propiedad intelectual

Yo, Paúl Andrés Muñoz Pauta autor de la tesis "CUANTIFICACIÓN DE LOS ERRORES AL ESTIMAR LA INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN EN EL PÁRAMO Y LA CIUDAD, OCASIONADOS POR LA TECNOLOGÍA DE MONITOREO Y EL MÉTODO DE CÁLCULO", certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor/a.

Cuenca, Septiembre de 2015

Paúl Andrés Muñoz Pauta

C.I.:0104645619



AGRADECIMIENTO

Quiero agradecer a mis padres Fernando y Gladys por toda la confianza, apoyo y ánimo brindado a lo largo de mi carrera. Al Departamento de Recurso Hídricos y Ciencias Ambientales de la Universidad de Cuenca, de manera especial al Dr. Rolando Céleri y al Ing. Ryan Padrón por todo el conocimiento que me supieron impartir para el desarrollo del presente estudio.

Paúl Andrés Muñoz Pauta

Cuenca, Septiembre de 2015



Sección 1. Introducción

1.1 Antecedentes

Se conoce como precipitación a toda el agua atmosférica que cae sobre la superficie terrestre, tanto en forma líquida como sólida (nieve, granizo). En la mayor parte de la Tierra, la precipitación controla el ciclo hidrológico (The Comet Program, 2010) y por tanto constituye la principal fuente de agua en la superficie terrestre. La medición y la caracterización de la precipitación constituyen un problema básico en la hidrología (Seegerer and Villodas, 2006), razón por la cual la actividad de monitoreo es parte de la mayoría de estudios relacionados con el uso y control del agua (Aparacio, 1992). Para el presente estudio, la totalidad de la precipitación monitoreada ocurre en forma de lluvia, razón por la cual se emplea el término precipitación como sinónimo de lluvia.

La variabilidad espacio-temporal de la precipitación influye sobre la hidrología, pronóstico del tiempo, industria, agricultura, el desarrollo de la vida (animal y vegetal) y en especial sobre la economía (sobre todo cuando es escaza) (Ebert et al., 2007; Pizarro et al., 2003). En cuanto a la variabilidad espacial de la precipitación, se puede decir que es mayor cerca de la línea ecuatorial y disminuye al aumentar la latitud (Campos, 1987). Por otra parte, la variabilidad temporal está influenciada por el efecto del cambio climático (Chamba and Chunchu, 2011). La variabilidad temporal de la precipitación trae como consecuencia sequías e inundaciones, las cuales ponen en riesgo las actividades productivas agrícolas. Sin embargo, existen diversas alternativas de solución (además de las estructurales) como la previsión del tiempo a mediano plazo, mediante el análisis de la relación entre las precipitaciones y los parámetros climatológicos (Rossel et al., 1996). Las inundaciones a su vez pueden acarrear micro y macro deslizamientos, como el enorme deslizamiento de la Josefina (entre $1 \times 10^5 \text{ m}^3$ y $1 \times 10^9 \text{ m}^3$), que represó el río Paute causando cuantiosos daños, razón por la cual se implementó un red de monitoreo para alertar inundaciones catastróficas (Basabe et al., 1996). Así mismo, la variabilidad temporal incide directa e indirectamente sobre la degradación y erosión de los suelos, mediante el impacto de las gotas de lluvia que no se interceptan “rainsplash” (Morgan, 2009) y a través del crecimiento de la cubierta vegetal (Schnabel, 1998), respectivamente.

En nuestro país, la variabilidad espacio-temporal de la precipitación depende de la región estudiada. En general, está influenciada por los movimientos de las grandes masas de aire provenientes del Atlántico (Hernandez, 2005; Rossel et al., 1996; Vuille et al., 2000), por corrientes oceánicas (Humboldt) y por anomalías climáticas como el fenómeno de El Niño (El Niño Southern



Oscillation). Particularmente en la región Interandina o Sierra, la cordillera de los Andes (con dirección general Norte-Sur), constituye un gran obstáculo que regula la circulación de los vientos, de manera que se detiene la nubosidad y se crea un clima contrastado. Es por esto que en los ecosistemas de montaña la variabilidad puede llegar a ser extrema (Buytaert, Celleri, Willems, Bièvre, & Wyseure, 2006) con eventos de precipitación de alta frecuencia y de baja intensidad (Buytaert and Céleri, 2004; De Bièvre et al., 2006). En la región litoral, (Hernandez, 2005) encontró tres tipos de clima bien marcados dentro de los cuales el régimen pluviométrico se ve afectado por eventos extremos, los cuales no siguen un patrón establecido (Gálvez and Regalado, 2007). No se han encontrado estudios de variabilidad de la precipitación en la Región Insular ni Oriental a partir de mediciones de sensores en tierra. Sin embargo, si se han empleado los productos de satélites como el TRMM 3B43 Multisatellite Precipitation Analysis, con la consideración de que no se puede evaluar correctamente la variabilidad espacial en estas regiones debido a las limitaciones de la grilla empleada. Por ejemplo, la resolución espacial determinada de la grilla reporta la misma estacionalidad en sectores comprendidos en la grilla (por proximidad), pero que en realidad es distinta.

Paralelamente a la variabilidad de la precipitación en el país, el boletín meteorológico anual 2013 del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) determinó una tendencia de decremento de la precipitación acumulada respecto a su normal acumulada anual en las cuatro regiones del país (Litoral, Insular, Interandina y Oriental) (Palacios et al., 2014). De modo que se ve vuelve imprescindible el monitoreo de la precipitación en el país, con el objetivo de identificar sus características como: volumen, intensidad, variabilidad espacial, variabilidad temporal, periodos de retorno, régimen, etc.

Por otra parte, en el norte de los Andes predomina un ecosistema de humedales alpino neotropical denominado páramo, el cual cubre un área de 77000 km² (Dinerstein et al. 1995) citado en (Harden et al., 2013). La mayor parte de los páramos se ubican en Venezuela, Colombia y Ecuador, con pocos afloramientos más hacia el norte en Costa Rica y Panamá, y hacia el sur en el norte de Perú (Luteyn, 1992; Hostede, 1995) citado en (Buytaert & Céleri, 2004). Las elevaciones del páramo están en el rango de los 3000 a los 4800 metros sobre el nivel del mar (Sarmiento et al., 2003). La riqueza de los suelos y la vegetación de los páramos son de vital importancia para el desarrollo y funcionamiento de comunidades y ciudades andinas tales como Bogotá (8 millones de habitantes aproximadamente), Quito (2 millones) y algunas de menor tamaño como Cuenca (0.5 millones), Cali (1.8 millones) y Mérida (0.8 millones) (De Bièvre et al., 2006). Entre las invaluable funciones del caudal generado se citan: la dotación de agua potable para uso doméstico, dotación



de agua para uso industrial y comercial, disolución y transporte de residuos, dotación de agua para riego, dotación de la cantidad requerida para la generación de energía hidroeléctrica y para uso recreativo (WMO, 2010). Es decir, la importancia del ecosistema radica en actuar como la principal fuente y regulación de agua para el valle interandino (Buytaert, Celleri, et al., 2006). Sin embargo, el recurso de agua del Páramo se verá afectado rápidamente si no se desarrolla y administra correctamente, lo cual puede resultar en una reducción del rendimiento hídrico de las cuencas (Buytaert, Iñiguez, & Bièvre, 2007) y la distorsión de la capacidad de regulación, con un gran incremento en los caudales pico y una reducción en los caudales base (Céleri and Feyen, 2009; Crespo et al., 2014).

En las ciudades interandinas, los cambios en el régimen de precipitación afectan directamente los caudales de escorrentía (Buytaert & De Bièvre, 2012) y las intensidades altas tienen un mayor impacto en agricultura a través de la erosión, sedimentación, fallas en presas y atenuación de ondas de radio (Sadler and Busscher, 1989). Las ciudades son particularmente vulnerables a estos cambios ya que la tendencia global de urbanización y el crecimiento poblacional requieren cada vez mayores volúmenes de captura y transporte de agua (Hunt and Watkiss, 2011) citado en (Buytaert and De Bièvre, 2012).

En Ecuador, la zona montañosa andina abarca alrededor del 34% de la superficie total del país y supone un importante recurso natural desde el punto de vista de suministro de agua fresca y como medio de desarrollo sostenible para la sociedad (Céleri and Feyen, 2009).

Existen pocos estudios acerca de la estimación de la intensidad de precipitación a partir de las mediciones de los pluviógrafos. (Williams & Erdman, 1988) citado en (Wang et al., 2008) estimaron la intensidad dividiendo el volumen del pluviógrafo para el intervalo de tiempo entre cada tip. Por su parte (Sadler and Busscher, 1989) aplicaron una interpolación cúbica para obtener intensidades en una resolución de milímetros por minuto para el estudio de tormentas de corta duración. En cuanto a la precisión de las mediciones (Habib et al., 2001) simularon mediciones de la intensidad con escalas temporales de agregación de un minuto a partir de un sensor óptico, determinando que los errores son sustanciales cuando la intensidad se estima a partir de escalas menores a 10 minutos. (Ciach, 2003) evaluó las diferencias entre pluviógrafos instalados conjuntamente y concluyó que los errores tienen alta dependencia con la intensidad de precipitación y la escala temporal de agregación. La dependencia se evaluó usando regresiones no paramétricas, las cuales inclusive demostraron dependencia con la recolección y procesamiento de la información. (Wang et al., 2008) emplearon un



disdrómetro de impacto para comparar los errores generados de la estimación de la intensidad, encontrando que son sensibles a la escala temporal de agregación utilizada, al rango de intensidades y a la definición de evento, concluyendo que los errores decrecen a medida que las escalas se incrementan. (Steiner, 1996) evaluó la incertidumbre de la precipitación mensual a partir de mediciones temporalmente dispersas, influenciada por la cantidad de precipitación mensual, la frecuencia de registro de datos y la escala espacial de estimación, encontrando que los meses con mayor cantidad promedio de precipitación tienen una menor incertidumbre en la medición (para una frecuencia de registro dada), que aquellos meses con menor cantidad de precipitación mensual. Finalmente, (Padrón, 2013) analizó las ventajas y desventajas de los diferentes sensores utilizados para medir la precipitación a partir de observaciones de pluviógrafos y un disdrómetro laser en el Páramo, encontrando que la precisión de los pluviógrafos para calcular intensidades es baja (especialmente para escalas temporales de agregación menores a 10 minutos y para rangos de intensidad bajos). Sin embargo, para intensidades mayores a 5 mm hora^{-1} , los pluviógrafos estiman la cantidad de precipitación de mejor manera que el disdrómetro. Así mismo, verificó que la utilización de un escudo protector contra el viento en los pluviógrafos reduce el error de las mediciones en un 1% (para velocidades menores a 4 m s^{-1}) y subestima la cantidad de precipitación para velocidades mayores; por lo que recomienda un estudio para determinar la necesidad de emplear protecciones contra el viento en ecosistemas altoandinos.

1.2 Tipos y fuentes de error en las mediciones de precipitación

Debido a la importancia de las mediciones de precipitación para muchas aplicaciones hidrológicas, meteorológicas, climatológicas y de interés urbano o agrícolas (Duchon and Essenberg, 2001; Frei and Schär, 1998; Freni et al., 2010), se han diseñado diferentes tipos de sensores de medición, tales como: pluviómetros, pluviógrafos (por ejemplo de pesaje y de balancín), sensores de capacitancia, sensores ópticos, sensores acústicos, etc. Históricamente se han empleado pluviógrafos para medir la precipitación. Actualmente, a pesar de los recientes avances en el uso de sensores remotos, las mediciones de los pluviógrafos aún son requeridas para propósitos operacionales y de calibración (Habib et al., 2001). Es más, en los últimos años surgieron diversas técnicas para estimar la precipitación en base a una combinación de sensores remotos y pluviógrafos (Huffman et al., 2007).

Para aplicaciones hidrológicas, la información de los pluviógrafos representa la principal entrada para la simulación de modelos de precipitación-escorrentía (Habib et al., 2001). La información también se emplea para calibrar los



algoritmos de estimación de intensidad de los radares, tomando como valor real de precipitación a las mediciones de los pluviógrafos (Duchon and Essenberg, 2001; Tapiador et al., 2012). Para aplicaciones climatológicas, las mediciones de los pluviógrafos sirven para identificar y analizar la tendencia de los periodos lluviosos (Minuzzi et al., 2007). Además, las mediciones han sido incorporadas en mapas de precipitación media mensual, los cuales proporcionan información invaluable para modelos de predicción de clima e inundaciones (Legates & Willmott, 1990) citado en (Tokay et al., 2010). Para intereses urbanos y agrícolas, es importante conocer la cantidad de precipitación en la región de interés; por ejemplo, en la sierra ecuatoriana el mayor limitante para la producción de cultivos es la precipitación, lo cual constituye a los sistemas de riego como prácticas complementarias (Buytaert and Céleri, 2004).

Sin embargo, de acuerdo a la (OMM, 1994) es imposible determinar los valores reales de la precipitación, ya que no se pueden eliminar completamente los errores de medición. Los errores en los pluviógrafos pueden generarse por diversas fuentes: i) errores de medición, ii) errores sistemáticos, iii) errores estocásticos debidos a la naturaleza variable de la precipitación y iv) errores espurios (Buytaert et al., 2006a; OMM, 1994).

El error de medición es referido a las características propias del sensor y al mecanismo de medición de la precipitación, el cual aún no ha sido estudiado a detalle (Habib et al., 2001). Los principales errores de medición son los vinculados al reducido pero determinado tiempo que le toma a la balanza depositar la cantidad de precipitación entre cubetas, el cual sólo es perceptible en fuertes precipitaciones, y el error debido a la deficiencia de los pluviógrafos de balancín de medir precipitaciones del tipo lluvias ligeras y lloviznas (Michaelides, 2008; OMM, 1994).

El error sistemático es difícil de evaluar y por lo tanto de corregir, es la fuente de error más común en los sensores de precipitación puntual (Habib et al., 2001; Mekonnen et al., 2014) y se refiere a cualquier efecto que tiende a producir resultados que se apartan sistemáticamente del valor real. Por definición, el sesgo no es afectado por el tamaño de la muestra. La pérdida de precipitación inducida por el viento es probablemente el error sistemático más notable (Habib et al., 2001; Nešpor and Sevruk, 1999; Savina et al., 2012), el cual es debido a la deformación local del campo del viento producida por la elevación del sensor, de lo cual resulta la deformación de la trayectoria de la partícula de lluvia. El error se puede reducir mediante la incorporación de una protección contra el viento en los pluviógrafos (Duchon and Essenberg, 2001), lo cual se analiza también para el caso del páramo en el presente estudio.



El error estocástico o aleatorio no se puede evitar y hacer referencia al grado de incertidumbre en las mediciones por las irregularidades de la topografía, la vegetación alrededor del sensor, la variabilidad de la precipitación, inestabilidades hidrodinámicas del flujo de agua en el interior del pluviógrafo, la frecuencia de registro de datos de los pluviógrafos y la exposición del sensor a la dirección prevalente del viento (Ciach, 2003; Mekonnen et al., 2014). Este tipo de error afecta la capacidad de inferencia y generalización de los resultados y la mejor manera de reducirlo es determinar una muestra lo suficientemente amplia ya que a mayor tamaño menor variabilidad y por tanto mayor probabilidad de que los resultados reflejen la realidad del entorno. De acuerdo a (Ciach, 2003; Habib et al., 2001; Wang et al., 2008) el error aleatorio es mayor cuando las intensidades se calculan a partir de mediciones de precipitación con una frecuencia de registro de datos menor a 15 minutos. El error estocástico se reduce mediante el promedio de las mediciones de dos o más sensores colocados en el sitio (Habib et al., 2001).

Los errores espurios se refieren a los cometidos por problemas eléctricos y mecánicos durante un evento, tales como el taponamiento del embudo del pluviógrafo, interrupción de la transmisión de datos o que el equipo se quede temporalmente sin el abastecimiento de energía requerido para su operación (Habib et al., 2001). Estos errores son impredecibles y se pueden minimizar mediante el proceso de control de calidad de los datos o también mediante la comparación de las mediciones de dos o más pluviógrafos instalados conjuntamente.

Por otra parte, de acuerdo a (Ciach, 2003; Michaelides, 2008; Nystuen et al., 1996; Wang et al., 2008) los pluviógrafos de balancín son deficientes para medir intensidades de precipitación bajas ($< 1 \text{ mm hora}^{-1}$), las cuales según (Buytaert and Céleri, 2004; Padrón, 2013) predominan en el páramo andino. En respuesta a esta deficiencia se ha extendido el uso de sensores de alta resolución, de los cuales el más común es el disdrómetro (Padrón et al., 2015). Sin embargo, las mediciones del disdrómetro también se ven afectadas por factores como la influencia del viento (velocidad y dirección predominante) y las altas intensidades de precipitación (Lanzinger, 2006; Nešpor and Sevruc, 1999; Upton and Brawn, 2008).

Finalmente, se debe considerar que ningún análisis estadístico puede reemplazar a las observaciones correctas, sobre todo porque la estadística no elimina los errores sistemáticos. Sólo los errores aleatorios pueden caracterizarse por análisis estadísticos (OMM, 1994).



1.3 Justificación

La importancia del monitoreo de la precipitación obedece a las múltiples aplicaciones hidrológicas, meteorológicas, climatológicas y de interés agrícola y urbano que se derivan de ella. Es por esto que se han desarrollado un sinnúmero de sensores que miden la precipitación, con diversos mecanismos de funcionamiento, de los cuales los pluviógrafos son los de uso más extendido a nivel mundial. Las mediciones de los pluviógrafos están sometidas a una serie de errores cometidos por diversas fuentes. Sin embargo, el desarrollo computacional creciente en las últimas décadas ha incentivado la investigación en todo el mundo destinada a caracterizar, evaluar y proponer soluciones y recomendaciones desde la instalación de los pluviógrafos en el terreno hasta soluciones computacionales en el procesamiento de la información. El objetivo de los mismos es reducir los errores y obtener bases de datos más fiables previo a la ejecución de cualquier estudio de aprovechamiento de recursos hídricos.

En nuestro país, el monitoreo de la precipitación es escaso, lo que supone una deficiencia desde el inicio de cualquier proyecto de aprovechamiento del recurso hídrico. El escaso monitoreo se ve afectado además por la complicación debida a las distintas características de los sensores usados para medir la precipitación (tecnología, resolución, precisión, restricciones de operación, etc.) y la complicación debida al método de cálculo de las intensidades a partir de la información de los sensores.

Por otra parte, las iniciativas de investigación en altas montañas (ecosistemas y ciudades) atienden a la necesidad de comprender los procesos naturales y humanos y sus impactos en las zonas bajas consecuentes, considerando que en zonas de montaña, el recurso de agua está sometido a un estrés hídrico severo (Buytaert and De Bièvre, 2012; Messerli et al., 2004).

Entonces, por un lado está la importancia del monitoreo de la precipitación, y por otro lado está la importancia de las zonas altoandinas; lo cual en conjunto, ha generado una brecha en la investigación, es por esto que el desarrollo de la presente investigación es necesario desde ambos puntos de vista, y su consecución tiene como objetivo principal elaborar ábacos y plantear una línea base confiable al momento de determinar el equipamiento y tipo de análisis óptimo para distintos proyectos de aprovechamiento de recursos hídricos. De modo que el usuario podrá plantear los requerimientos para calcular intensidades de precipitación en el páramo y la ciudad con niveles de confianza del 10%, 20% ,30% y 40%, por ejemplo.



1.4 Objetivos del estudio

1.4.1 Objetivo General

- Evaluar los errores cometidos al estimar las intensidades de precipitación en el páramo de Zhuruca y la ciudad de Cuenca, a partir de las mediciones de pluviómetros de distinta resolución, considerando el efecto del método de cálculo empleado y la frecuencia de registro de datos o escala temporal de agregación.

1.4.2 Objetivos específicos

- Determinar la influencia de método de cálculo, escala temporal de agregación y rangos de intensidad de precipitación para cada zona de estudio.
- Elaborar una matriz de errores esperados para cada zona de estudio, con la finalidad de servir como una referencia para estudios futuros.
- Determinar la necesidad de utilizar pluviómetros con mecanismos físicos de protección contra el viento en el páramo.



Sección 2. Materiales

2.1 Datos

Se han conformado dos bases de datos: i) una representativa del ecosistema páramo, del observatorio ecohidrológico Zhurucay, elaborada a partir de mediciones y control de calidad a cargo del Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales de la Universidad de Cuenca, y ii) una base de datos representativa de la ciudad de Cuenca, a partir de mediciones de pluviógrafos instalados en un sector de la ciudad, a partir de mediciones y control de calidad del esfuerzo compartido de ETAPA EP (Subgerencia de Gestión Ambiental) y el Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales de la Universidad de Cuenca. La base de datos del páramo se conformó con mediciones de cuatro pluviógrafos de balancín de diferentes características y un disdrómetro láser, mientras que la base de datos de la ciudad se elaboró a partir de mediciones de tres pluviógrafos de balancín.

2.2 Descripción de las zonas de estudio

2.2.1 Páramo de Zhurucay

Todas las mediciones se realizaron a partir de varios sensores de precipitación ubicados convenientemente en el Observatorio Ecohidrológico Zhurucay, localizado al sur del Ecuador, a 85 km al suroeste de la ciudad de Cuenca y en la parte alta de la microcuenca del río Zhurucay (Coordenadas UTM: 694700, 9658750). La microcuenca tiene un área de drenaje de 7.97 km² y su cota varía entre los 3495 a 3900 m.s.n.m. (Mosquera et al., 2013; Padrón, 2013). A mayor escala, la cuenca del río Zhurucay abastece al río Jubones, el cual desemboca en el océano Pacífico.

En cuanto al clima de la microcuenca, (Vuille et al., 2000) afirma que la variabilidad de la temperatura está primordialmente influenciada por la corriente del El Niño (ENSO), y la variabilidad de la precipitación es debida al régimen Pacífico (por su proximidad). Sumado a las anomalías climáticas, la variabilidad está explicada también por la heterogeneidad de la topografía de los Andes (Cooper, 2010).

Como resultado, la precipitación en la microcuenca es homogénea y no presenta una estacionalidad marcada (Buytaert et al., 2006b). De acuerdo a (Padrón, 2013; Padrón et al., 2015) los eventos de precipitación son de intensidades bajas, el 95% de los datos de intensidad para la escala temporal de agregación de 5 minutos no superan los 5mm hora⁻¹, el 90% no pasa de 2 mm hora⁻¹ y el 50% no pasa de 1 mm hora⁻¹. Además, la precipitación está



influenciada por vientos fuertes ($>4 \text{ m s}^{-1}$) en un 25% de los datos de lluvia. El 47% de la precipitación ocurre en la tarde del día (Padrón, 2013).

El Observatorio Ecohidrológico Zhurucay se encuentra a 3780 m.s.n.m. y consta de sensores de precipitación, temperatura, humedad relativa, presión atmosférica, velocidad y dirección del viento, radiación solar y humedad del suelo. En la estación principal todos los sensores están ubicados convenientemente en un área cercada de 14x14 metros.

2.2.2 Ciudad de Cuenca

La ciudad de Cuenca se localiza en la región sur del Ecuador, provincia del Azuay, en un valle del callejón interandino de la cordillera de los Andes, a 2550 m.s.n.m. Forma parte de la cuenca alta del río Paute, cuyo afluente desemboca en el río Amazonas y a mayor escala en el océano Atlántico.

La ciudad de Cuenca está atravesada por cuatro ríos: Yanuncay, Tarqui, Machángara y Tomebamba, el cual se forma a partir de las lagunas de origen glacial del Parque Nacional El Cajas (ubicado a 30 km al oeste de la ciudad).

Las mediciones se realizaron a partir de pluviógrafos de balancín ubicados convenientemente en el sector Chirimachay de la ciudad de Cuenca, a una altitud de 3312 m.s.n.m. (Coordenadas UTM: 705968, 9689274).

2.3 Equipos

2.3.1 Pluviógrafo de balancín, “Tipping Bucket”

A continuación se describen todos los pluviógrafos de balancín (TB) empleados, tanto para el páramo de Zhurucay como para la ciudad de Cuenca. Luego, se resumen las características de interés en la Tabla 2.1.

Davis Rain Collector II, (Davis1)

El diámetro del orificio del embudo colector es de 16.5 cm, no posee malla protectora por lo que es susceptible a taponamientos. La altura del pluviógrafo es de 24 cm y pesa 2 libras. En cada tip se acciona un interruptor de lámina magnético; luego, cada marca del interruptor es contabilizada por el circuito de conteo de un datalogger Pendant, el cual guarda el tiempo (hh:mm:ss) de cada tip. El pluviógrafo opera con una batería individual de 3V no recargable, la cual debe reemplazarse periódicamente. La altura de lluvia calibrada para el volcamiento de la cubeta es de 0.254 mm.



Davis Rain Collector II, (Davis2)

El diámetro del orificio del embudo colector es de 16.5 cm (protegido con un malla para evitar taponamientos). La altura del pluviógrafo es de 24 cm y pesa 2.2 libras. En cada tip se acciona un interruptor de imán, el cual se contabiliza por el circuito de conteo del datalogger Pendant (con un mecanismo de guardado similar al del pluviógrafo Davis1). La altura de lluvia calibrada para el volcamiento de la cubeta es de 0.2 mm.

Hobo Data Logging Rain Gauge RG3-M, (Onset)

El diámetro del orificio del embudo colector es de 15.24 cm (protegido con un malla para evitar taponamientos). La altura del pluviógrafo es de 25.72 cm y pesa 2.5 libras. Según las especificaciones del fabricante, el pluviógrafo funciona correctamente en rangos de temperatura de 0 °C a 50 °C. El pluviógrafo opera con una batería individual de 3V no recargable, la cual debe reemplazarse periódicamente. En cada tip se acciona un interruptor de imán, el cual se contabiliza por el circuito de conteo del datalogger Pendant (con un mecanismo de guardado similar al del pluviógrafo Davis1). La altura de lluvia calibrada para el volcamiento de la cubeta es de 0.2 mm.

TE525MM Tipping Bucket Rain Gauge, (Texas1 y Texas 3)

El diámetro del orificio del embudo colector es de 24.5 cm (protegido con un malla para evitar taponamientos). La altura del pluviógrafo es de 29.2 cm y pesa 2.4 libras. Según las especificaciones del fabricante, el pluviógrafo opera correctamente en rangos de temperatura de 0 °C a 70 °C, con un voltaje de 12V suministrado por una batería que se recarga desde un panel solar. En cada tip se acciona un interruptor de imán, el cual se contabiliza por el circuito de conteo del datalogger Campbell Scientific, el cual guarda el número de tips que ocurren cada minuto. El volumen calibrado para el volcamiento de la cubeta es de 4.73 ml, lo cual equivale a una altura de lluvia de 0.1 mm.

TE525MM Tipping Bucket Rain Gauge with 260-953 Alter-Type Wind Screen, (Texas2)

El pluviógrafo posee las mismas características y mecanismo de guardado de la información que el Texas1 y Texas3. Sin embargo, cuenta con un escudo que minimiza el efecto del viento sobre las mediciones que efectúa.

De acuerdo a (Alter, 1937) la influencia del viento sobre las mediciones de los pluviógrafos se incrementa conforme se incrementa la velocidad del viento. Así mismo, la conocida influencia de la altura a la que se instala el pluviógrafo desde el nivel del suelo se produce principalmente por el incremento de



velocidad de viento en posiciones más elevadas. Entonces, con la finalidad de minimizar la influencia del viento y obtener mejores mediciones, se puede instalar el pluviógrafo conjuntamente con un escudo protector contra el viento.

El escudo consiste de 32 hojas de una aleación de zinc y hierro, formando un escudo que envuelve al pluviógrafo de 1.2 metros de diámetro. Las hojas miden 40.6 cm de largo y 7.6 cm de ancho. La forma de las hojas y su separación permite que ante la acción del viento se cierren al ser levantadas en un ángulo aproximado de 45°(Alter, 1937). La altura de instalación de la pantalla protectora es de 90cm y debe estar entre 1 y 3 cm sobre el pluviógrafo. Las distintas medidas del escudo protector y las medidas con respecto al pluviógrafo Texas2 son muy similares a las usadas por (Alter, 1937; Duchon and Essenberg, 2001).

SERPE Rain Gauge R01 3032, (Serpe)

El diámetro del orificio del embudo colector es de 22.57 cm (protegido con un malla para evitar taponamientos). La altura del pluviógrafo es de 30 cm y pesa 24.86 libras. El pluviógrafo opera con una batería individual de 24V no recargable, la cual debe reemplazarse periódicamente. En cada tip se acciona un pulso eléctrico, el cual se contabiliza por el circuito de conteo del datalogger propio del pluviógrafo. El volumen calibrado para el volcamiento de la cubeta es de 20 ml, lo cual equivale a una altura de lluvia de 0.5 mm.

2.3.2 Disdrómetro Láser

Thies Clima Laser Precipitation Monitor, (disdrómetro LPM)

El disdrómetro láser es un sensor basado en el funcionamiento de los disdrómetros ópticos, y tiene la capacidad de medir y detectar diferentes tipos de precipitación, tales como: llovizna, lluvia, granizo, nieve y precipitación mixta. Además el sensor es capaz de determinar los tipos de precipitación, intensidad y el espectro de partículas.

Cuando una partícula de precipitación atraviesa el haz laser de 45.6 cm², la señal recibida se reduce, de modo que el diámetro de la partícula se calcula a partir de la magnitud de la reducción. Así mismo, la velocidad de la partícula se determina a partir de la duración de la señal reducida. Luego, las mediciones se computan mediante un procesador de señal (DSP), que además de identificar si la partícula que atraviesa corresponde a un hidrometeoro, calcula el tipo de precipitación y el espectro de partículas. El tipo de precipitación es determinado a partir de la proporción estadística del diámetro de la partícula y la velocidad de caída.



La altura del disdrómetro es de 27 cm, con un ancho de 54cm y pesa 10.56 libras. Según las especificaciones del fabricante, el sensor funciona correctamente en rangos de temperatura de -40 a 70 °C, Opera con una batería individual de 24V, recargable mediante un panel solar instalado en el mismo mástil del disdrómetro.

Zona de estudio	Sensor	Resolución [mm]	Precisión	
			[%]	Rango de Intensidad [mm hora ⁻¹]
Páramo	Pluviógrafo Davis1	0.254	±1%	0-50
			±5%	50-100
	Pluviógrafo Onset	0.2	±1%	0-20
	Pluviógrafo Texas1 y Texas2	0.1	±1%	0-10
			+0%, -3%	10-20
		+0%, -5%	20-30	
	Disdrómetro Thies [‡]	0.01	≤15%	0.5-20
Ciudad	Pluviógrafo Serpe	0.5	±4%	-
	Pluviógrafo Davis2	0.2	±3%	0.2-50
			±5%	50-100
	Pluviógrafo Texas3	0.1	±1%	0-10
			+0%, -3%	10-20
		+0%, -5%	20-30	

‡ Velocidad del viento entre 0 y 3 m s⁻¹

Tabla 2.1 Características de los sensores de precipitación empleados para el páramo y la ciudad.

En la Tabla 2.1 se aprecia la resolución dominante que posee el disdrómetro LPM en contraste con los pluviógrafos TB, lo cual sumado a la capacidad para identificar partículas de diámetros reducido (caso de la neblina) significa una mayor posibilidad del disdrómetro para medir precipitaciones de baja intensidad ($\leq 1 \text{ mm hora}^{-1}$). Sin embargo, para intensidades mayores a 5 mm hora^{-1} se incurre en una subestimación de la cantidad de precipitación por parte del disdrómetro LPM, debido inclusive a que el mecanismo de medición del disdrómetro LPM clasifica como una gota de diámetro mayor a dos gotas que precipitan muy juntas (Lanzinger, 2006; Padrón, 2013). Además, de acuerdo a (Padrón, 2013) para velocidades altas de viento, el promedio de intensidad es menor, de modo que el porcentaje de partículas de pequeño tamaño será considerable. Esta situación, sumada al hecho que la velocidad de caída se



reduce conforme incrementa la velocidad del viento, podría generar que el disdrómetro subestime un poco la lluvia en relación a la precipitación real.

En la Tabla 2.2 se resume la amplitud de la base de datos de los sensores empleados en el páramo de Zhurucay, y en la Tabla 2.3 lo correspondiente para los sensores empleados en la ciudad de Cuenca.

Sensor	Base de datos	
	Desde	Hasta
Pluviógrafo Davis1	13-Agosto-2010	14-Febrero-2014
Pluviógrafo Onset	07-October-2010	04-Enero-2014
Pluviógrafo Texas1	02-Diciembre-2010	04-Abril-2014
Pluviógrafo Texas2	02-Diciembre-2010	04-Abril-2014
Disdrómetro LPM	21-Febrero-2011	01-October-2012
	09-Noviembre-2012	19-Marzo-2014

Tabla 2.2 Amplitud de la base de datos de los sensores empleados en el páramo de Zhurucay.

Para el disdrómetro LPM se contó con información diferenciada en dos periodos: i) con un registro de mediciones con frecuencia de 30 minutos para el primer periodo y ii) con un registro de mediciones con frecuencia de 5 minutos para el segundo periodo. Es importante aclarar que la diferencia en las frecuencias de registro de datos se debe a un cambio en la programación del sensor, y que sólo a partir del segundo periodo se pueden comparar las intensidades de precipitación con las mediciones de los pluviógrafos TB en escalas temporales de agregación de 5,10 ,30 y 60 minutos, mientras que el primer periodo permite comparaciones solo en las escalas temporales de agregación de 30 y 60 minutos.

Sensor	Base de datos	
	Desde	Hasta
Pluviógrafo Davis2	23-Enero-2014	02-Junio-2015
Pluviógrafo Serpe	23-Diciembre-2009	31-Diciembre-2013
Pluviógrafo Texas3	04-October-2012	02-Junio-2015

Tabla 2.2 Amplitud de la base de datos de los sensores empleados en la ciudad de Cuenca.

En la Figura 2.1.a se presenta la amplitud de la base de datos de cada sensor en el páramo, y en la Figura 2.1.b se presenta la correspondiente a los datos de la ciudad.

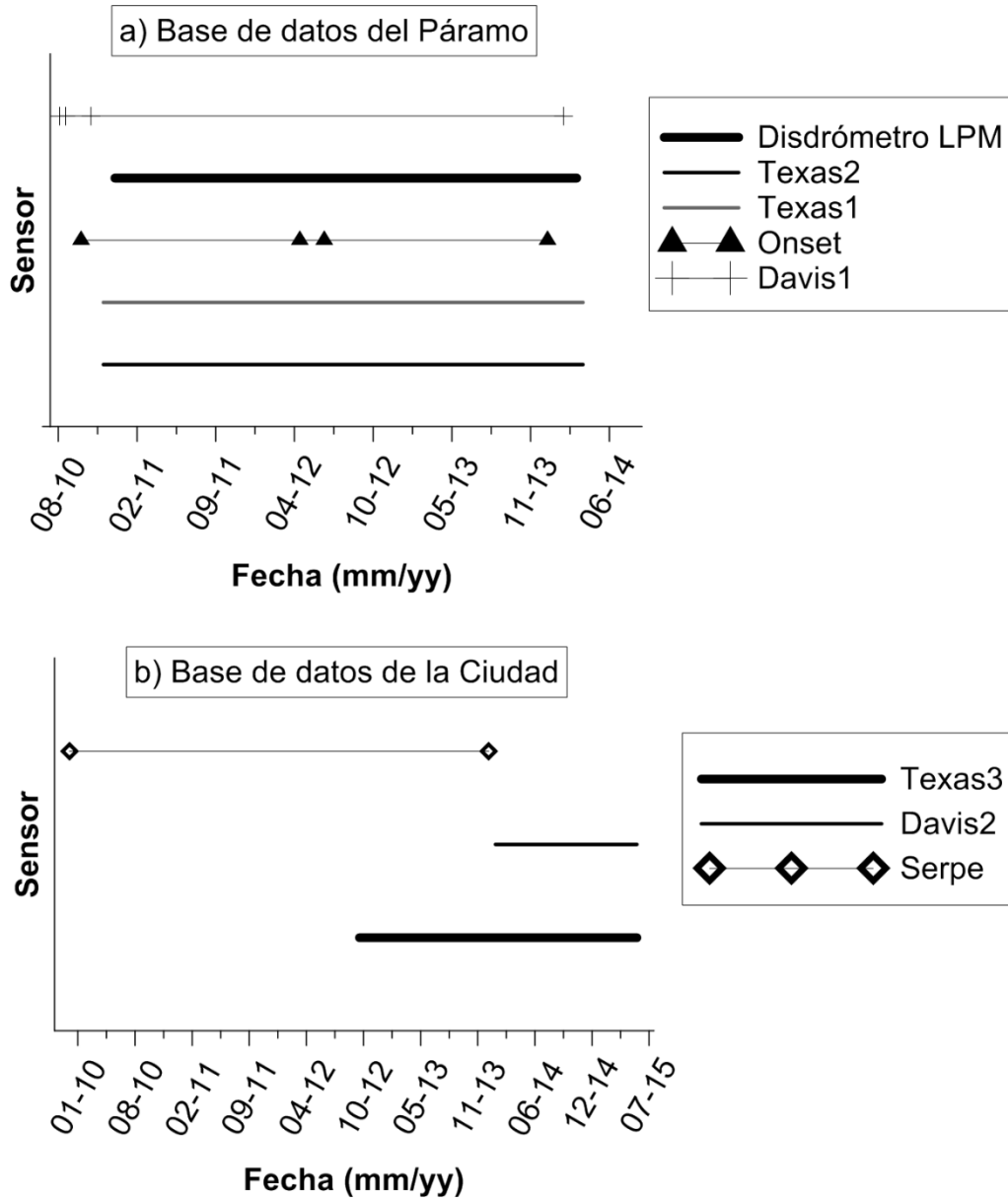


Figura 2.1 Base de datos de los sensores: a) para el páramo y b) para la ciudad.



Sección 3. Métodos

La evaluación del error ocasionado por la tecnología de monitoreo y el método de cálculo al estimar la intensidad de precipitación, contempló tres aspectos fundamentales: i) el método de cálculo de la intensidad, ii) la escala temporal de agregación con la que se han registrado las mediciones y iii) los rangos de intensidad que se están midiendo.

3.1 Métodos de cálculo de la intensidad de precipitación

La curva de precipitación acumulada es una función monótona creciente del tip del pluviógrafo, y suele ser más aproximada por métodos de interpolación (lineal, cuadrática y cúbica) que por el método de conteo de tips, el cual supone un bajo esfuerzo computacional. Sin embargo, la curva a la que se requiera ajustar la función depende de la aplicación, de la suavidad de la curva y de la disponibilidad de algoritmos (Sadler and Busscher, 1989; Wang et al., 2008).

De acuerdo a (Wang et al., 2008) la interpolación lineal simplemente conecta dos puntos de datos con un línea recta y siempre resulta en una intensidad constante entre dos tips cualesquiera, lo que supone un gran error cuando se tienen intervalos de tiempo amplios y con una alta variabilidad de precipitación. Un gran problema asociado a la interpolación de primer orden es que las intensidades interpoladas nunca son cero, incluso durante un periodo sin precipitación, lo cual supone un problema cuando el intervalo entre dos tips consecutivos es muy extenso. Por otra parte, la interpolación cuadrática produce una curva de intensidad en forma de zigzag, la cual es muy diferente a la curva real.

La interpolación cúbica y cualquier interpolación de mayor orden proporciona curvas continuas y suavizadas (Sadler and Busscher, 1989), razón por la cual se ha optado por la interpolación de tercer grado.

3.1.1 Conteo de Tips (TC)

El método de conteo de tips o Tip Counting (TC) contabiliza todos los tips del pluviógrafo en un determinado intervalo de tiempo, de manera que la intensidad de precipitación se obtiene de acuerdo a la ecuación 3.1. Cabe mencionar que no se requiere una separación previa de los datos en eventos de precipitación

$$R = \frac{V}{t} \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

Donde:

R es la intensidad de precipitación, y



V es el volumen de lluvia acumulado en el tiempo t definido

Las principales ventajas del método radican en la simplicidad y el bajo esfuerzo computacional que requiere su aplicación. Sin embargo, la precisión del método es muy susceptible a la resolución de los pluviógrafos TB, a la intensidad y a la escala temporal de agregación utilizada, cuando es menor a 10 minutos, ya que un tip puede pertenecer en realidad al intervalo inmediato anterior (Ciach, 2003; Wang et al., 2008).

En general, los errores instrumentales son mayores para este método que para cualquier otro método que interpole el volumen de precipitación entre tips. Dicho error se puede evaluar mediante el enfoque de errores aleatorios definidos por (Ciach, 2003).

A partir de los datos de cada pluviógrafo TB, se calculan las intensidades promedio instantáneas de acuerdo a la Ecuación 3.1, y mediante funciones de acumulación se pueden computar intensidades promedio en intervalos según las escala temporales de agregación requeridas de 5, 10, 30 y 60 minutos.

3.1.2 Interpolación cúbica (CS)

El algoritmo para aplicar la interpolación cúbica o Cubic Spline Interpolation (CS) requiere una definición de evento basada en el intervalo de tiempo entre dos tips consecutivos en la serie temporal empleada o basada en el volumen mínimo acumulado (Sadler and Busscher, 1989; Wang et al., 2008).

3.1.2.1 Selección de eventos

Con el objetivo de contrastar los resultados con lo hecho por otros autores, se ha optado por la definición temporal de evento.

Para seleccionar correctamente el intervalo de tiempo máximo entre dos tips consecutivos se debe considerar que escoger un intervalo corto puede resultar en la partición de un evento de larga duración como una llovizna en eventos más cortos, por otra parte escoger un intervalo largo podría englobar eventos de corta duración.

Un evento de precipitación siempre empieza antes del primer tip y a menudo termina luego del último tip. Debido a esto la cubeta queda parcialmente llena cuando un evento termina, de modo que normalmente se incurre en la subestimación de la precipitación acumulada (Sadler and Busscher, 1989; Wang et al., 2008). La cantidad exacta parcial de la cubeta no se puede determinar. Sin embargo, (Wang et al., 2008) supuso media cubeta para el inicio de cada evento, encontrando que aquello no favorece a las



extrapolaciones para todos los eventos de precipitación, pero preserva la cantidad de lluvia acumulada del evento. De modo que no se considera este aspecto para el presente estudio.

(Sadler and Busscher, 1989) impone un intervalo de tiempo de 10 minutos para sensores de resolución 0.5 mm. Por su parte (Wang et al., 2008) estudia las diferencias al imponer definiciones de 10, 15, 20, 30 y 60 minutos para pluviógrafos TB de resolución 0.254 mm, concluyendo que las intensidades de precipitación bajas son muy sensibles a la definición de eventos, mientras que las intensidades altas no lo son. Finalmente, (Padrón, 2013) adopta una definición de 30 minutos para los pluviógrafos de resolución 0.1 mm, teniendo en cuenta que los eventos en el Páramo son en general de intensidades bajas.

Entonces, en concordancia con (Padrón, 2013) se adopta la definición de 30 minutos para evaluar las mediciones tanto del páramo como de la ciudad. Luego, mediante una relación lineal se define el intervalo máximo de tiempo para los pluviógrafos TB de distinta resolución (Ver Tabla 3.1)

Pluviógrafo	Resolución (mm)	Intervalo de tiempo máximo (min)
Texas1,2 y3	0.100	30.0
Davis2	0.200	60.0
Onset	0.200	60.0
Davis1	0.254	76.2
Serpe	0.500	150.0

Tabla 3.1 Duración del evento de precipitación según la resolución del pluviógrafo.

3.1.2.2 Formulación matemática

El método de la polilínea cúbica (CS), ajusta la curva de precipitación acumulada mediante una función de tercer orden.

Mediante la definición de evento presentada en la Tabla 3.1, se divide la serie temporal de cada pluviógrafo TB en eventos de precipitación. Para cualquier evento, se determina el conjunto de pares ordenados (x_i, y_i) , donde x_i es el tiempo en minutos desde el primer tip del evento (minuto 0) y y_i es la precipitación acumulada correspondiente.

En el intervalo entre el x_j y x_{j+1} , de acuerdo a (Press et al., 1992) el objetivo de la interpolación cúbica es determinar una función cuya primera derivada sea



suave y cuya segunda derivada sea continua, ambas condiciones dentro del intervalo y en sus límites, es decir:

$$y = Ay_j + By_{j+1} + Cy_j'' + Dy_{j+1}''$$

Donde

$$A = \frac{x_{j+1} - x}{x_{j+1} - x_j} \quad ; \quad B = 1 - A = \frac{x - x_j}{x_{j+1} - x_j} ;$$

$$C = \frac{1}{6}(A^3 - A)(x_{j+1} - x_j)^2 \quad ; \quad D = \frac{1}{6}(B^3 - B)(x_{j+1} - x_j)^2$$

El único inconveniente en este punto es que no se conoce el valor de y_j'' . Ahora, para cumplir con la condición de continuidad de la primera derivada a través de los límites de los intervalos se tiene que para $j = 2, \dots, N - 1$.

$$\frac{x - x_{j-1}}{6} y_{j-1}'' + \frac{x_{j+1} - x_j}{3} y_j'' + \frac{x_{j+1} - x_j}{6} y_{j+1}'' = \frac{y_{j+1} - y_j}{x_{j+1} - x_j} - \frac{y_j - y_{j-1}}{x_j - x_{j-1}}$$

Las cuales son $N - 2$ ecuaciones lineales y N incógnitas y_i'' , $i = 1, \dots, N$. De modo que hay una familia de soluciones posibles de dos parámetros. Para encontrar una solución única se recurre a dos condiciones de frontera: i) $y_1'' = 0$ y ii) $y_N'' = 0$, las cuales definen la denominada polilínea cúbica natural.

Un problema común asociado a la aplicación del método es que se pueden obtener intensidades de precipitación negativas. Esto sucede cuando existen grandes gradientes de precipitación en rangos de intensidad pequeños (Wang et al., 2008), de modo que para todos estos casos se adopta una intensidad nula y se ajusta todas las intensidades estimadas en el evento para que el sesgo de la cantidad de lluvia real y la calculada se anule.

Cuando un evento de precipitación consiste en un solo tip no se puede aplicar CS, ya que no existe ni una primera ni segunda derivada de los datos de los sensores TB. En su defecto, esta cantidad de precipitación puede ser acumulada durante un fuerte periodo de precipitación de varios segundos, o puede referirse a una llovizna de varias horas. De la misma manera, cuando un evento consiste de dos tips, la segunda derivada es nula y por lo tanto el método se transforma en una interpolación lineal.

3.2 Rangos de intensidades de precipitación y escala temporal de agregación

Con el objetivo de determinar las categorías o rangos de intensidad en las que se evaluó específicamente el efecto de la intensidad sobre las mediciones de



precipitación, se elaboraron curvas de excedencia tanto para el páramo como para la ciudad. Estas curvas permiten identificar la distribución y entre qué valores oscilan los datos del páramo y la ciudad. Para el caso del páramo (Ver Figura 3.1.a), se han empleado las intensidades promedio calculadas a partir de las mediciones en una escala temporal de agregación de 5 minutos del pluviógrafo Texas1. Así mismo, para el caso de la ciudad (Ver Figura 3.1.b) se han empleado las intensidades promedio calculadas a partir de las mediciones en una escala temporal de agregación de 5 minutos del pluviógrafo Texas3.

De acuerdo a las recomendaciones de (Padrón, 2013), las categorías o rangos de intensidades de precipitación para cada zona de estudio se determinaron de forma que en cada categoría los datos estén equitativamente distribuidos dentro del intervalo (Ver Tabla 3.2). De esta manera, se han determinado para ambas zonas de estudio los rangos de intensidad de: 0-1, 1-2, 2-5, 5-10 y > 10 mm hora⁻¹.

Además, para evaluar el efecto de la escala temporal de agregación empleada, se han acumulado los tips de los pluviógrafos TB en escalas temporales de agregación de 5, 10, 30 y 60 minutos, dentro de los cuales se contemplan las categorías de intensidad mencionadas anteriormente. Las escalas empleadas son semejantes a las empleadas por varios autores como (Padrón, 2013; Wang et al., 2008).

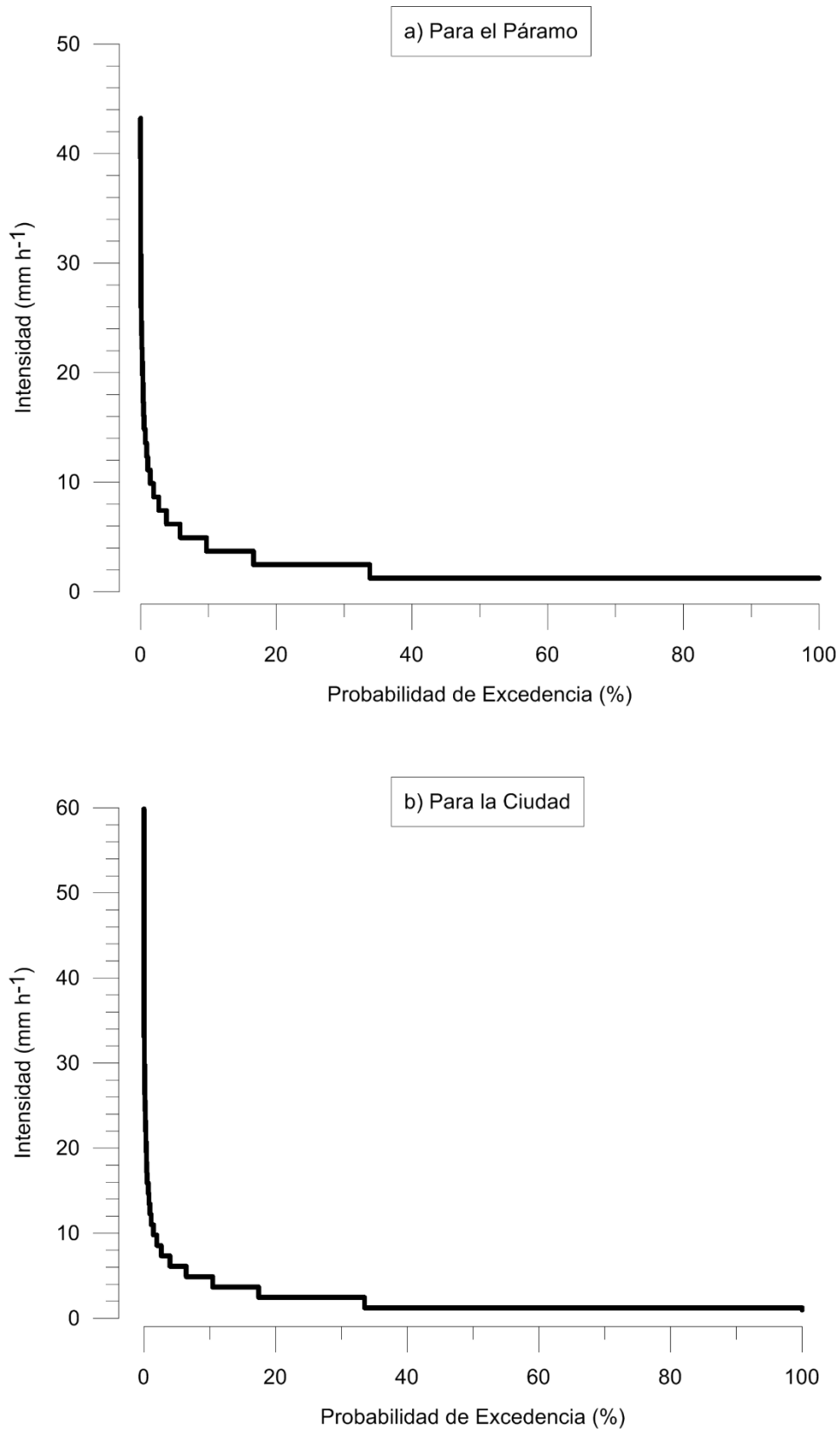


Figura 3.1 Curva de probabilidad de excedencia. a) para el páramo y b) para la ciudad.

3.3 Evaluación de las intensidades calculadas por los sensores

La evaluación del error al estimar la intensidad precipitación es referida a: i) el método empleado (TC y CS), ii) la escala temporal de agregación adoptada (5, 10, 30 y 60 minutos) y iii) los rangos de intensidad propios de la zona de estudio (0-1, 1-2, 2-5, 5-10 y mayores a 10 mm hora⁻¹). Para el efecto, las mediciones de la intensidad de precipitación de los pluviógrafos deben compararse con una medición de referencia, proporcionada por el sensor de mejor resolución en cada zona de estudio.

Para el caso del páramo, se ha adoptado como referencia a la intensidad medida por el disdrómetro LPM (resolución 0.01), la cual procesa la información de las partículas de precipitación que atraviesan el haz laser y calcula la intensidad correspondiente. Los valores de la intensidad del disdrómetro LPM se han agregado en escalas temporales de 30 y 60 minutos desde el 21/02/2011 hasta el 01/10/2012, y se han agregado en escalas de 5, 10, 30 y 60 minutos desde 09/11/2012 hasta el 26/03/2012.

Para el caso de la ciudad, se ha adoptado como referencia a la intensidad de precipitación estimada por el método CS y a partir de las mediciones del pluviógrafo Texas3 (resolución 0.1mm).

Ahora, con el objetivo de cuantificar el error cometido al estimar la intensidad de precipitación, se empleó un paquete estadístico con índices similares a los usados por varios autores como (Padrón, 2013; Tokay et al., 2010). El paquete incluye estadísticos como el coeficiente de correlación de Pearson (R^2), el sesgo (bias), sesgo absoluto, sesgo absoluto ponderado, porcentaje de sesgo y porcentaje absoluto del sesgo. Además se emplea el coeficiente de correlación no paramétrica de Spearman, ya que los datos de precipitación no poseen una distribución normal, lo cual resta validez a R^2 (Padrón, 2013).

Se entiende por sesgo la diferencia promedio entre el total de dos variables, en nuestro caso la intensidad entre dos sensores x e y . Donde x corresponde a la medición del sensor que va a evaluar e y corresponde a la medición del sensor referencia según la zona de estudio, y se expresa de la siguiente manera:

$$\text{Sesgo (bias)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i),$$

$$\text{Sesgo absoluto (absolute_bias)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - y_i|,$$



El sesgo ponderado y el sesgo ponderado absoluto son similares a la definición anterior del sesgo (bias) pero con una ponderación de acuerdo a la cantidad de precipitación, por lo tanto:

$$\text{Sesgo ponderado (weighted_bias)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \omega_i (x_i - y_i),$$

$$\text{Sesgo absoluto ponderado (weighted_absolute_bias)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \omega_i |x_i - y_i|,$$

Donde la función de ponderación se define como:

$$\omega_i = \frac{(x_i + y_i)/2}{\bar{y}},$$

Donde \bar{y} es la medición promedio del sensor de referencia, con la finalidad de evaluar a cada sensor con la misma referencia.

El efecto de ponderar la función del sesgo implica una mayor significancia para aquellos eventos con mayor acumulación de precipitación en el cálculo del sesgo y el sesgo absoluto. Por otro lado, el porcentaje del sesgo y el porcentaje del sesgo absoluto son las relaciones del sesgo y el sesgo absoluto con el promedio del sensor.

$$\% \text{ Sesgo (percent_bias)} = \frac{\text{Sesgo}}{\bar{y}},$$

$$\% \text{ Sesgo absoluto (percent_absolute_bias)} = \frac{\text{Sesgo absoluto}}{\bar{y}},$$

Cada índice tiene su propia importancia y significado; sin embargo, para la evaluación del rendimiento de cada sensor se selecciona el porcentaje del sesgo absoluto, ya que a menudo la precisión de los sensores en sus especificaciones se relaciona con el porcentaje absoluto del error para un intervalo de intensidad dado, tal como lo indica la Tabla 2.2. Si al sesgo absoluto porcentual se le sustrae el sesgo porcentual, el índice generado (denominado error) es una medida más cercana del error total generado al estimar la intensidad de precipitación, es decir:

$$\text{Error} = \% \text{ Sesgo absoluto} - |\% \text{ Sesgo}|$$



Sección 4. Resultados

En el Anexo A se presentan las matrices de errores obtenidos al estimar la intensidad de precipitación en el páramo y en la ciudad, a partir de las mediciones de cada pluviógrafo TB en la zona de estudio y en función del sensor de referencia. Adicionalmente, en cada matriz se presenta el error generado al emplear el método TC tomando como referencia el método CS para cada pluviógrafo TB en la zona de estudio.

4.1 Páramo

En la Tabla 4.1.1 se presenta la correlación existente (Spearman) de la precipitación acumulada cada 5 minutos entre los pluviógrafos (Texas1, Texas2, Onset y Davis1) y el sensor de referencia (disdrómetro LPM). Para el efecto, se compararon las intensidades calculadas mediante el método CS.

Sensor	Texas1	Texas2	Onset	Davis1
[ρ]	0.91	0.91	0.87	0.87

Tabla 4.1.1. Correlación entre los pluviógrafos instalados en el páramo y el sensor de referencia.

Los valores de ρ indican que la correlación es estadísticamente significativa, la probabilidad de que la precipitación de cada pluviógrafo (Texas1, Texas2, Onset y Davis1) instalado en el páramo no esté correlacionada con la precipitación del disdrómetro LPM es menor al 13%.

En la Tabla 4.1.2 se presenta la evolución de la correlación de Spearman según los distintos rangos de intensidad de precipitación calculados. A medida que se incrementa la escala temporal de agregación, se incrementa la correlación existente.

Escala temporal de agregación [minutos]	Texas1	Texas2	Onset	Davis1
5	0.91	0.91	0.87	0.87
10	0.94	0.94	0.91	0.91
30	0.95	0.95	0.95	0.94
60	0.95	0.96	0.95	0.94

Tabla 4.1.2. Correlación de Spearman entre los pluviógrafos instalados en el páramo y el sensor referencia según la escala temporal de agregación.

La Tabla 4.1.3 presenta la matriz de errores mínimos obtenidos considerando las diferentes escalas temporales de agregación, rangos de intensidad y métodos de cálculo. El error mínimo hace referencia al menor error cometido con cualquiera de los dos métodos, de todos los pluviógrafos estudiados y para



un rango de intensidad y escala temporal de agregación específico. Se encontraron dos patrones bien definidos para determinar el método que produce el menor error al estimar las intensidad (los cuales se ajustaron con un margen de error del 3%) una para los pluviógrafos Texas1-Texas2 y otra para los pluviógrafos Onset-Davis1. Los patrones se explican considerando las resoluciones semejantes de cada par de pluviógrafos.

Así mismo, en la Tabla 4.1.4 se presenta la matriz de errores generada sin categorizar las intensidades por rangos de intensidad, siendo de mayor utilidad para el lector desde el punto de vista de servir como un indicador preliminar y determinante para la programación de la actividad de monitoreo cuando no se conocen las intensidades de precipitación de la zona de estudio. De modo que para el presente estudio, empleando la información de un pluviógrafo de resolución 0.1 mm, no se pueden estimar intensidades de precipitación con un error menor al 20%, 15%, 16% y 14% para las escalas temporales de agregación de 5, 10, 30 y 60 minutos respectivamente (Ver Tabla 4.1.4).

La Figura 4.1.1 se ha construido a partir de los datos de la Tabla 4.1.3, y de la misma se concluye que a medida que se afina la escala temporal de agregación o la frecuencia de registro de datos de la precipitación, los errores mínimos que se pueden esperar en las intensidades calculadas con el método más eficiente (entre TC y CS) se incrementan incluso hasta en un 71% (para el rango de intensidad de 0-1 mm hora⁻¹ en la escala temporal de agregación temporal de 10 minutos del pluviógrafo Davis1). Así mismo, se concluye que al emplear las escalas temporales de 30 y 60 minutos, el error mínimo es similar en rangos de intensidad entre 0 y 3 mm hora⁻¹, y a partir de ese rango se observa una reducción del error.

Escala	Rango de	Texas1	 Texas2	Onset	Davis
---------------	-----------------	---------------	----------------	--------------	--------------



temporal de agregación [minutos]	intensidad [mmhora ⁻¹]	(0.1mm)		(0.1mm)		(0.2mm)		(0.254mm)	
		TC	CS	TC	CS	TC	CS	TC	CS
5	0-1		49%		53%		58%		59%
	1-2		19%		15%		17%		16%
	2-5		19%		16%		14%		12%
	5-10		14%		12%		12%		12%
	>10		7%		7%		5%		6%
10	0-1		40%		35%		59%		71%
	1-2	16%		9%		15%		15%	
	2-5	15%		11%		12%		12%	
	5-10	11%		9%		9%		7%	
	>10	3%		1%		2%		5%	
30	0-1		18%		24%		34%		43%
	1-2	14%		7%		11%		12%	
	2-5	13%		7%		9%		8%	
	5-10	8%		5%		9%		6%	
	>10	1%		1%		3%		0%	
60	0-1		17%		21%		26%		30%
	1-2	13%		7%		8%		8%	
	2-5	11%		6%		9%		7%	
	5-10	1%		1%		2%		0%	
	>10	0%		0%		0%		0%	

j Con protección contra el viento Alter-Type Wind Screen

Tabla 4.1.3. Error mínimo al estimar la intensidad de precipitación en el páramo por escala temporal de agregación y rango de intensidad, a partir de pluviógrafos de distintas resoluciones.

Escala temporal de	Texas1 (0,1mm)	j Texas2 (0,1mm)	Onset (0,2mm)	Davis1 (0,254mm)
--------------------	----------------	------------------	---------------	------------------

agregación [minutos]	TC	CS	TC	CS	TC	CS	TC	CS
5	47%	20%	47%	20%	66%	25%	74%	27%
10	31%	15%	30%	15%	40%	19%	47%	20%
30	23%	16%	23%	16%	28%	18%	31%	18%
60	20%	14%	19%	14%	22%	15%	24%	14%

¡ Con protección contra el viento Alter-Type Wind Screen

Tabla 4.1.4. Error al estimar la intensidad de precipitación en el páramo por escala temporal de agregación, a partir de pluviógrafos de distintas resoluciones.

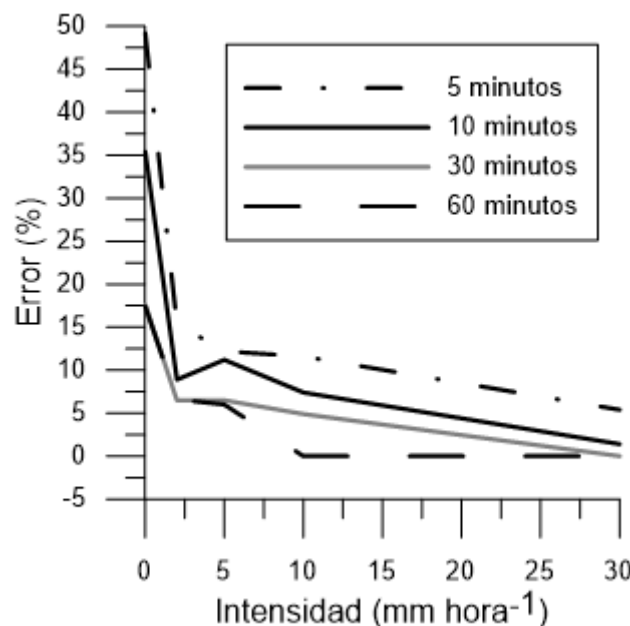


Figura 4.1.1 Error mínimo al estimar la intensidad de precipitación en el páramo por escala temporal y rango de intensidad, a partir de pluviógrafos de distintas resoluciones.

4.1.1 Efecto de la escala temporal de agregación y rango de intensidad

Para efecto de la evaluación del efecto de la escala temporal de agregación y rango de intensidad, se promedia el error de los pluviógrafos sin protección contra el viento (Texas1, Onset y Davis1) y se analiza su evolución conforme se incrementan las intensidades de precipitación medidas. Es decir, conforme se avanza en los distintos rangos de intensidad para cada escala temporal de agregación. De modo que no se considera el efecto de las distintas resoluciones de los pluviógrafos TB empleados.



Además se evalúa el efecto de utilizar un pluviógrafo con un mecanismo de protección contra el viento Alter-Type Wind Screen (Texas2), mediante la comparación directa del error con el correspondiente al Texas1.

Para todas las escalas temporales de agregación, a medida que se incrementa la intensidad de precipitación medida, el error promedio al aplicar tanto el método de TC como el método CS, se reduce. De acuerdo a la Figura 4.1.2, la mayor reducción del error se presenta entre intensidades de 0 a 3 mm hora⁻¹, en lo que se denomina intervalo de precipitación crítico de medición para el páramo. La característica de crítica atiende al efecto del error significativo cometido cuando en una zona de estudio las intensidades medias de precipitación están en este rango, como por ejemplo el caso del páramo donde al menos el 90% de las intensidades se encuentran en este intervalo. A partir del intervalo crítico de medición, la reducción del error es lenta y gradual, semejante a un comportamiento lineal.

Así mismo, para todas las escalas temporales de agregación, al comparar los errores cometidos por un pluviógrafo con mecanismo de protección contra el viento (Texas2) con los errores cometidos por un pluviógrafo de características similares pero sin protección contra el viento (Texas1), en el rango de intensidad 0-1 mm hora⁻¹ se ha observa una reducción del error cuando se emplea el método de cálculo TC. Sin embargo el efecto es adverso al emplear el método CS, donde el error se incrementa levemente. Para los rangos de 1-2, 2-5, 5-10 y >10 mm hora⁻¹ se reduce el error aplicando tanto el método de TC como el método CS (Ver Figura 4.1.3).

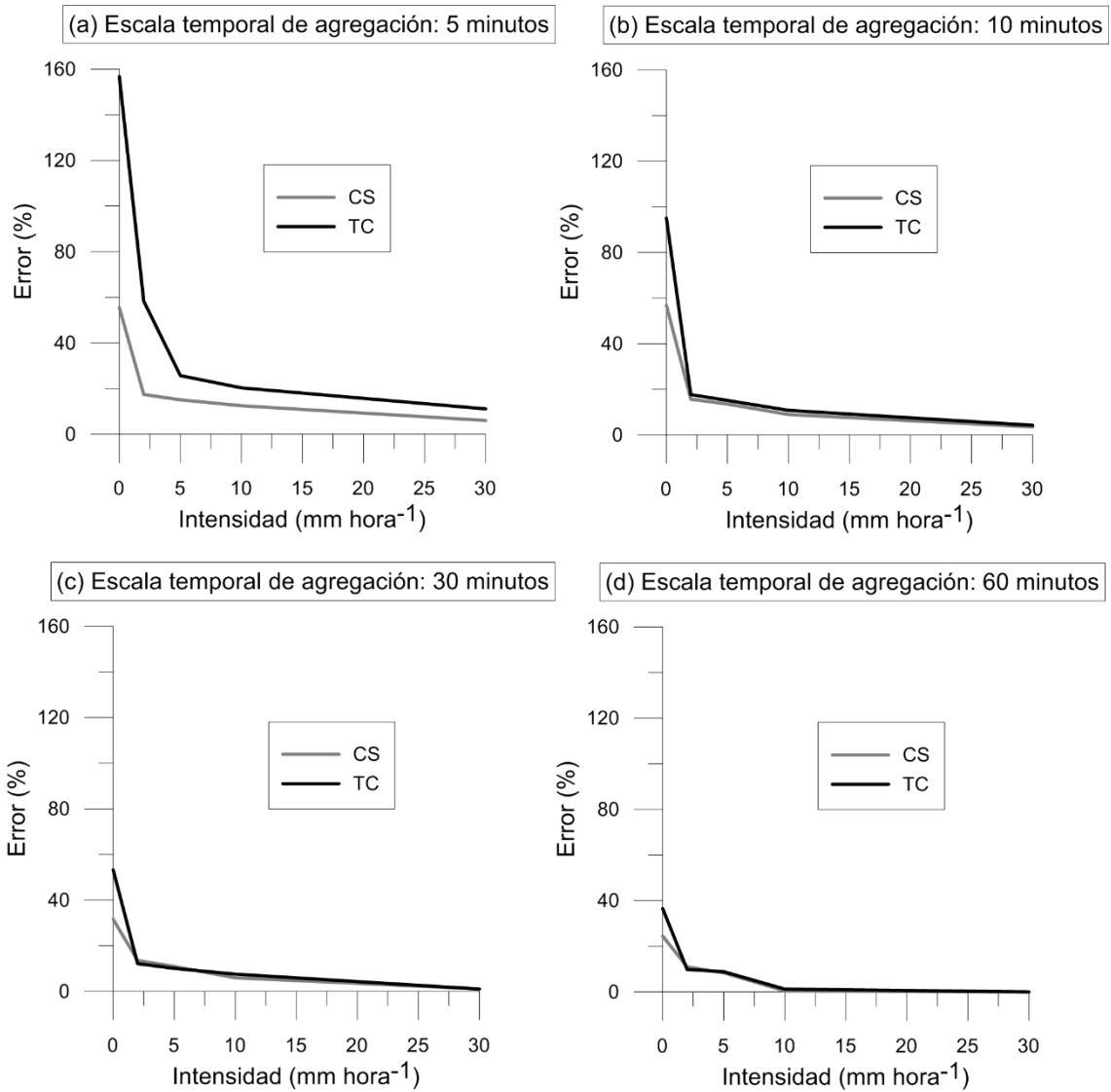


Figura 4.1.2. Evolución del error promedio al estimar la intensidad de precipitación para las escalas temporales de agregación de: a) 5, b) 10, c) 30 y d) 60 minutos.

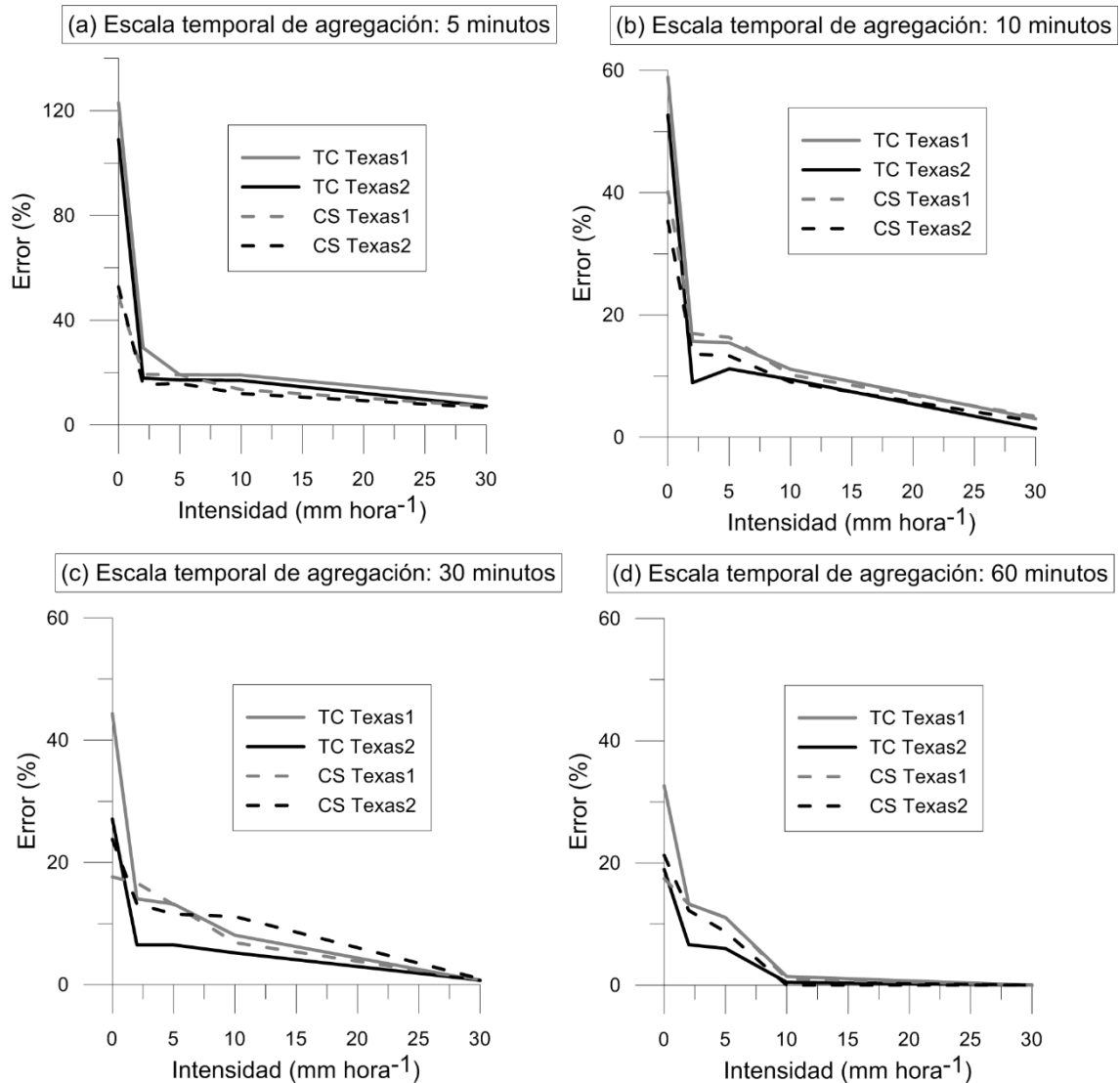


Figura 4.1.3. Reducción del error al estimar la intensidad de precipitación con un pluviógrafo con mecanismo de protección contra el viento para las escalas temporales de agregación de: a) 5, b) 10, c) 30 y d) 60 minutos. Notar que para la escala temporal de agregación de 5 minutos, la escala vertical es distinta.

4.1.2 Efecto del método de cálculo empleado

Para evaluar el efecto del método de cálculo empleado se cuantifica la reducción de error promedio al emplear el método TC en lugar del método CS. El error promedio se obtiene de la misma manera que para la evaluación del efecto de la escala temporal de agregación y rango de intensidad. Además, se indica el error promedio obtenido al estimar intensidades con el método de TC como la proporción de la intensidad promedio estimada por el método CS.

En concordancia con el efecto de la escala temporal de agregación y los rangos de intensidad, la reducción más importante del error se produce en el intervalo de medición crítico (Ver Figura 4.1.4).

Así mismo, para todos los rangos de intensidades, el error promedio al calcular intensidades por el método TC como proporción de la intensidad estimada con el método CS se reduce (Ver Figura 4.1.5).

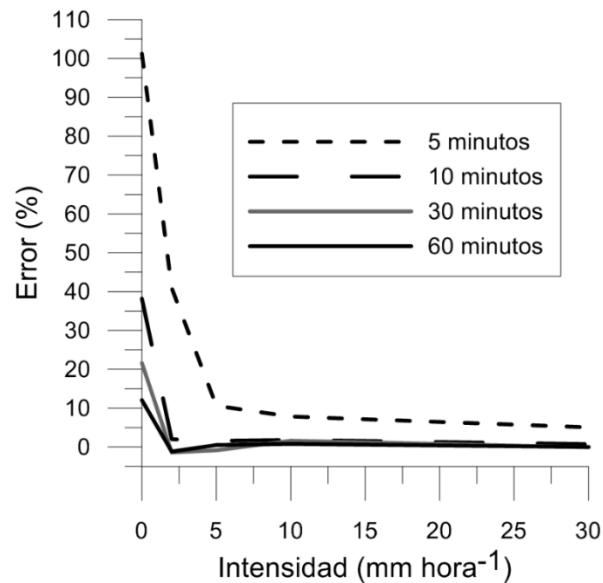


Figura 4.1.4. Reducción del error promedio al estimar la intensidad con el método CS en lugar del método TC, para las escalas temporales de agregación de 5, 10, 30 y 60 minutos.

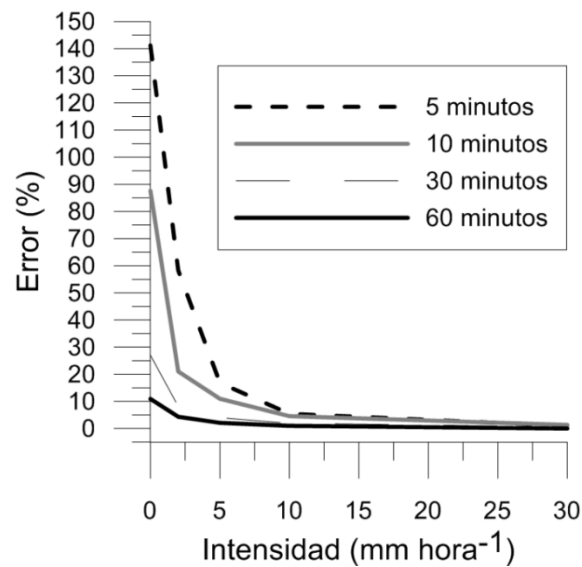


Figura 4.1.5. Evolución del error promedio al estimar la intensidad con el método TC como proporción de la intensidad estimada con el método CS, para las escalas temporales de agregación de 5, 10, 30 y 60 minutos

4.1.3 Efecto de la resolución del pluviógrafo empleado

El efecto de las distintas resoluciones se refiere al ocasionado por la evolución del error al estimar la intensidad de precipitación a medida que se reduce la resolución del pluviógrafo TB empleado.

Para evaluar el efecto de la tecnología de monitoreo sobre las intensidades de precipitación calculadas, se indican los errores obtenidos para las distintas resoluciones de los pluviómetros TB en las diferentes escalas temporales de agregación y rangos de intensidad. Para ello, en la Figura 4.1.6 se presenta la evolución del error empleando el método de cálculo TC y en la Figura 4.1.7 la correspondiente al método CS. Luego, se indica el error mediante una comparación directa del error al estimar intensidades con el método de TC como la proporción de la intensidad promedio estimada por el método CS (Ver Figura 4.1.8).

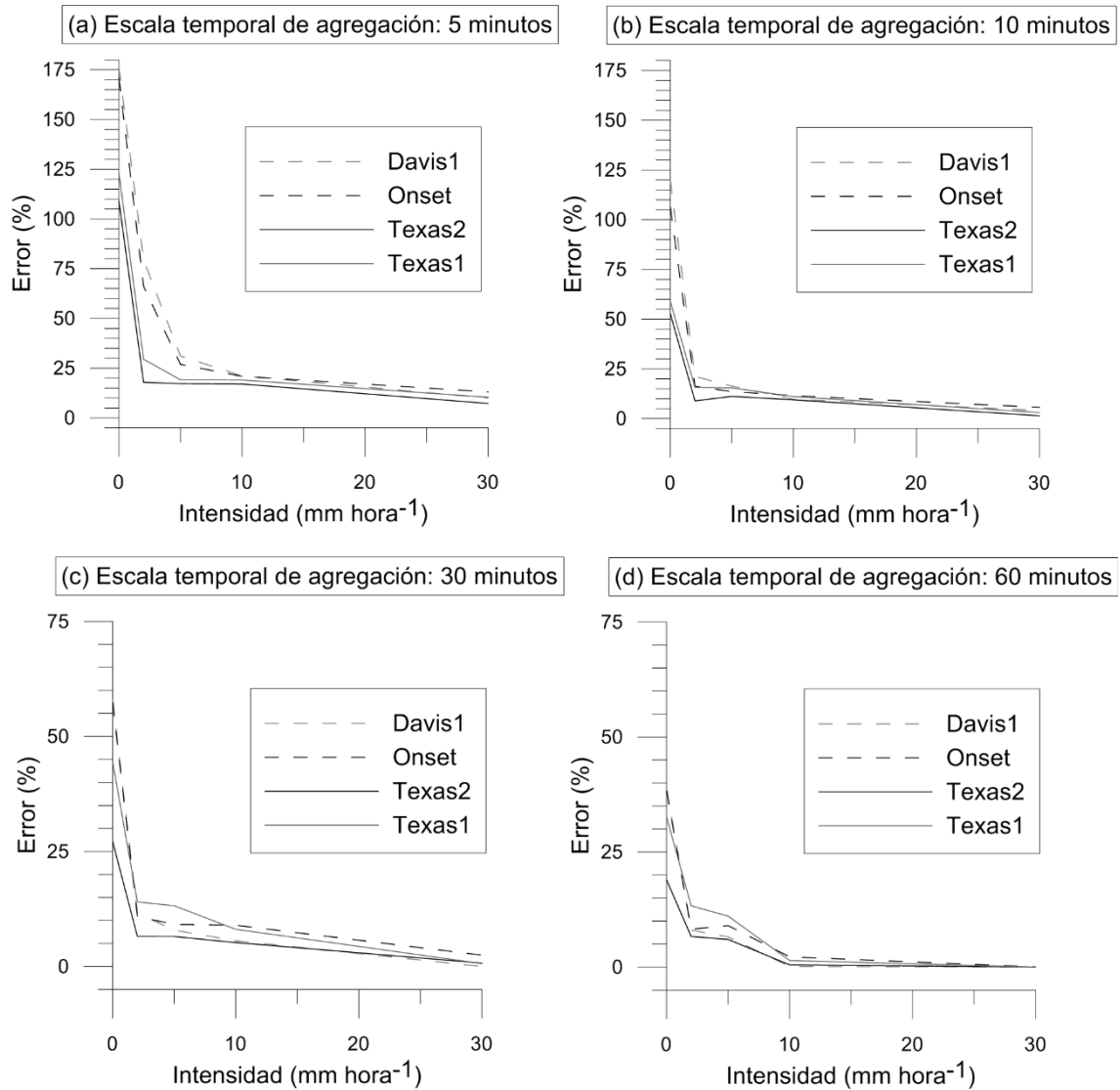


Figura 4.1.6. Evolución del error por resolución al estimar la intensidad con el método TC para las escalas temporales de agregación de: a) 5, b) 10, c) 30 y d) 60 minutos. Notar que para la escala temporal de agregación de 30 y 60 minutos, la escala vertical es distinta.

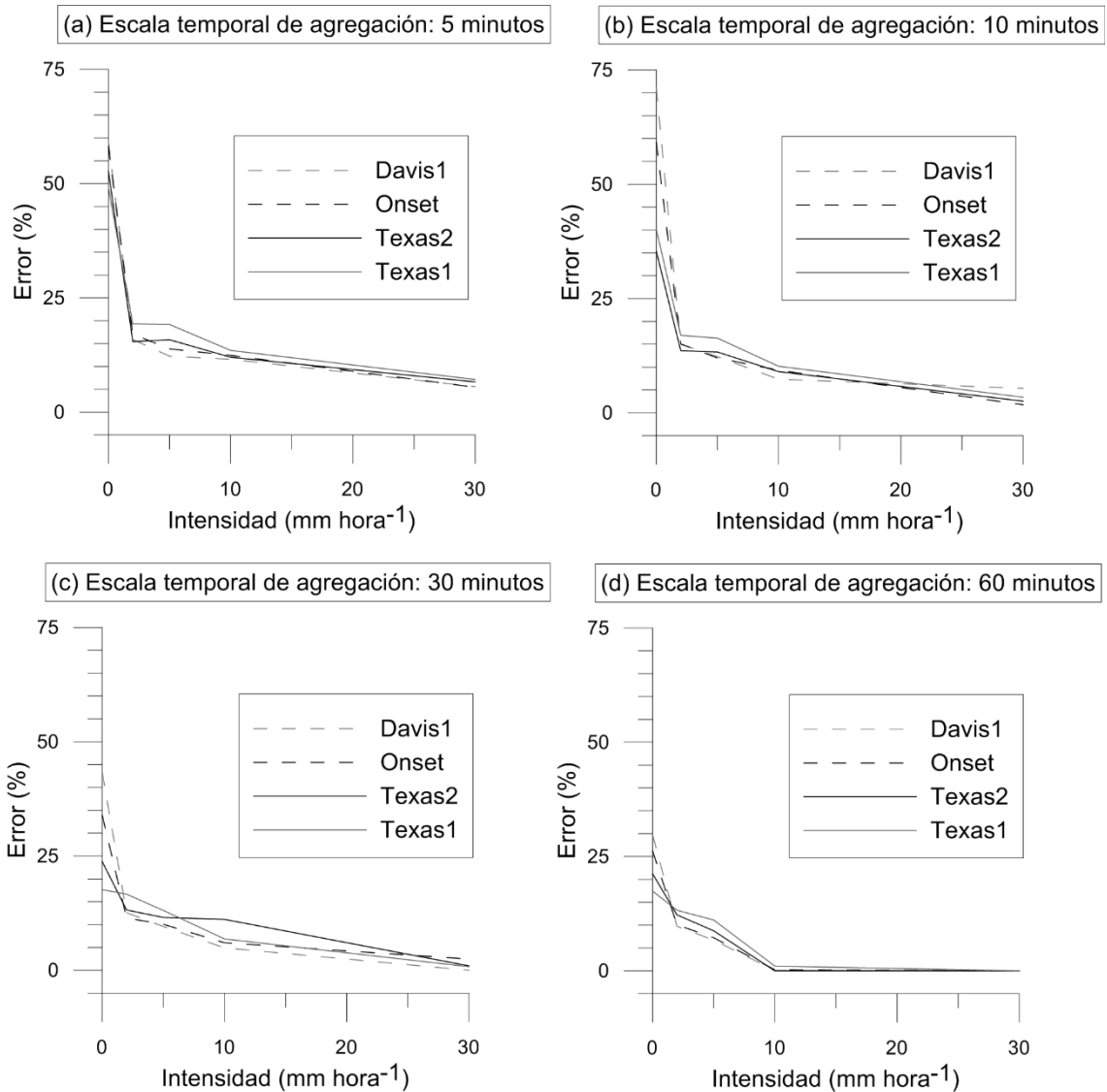


Figura 4.1.7. Evolución del error por resolución al estimar la intensidad con el método CS para las escalas temporales de agregación de: a) 5, b) 10, c) 30 y d) 60 minutos.

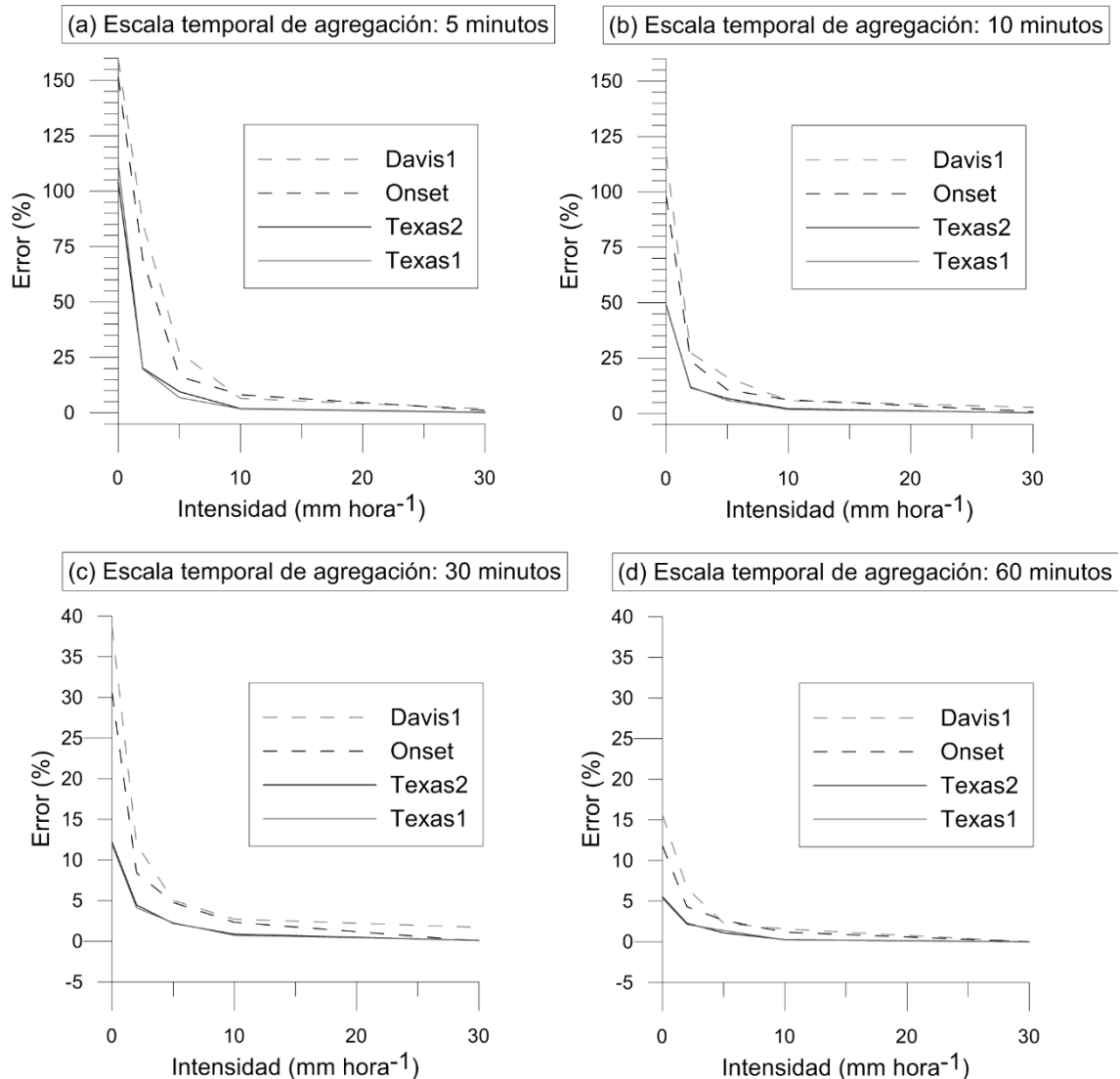


Figura 4.1.8. Evolución del error por resolución al estimar la intensidad con el método TC como proporción de la intensidad estimada con el método CS, para las escalas temporales de agregación de: a) 5, b) 10, c) 30 y d) 60 minutos. Notar que para la escala temporal de agregación de 30 y 60 minutos, la escala vertical es distinta.

De acuerdo a la Figura 4.1.6 y Figura 4.1.7 se concluye que en el páramo, para todas las resoluciones de los pluviógrafos estudiadas (incluyendo un pluviógrafo con mecanismo de protección contra el viento Alter-Type Wind Screen) y para ambos métodos de cálculo (TC y CS), el error generado al estimar la intensidad de precipitación se incrementa a medida que se reduce el intervalo de agregación de la información; es decir, para escalas temporales de agregación menores. El efecto es más marcado para las escalas temporales de agregación de 5 y 10 minutos y para rangos de intensidad bajos, donde las intensidades de precipitación calculadas sufren errores significativos.



Las intensidades de precipitación calculadas por el método TC, para las escalas temporales de agregación de 5 y 10 minutos y para el rango de intensidad de 0 a 2 mm hora⁻¹, generan un error que está directamente relacionado con la resolución del pluviógrafo, de tal forma que a mejor resolución, menor error generado. El rango de intensidades de 0 a 2 mm hora⁻¹ se denomina como rango característico del páramo, ya que como se mencionó anteriormente el 90% de la precipitación presenta intensidades en este rango. A medida que se incrementan las escalas temporales de agregación y las intensidades de precipitación (alejándose del rango característico del páramo), la relación del error con la resolución del pluviógrafo tiende a invertirse. De tal forma que para intensidades > 10 mm hora⁻¹ de la escala temporal de agregación de 60 minutos, el menor error es generado por el pluviógrafo de menor resolución.

Las intensidades de precipitación calculadas por el método CS, para todas las escalas temporales de agregación estudiadas y para el rango de intensidad de 0 a 1 mm hora⁻¹, generan un error que está directamente relacionado con la resolución del pluviógrafo, de tal forma que a mejor resolución, menor error generado. Para el rango de intensidad > 1 mm hora⁻¹ la relación del error con la resolución del pluviógrafo tiende a invertirse, de tal forma el menor error es producido por el pluviógrafo de menor resolución de los estudiados.

4.2 Ciudad

En la Tabla 4.2.1 se presenta la correlación existente (Spearman) de la precipitación acumulada cada 5 minutos entre los pluviógrafos (Serpe y Davis2) y el pluviógrafo de referencia (Texas3). Para el efecto, se compararon las intensidades calculadas mediante el método.

Sensor	Serpe	Davis2
[ρ]	0.80	0.94

Tabla 4.2.1. Correlación de Spearman entre los pluviógrafos instalados en la ciudad de Cuenca y el pluviógrafo de referencia.

Los valores de ρ indican que la correlación es estadísticamente significativa, la probabilidad de que la precipitación de cada pluviógrafo (Serpe y Davis2) instalado en la ciudad no este correlacionada con la precipitación del pluviógrafo Texas3 es menor al 20 %.

En la Tabla 4.2.2 se presenta la evolución de la correlación de Spearman según los distintos rangos de intensidad de precipitación calculados. A medida



que se incrementa la escala temporal de agregación, se incrementa la correlación existente.

Escala temporal de agregación [minutos]	Serpe	Davis2
5	0.80	0.94
10	0.90	0.96
30	0.95	0.98
60	0.99	0.99

Tabla 4.2.2. Correlación de Spearman entre los pluviógrafos instalados en la ciudad de Cuenca y el pluviógrafo de referencia, según la escala temporal de agregación.

La Tabla 4.2.3 presenta la matriz de errores mínimos obtenidos considerando las diferentes escalas temporales de agregación, rangos de intensidad y métodos de cálculo. El error mínimo hace referencia al menor error cometido con cualquiera de los dos métodos, de ambos pluviógrafos estudiados y para un rango de intensidad y escala temporal de agregación específico. Se encontró un patrón bien definido para determinar el método que produce el menor error al estimar las intensidades, con la única consideración de que en el rango de intensidades $>10\text{mm hora}^{-1}$ de la escala temporal de agregación de 60 minutos, difiere el mejor método (el cual produce el menor error) para cada pluviógrafo. En el caso del pluviógrafo Serpe para el rango de intensidades $>10\text{mm hora}^{-1}$ de la escala temporal de agregación de 60 minutos, no se han encontrado datos compatibles (respecto a las fechas) a los que se pueda evaluar y cuantificar el error correspondiente. Los pocos datos de la categoría o nulos en este caso son consecuencia de la baja resolución de los pluviógrafos Serpe (0.5 mm).

De igual manera que para el páramo, en la Tabla 4.2.4 se presenta la matriz de errores generada sin categorizar las intensidades por rangos de intensidad. De modo que para el presente estudio, empleando un pluviógrafo de resolución 0.2 mm, no se pueden estimar intensidades de precipitación con un error menor al 9% y 4% para las escalas temporales de agregación de 5 y 10 minutos respectivamente. Para escalas de 30 y 60 minutos el error es prácticamente nulo. Sin embargo, al emplear un pluviógrafo de resolución de 0.5 mm los errores correspondientes son del 44%, 34%, 17% y 8%.

La Figura 4.2.1 se ha construido a partir de los datos de la Tabla 4.2.3, y de la misma se concluye que a medida que se afina la escala temporal de agregación de la precipitación, los errores mínimos que se pueden esperar en



el las intensidades calculadas con el método más eficiente (entre TC y CS) se incrementan incluso hasta en un 51% (para el rango de intensidad de 0 a 1 mm hora⁻¹ en la escala de agregación temporal de 5 minutos del pluviógrafo Davis2). Así mismo, se concluye que al emplear las escalas temporales de 30 y 60 minutos el error mínimo es prácticamente nulo.

Escala temporal de agregación [minutos]	Rango de intensidades [mm hora ⁻¹]	Serpe (0.5mm)		Davis2 (0.2mm)	
		TC	CS	TC	CS
5	0-1		45%		51%
	1-2		42%		10%
	2-5		31%		3%
	5-10		25%		1%
	>10	13%			0%
10	0-1		45%		30%
	1-2		31%		2%
	2-5		27%		1%
	5-10		21%		0%
	>10	10%			0%
30	0-1		34%		1%
	1-2		19%		0%
	2-5		15%		0%
	5-10		9%		0%
	>10	10%			0%
60	0-1		19%		0%
	1-2		11%		0%
	2-5		5%		0%
	5-10		3%		0%
	>10		-		0%

Tabla 4.2.3 Error mínimo al estimar la intensidad de precipitación en la ciudad de Cuenca por escala temporal de agregación y rango de intensidad, a partir de pluviógrafos en distintas localizaciones.

Escala temporal de agregación [minutos]	Serpe (0.5mm)		Davis2 (0.2mm)	
	TC	CS	TC	CS
5	101%	44%	42%	9%
10	69%	34%	22%	4%
30	30%	17%	6%	0%
60	10%	8%	3%	0%

Tabla 4.2.4. Error al estimar la intensidad de precipitación en la ciudad de Cuenca por escala temporal de agregación, a partir de pluviógrafos de distintas resoluciones.

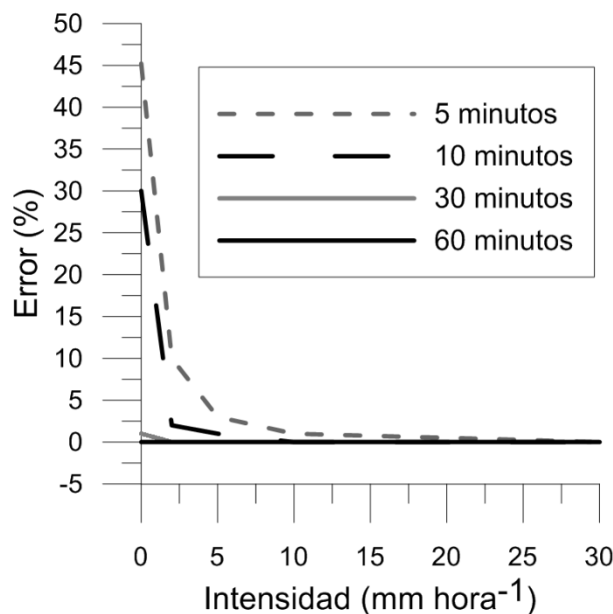


Figura 4.2.1 Error mínimo al estimar la intensidad de precipitación en la ciudad de Cuenca por escala temporal de agregación y rango de intensidad, a partir de pluviógrafos en distintas localizaciones.

4.2.1 Efecto de la escala temporal y rango de intensidad

Para efecto de la evaluación de la escala temporal y rango de intensidad se promedia el error de los pluviógrafos Serpe y Davis2, y se analiza su evolución conforme se incrementan las intensidades de precipitación medidas. Es decir, conforme se avanza en los distintos rangos de intensidad para cada escala temporal de agregación. De modo que no se considera el efecto de las distintas resoluciones de los pluviógrafos TB empleados.

Para todas las escalas temporales de agregación, a medida que se incrementa la intensidad de precipitación medida, el error promedio al aplicar tanto el



método de TC como el método CS, se reduce. De acuerdo a la Figura 4.2.2, la mayor reducción del error se presenta en entre intensidades de 0 a 5 mm hora⁻¹, en lo que se denomina intervalo de precipitación crítico de medición para la ciudad. La característica de crítica atiende al efecto del error significativo cometido cuando en una zona de estudio las intensidades medias de precipitación están en este rango, como por ejemplo el caso de la ciudad, donde al menos el 99.5% de las intensidades se encuentran en este intervalo (de acuerdo a las intensidades calculadas a partir del pluviógrafo Texas3). A partir del intervalo crítico de medición, la reducción del error es lenta y gradual, semejante a un comportamiento lineal.

Sin embargo, para el rango de intensidad >10 mm hora⁻¹ el error promedio se puede incrementar, lo cual se explica debido a i) los pocos datos que se han compatibilizado y evaluado en comparación al número de datos de los demás rangos de intensidad, lo cual no permite que se desarrolle por completo el efecto de reducción del error y ii) que se está promediando el error y el aporte del error de cada pluviógrafo es distinto debido a la diferencia en la resolución, lo cual se evaluará más adelante.

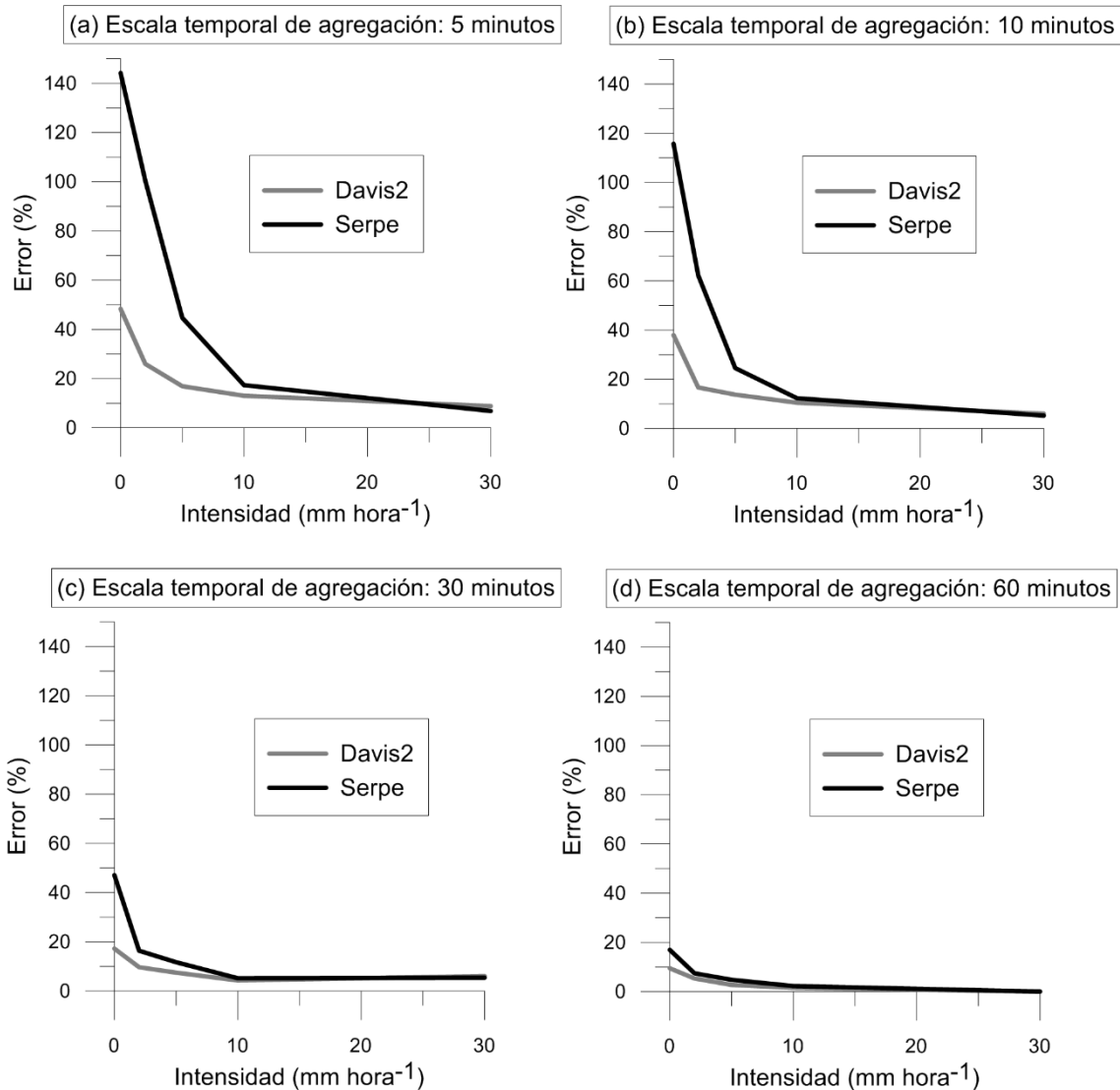


Figura 4.2.2. Evolución del error promedio al estimar la intensidad de precipitación para las escalas temporales de agregación de: a) 5, b) 10, c) 30 y d) 60 minutos.

4.2.2 Efecto del método de cálculo empleado

Para evaluar el efecto del método de cálculo empleado se cuantifica la reducción de error promedio al emplear el método TC en lugar del método CS. El error promedio se obtiene de la misma manera que para la evaluación del efecto de la escala temporal de agregación y rango de intensidad. Además, se indica el error promedio obtenido al estimar intensidades con el método de TC como la proporción de la intensidad promedio estimada por el método CS.

Para todas las escalas temporales de agregación, para todos los rangos de intensidad, el error se reduce al emplear el método de cálculo CS en lugar del método TC, con la misma consideración para el rango >10 mm hora⁻¹.

Para las escalas temporales de agregación de 5 y 10 minutos, en concordancia con el efecto de la escala temporal de agregación y los rangos de intensidad, la reducción más importante del error se produce en el intervalo de medición crítico para la ciudad, mientras que para las escalas de 30 y 60 minutos la reducción más importante del error se produce en el intervalo de 0 a 2 mm hora⁻¹ (Ver Figura 4.2.3)

Así mismo, para todos los rangos de intensidades, el error promedio al calcular intensidades por el método TC como proporción de la intensidad estimada con el método CS se reduce (Ver Figura 4.2.4).

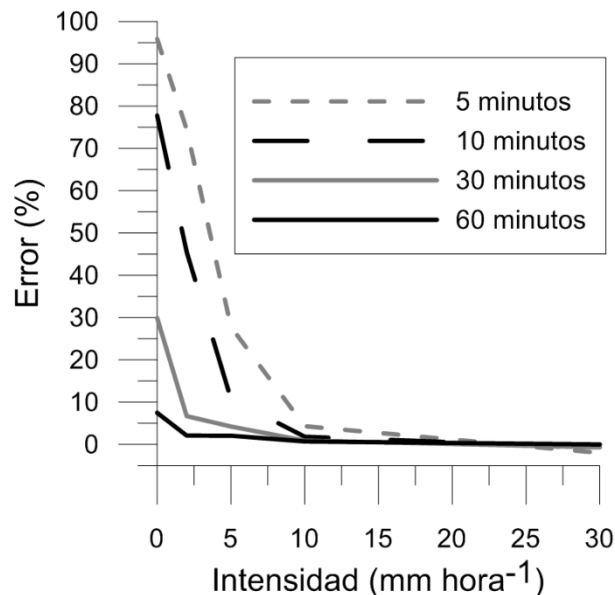


Figura 4.2.3. Reducción del error promedio al estimar la intensidad con el método CS en lugar del método TC, para las escalas temporales de agregación de 5, 10, 30 y 60 minutos.

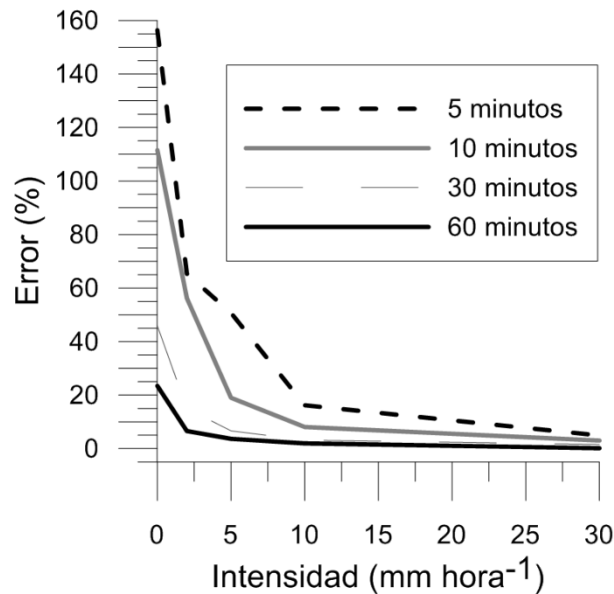


Figura 4.2.4. Evolución del error promedio al estimar la intensidad con el método TC como proporción de la intensidad estimada con el método CS, para las escalas temporales de agregación de 5, 10, 30 y 60 minutos.

4.2.3 Efecto de la resolución del pluviógrafo empleado

El efecto de las distintas resoluciones se refiere al ocasionado por la evolución del error al estimar la intensidad de precipitación a medida que se reduce la resolución del pluviógrafo TB empleado. Para evaluar el efecto de la tecnología de monitoreo sobre las intensidades de precipitación calculadas, se indican los errores obtenidos para las distintas resoluciones de los pluviómetros TB en las diferentes escalas temporales de agregación y rangos de intensidad. Para ello, en la Figura 4.2.5 se presenta la evolución del error empleando el método de cálculo TC y en la Figura 4.2.6 la correspondiente al método CS. Luego, se indica el error mediante una comparación directa del error al estimar intensidades con el método de TC como la proporción de la intensidad promedio estimada por el método CS (Ver Figura 4.2.7).

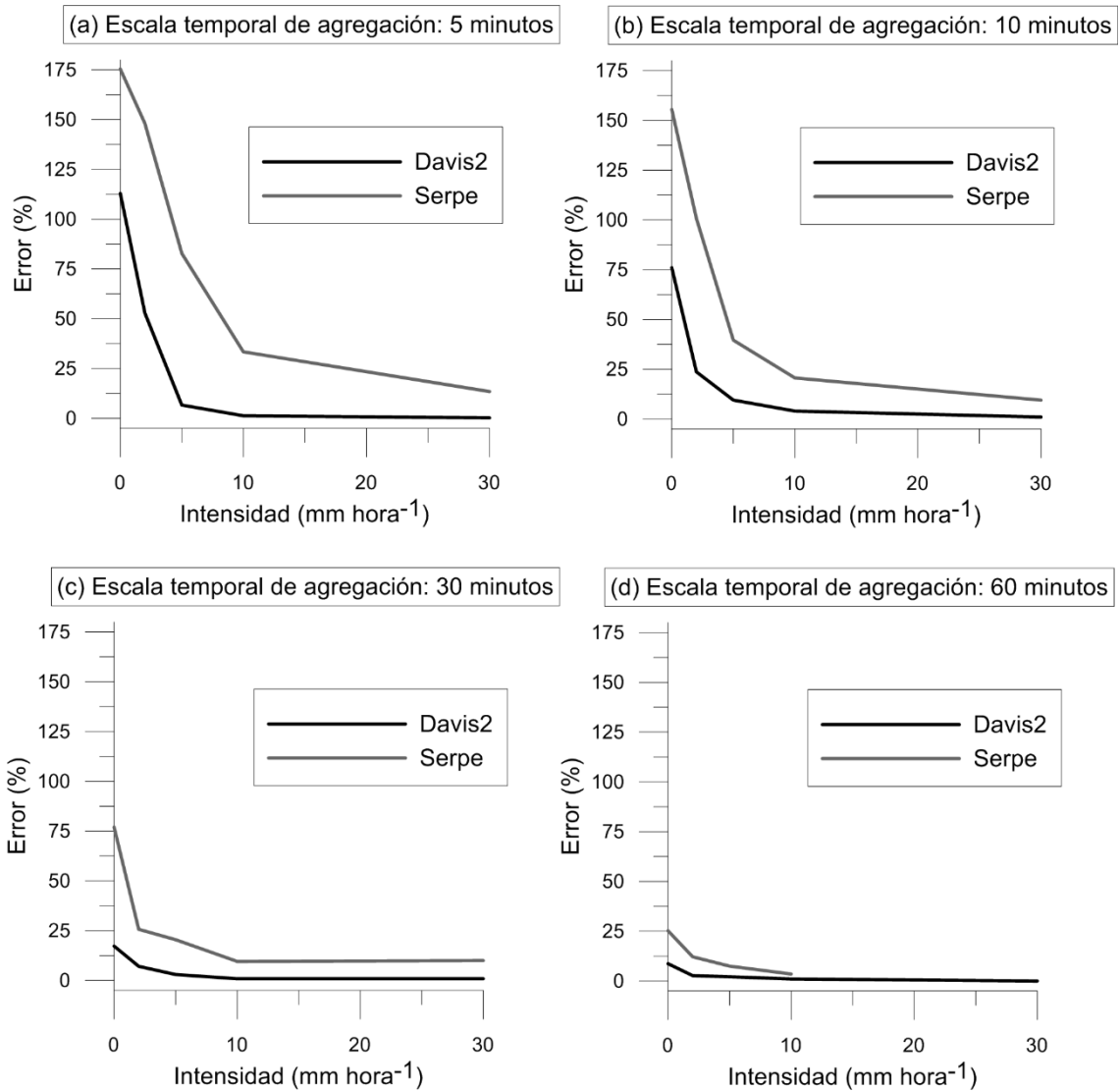


Figura 4.2.5. Evolución del error por resolución al estimar la intensidad con el método TC para las escalas temporales de agregación de: a) 5, b) 10, c) 30 y d) 60 minutos.

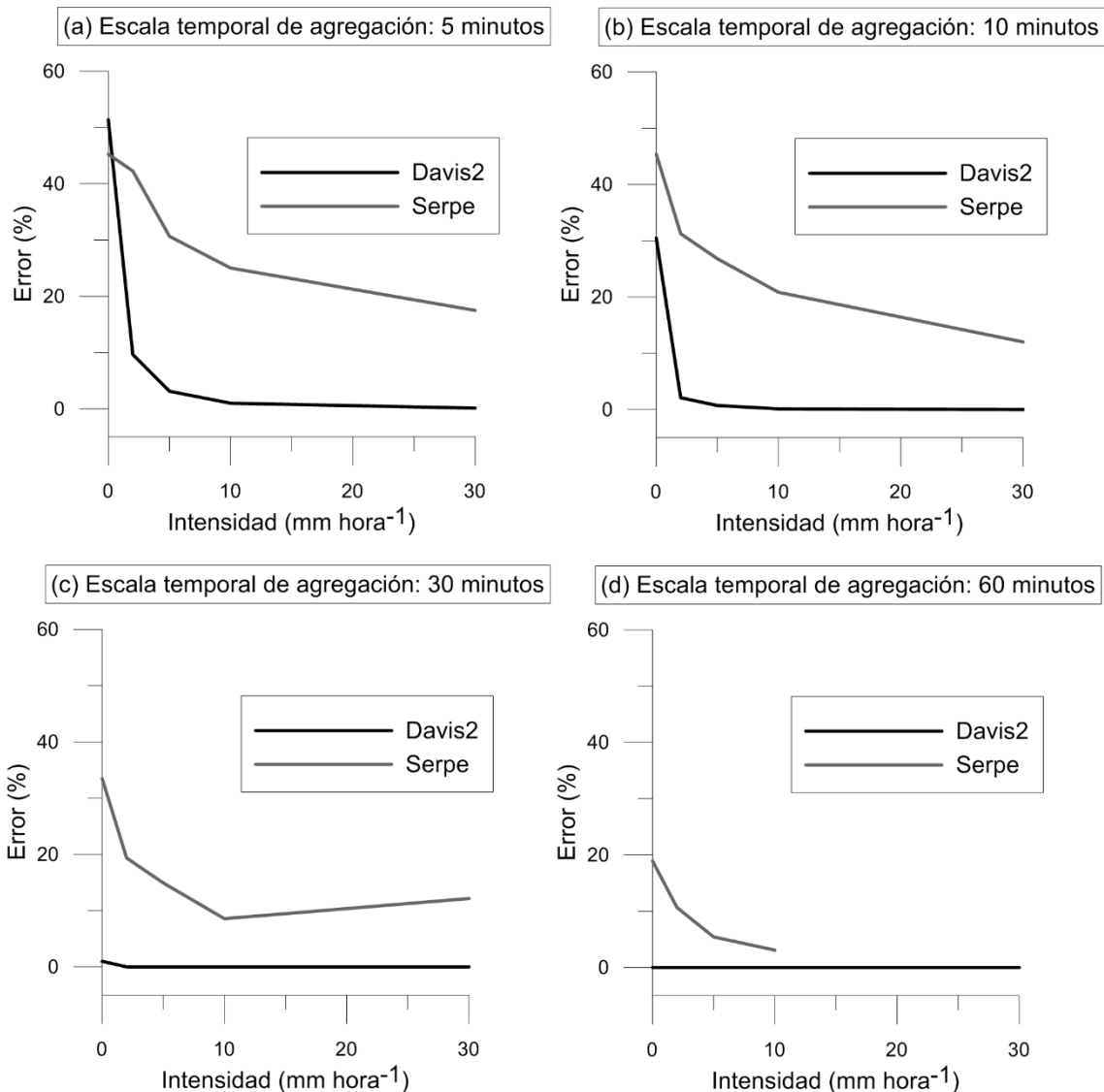


Figura 4.2.6. Evolución del error por resolución al estimar la intensidad con el método CS para las escalas temporales de agregación de: a) 5, b) 10, c) 30 y d) 60 minutos.

De acuerdo a la Figura 4.2.5 y Figura 4.2.6 se concluye que en la ciudad, para todas las resoluciones de los pluviógrafos estudiadas y para ambos métodos de cálculo (TC y CS), el error generado al estimar la intensidad de precipitación se incrementa a medida que se reduce el intervalo de agregación de la información; es decir, para escalas temporales de agregación menores. Así mismo, los rangos de intensidad bajos cada escala son los más susceptibles de sufrir errores. Al igual que para el páramo, el efecto es más marcado para las escalas temporales de agregación de 5 y 10 minutos y para rangos de intensidad bajos, donde las intensidades de precipitación calculadas sufren errores significativos.



Así mismo, para ambos métodos, el error tiende a cero para el pluviógrafo Davis2 (en comparación con el pluviógrafo Serpe), lo cual es consecuencia directa de emplear un pluviógrafo de mejor resolución. Además, se observa que el error se anula a una tasa mayor al emplear el método CS, lo cual lo confirma como un método más efectivo para estimar la intensidad de precipitación.

Cabe recalcar que para intensidades $>10 \text{ mm hora}^{-1}$ no se ha contado con datos compatibilizados tanto para el método TC como para el método CS, razón por la cual no puede evaluarse la evolución del error para el rango de intensidades $> 10 \text{ mm hora}^{-1}$.

La intensidades de precipitación calculadas por el método TC, para todas las escalas temporales de agregación y para todos los rangos de intensidad, generan un error que está directamente relacionado con la resolución del pluviógrafo, de tal forma que a mejor resolución, menor error generado. Lo mismo ocurre para las intensidades de precipitación calculadas por el método CS, con una ligera contradicción en las intensidades entre 0 y 1 mm hora^{-1} de la escala temporal de agregación de 5 minutos, la cual se explica por la reducción del error debido al efecto de la compensación errores, y que por lo tanto no representa una verdadera excepción.

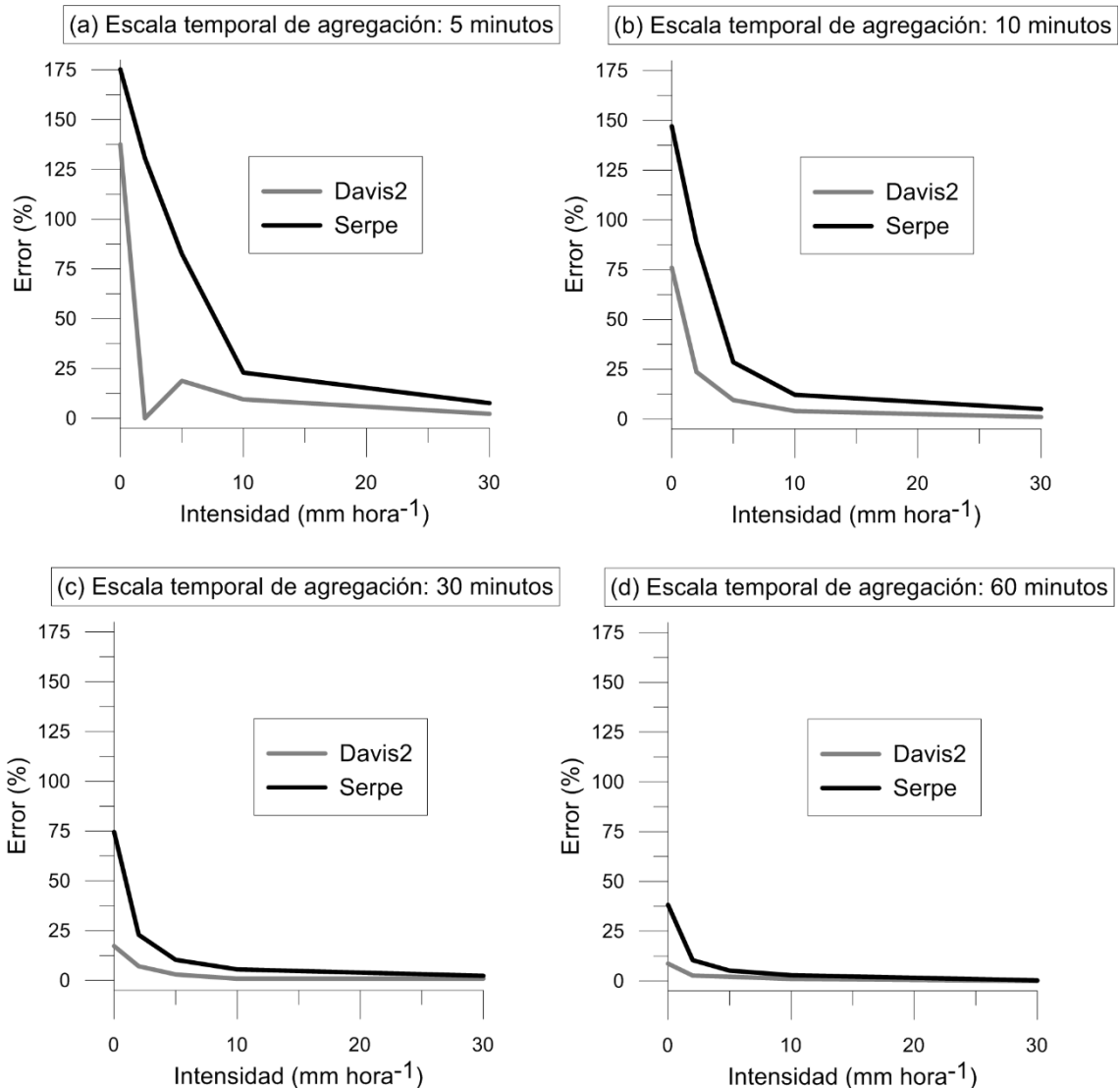


Figura 4.2.7. Evolución del error por resolución al estimar la intensidad con el método TC como proporción de la intensidad estimada con el método CS, para las escalas temporales de agregación de: a) 5, b) 10, c) 30 y d) 60 minutos.

De acuerdo a la Figura 4.2.7, para el pluviógrafo Davis2, en la escala temporal de agregación de 5 minutos el error tiende a cero debido al efecto de compensación de errores, lo cual no implica un error nulo.

Sección 5. Conclusiones

Antes de seleccionar la resolución del pluviógrafo, método de cálculo y escala temporal de agregación requerida para obtener un error permisible de cierta magnitud, se debe considerar que la exactitud de las mediciones de precipitación y consecuentemente de la intensidad, dependen principalmente del uso previsto (objetivo de la medición), de los instrumentos o sensores disponibles (tecnología de monitoreo) y de los recursos económicos de los que se dispongan (procesamiento de la información según la escala y método de cálculo).

Aunque no se puede generalizar el método de cálculo óptimo (considerando todas las escalas temporales de agregación) para estimar la intensidad de precipitación en el páramo, si es posible hacerlo para zonas con intensidades mayores como la ciudad, donde es siempre mejor estimar la intensidad con el método de cálculo CS en lugar del método TC. Sin embargo, tanto para el páramo como para la ciudad, para todas las escalas temporales de agregación y para intensidades de precipitación entre 0 y 1 mm hora⁻¹, el método de cálculo óptimo es la interpolación cúbica (CS).

Con base en todo lo expuesto, se concluye que para el páramo y para la ciudad, la incertidumbre generada en las intensidades de precipitación calculadas puede variar ampliamente cuando se consideran todos los rangos de intensidad de cada escala temporal de agregación, por lo que el usuario debe tener muy en cuenta este particular. Para el páramo, al presentarse mayoritariamente intensidades bajas en este ecosistema, los errores generados son críticos comparados con otras zonas de estudio cuyas intensidades de precipitación sean mayores (ciudad), con la consideración de que para la ciudad las intensidades se compararon respecto a un pluviógrafo de resolución 0.1 mm, cuya resolución es 10 veces inferior a la resolución del disdrómetro LPM que sirvió de referencia para el páramo.

De la misma manera, cuando no se categorizan las intensidades de precipitación en rangos, la reducción del error al emplear pluviógrafos con un mecanismo de protección contra el viento para ambos métodos es menor al 1%. Sin embargo, al analizar por rangos, se concluye que para el páramo siempre es mejor contar con un pluviógrafo con un mecanismo de protección contra el viento cuando las intensidades de precipitación se calculan con el método TC, mientras que el efecto no es significativo e inclusive puede ser adverso al emplear el método de cálculo CS.



Sección 6. Recomendaciones e investigaciones futuras

Cuando se cuenta con pluviógrafos de la misma resolución en el mismo sitio de estudio, se puede comparar el promedio de las intensidades de precipitación calculadas para cada método, con las intensidades de un sensor de referencia, similar a lo efectuado por (Nystuen et al., 1996). Esta variante se puede evaluar en el páramo principalmente donde se cuenta con más pluviógrafos en la zona de estudio.

Al aplicar el método CS, el error al estimar la intensidad de precipitación se puede reducir efectuando una corrección (proporción de un tip en función del volumen de la cubeta) a cada evento, similar a lo hecho por (Wang et al., 2008). Así mismo, de acuerdo a (Tokay et al., 2010) para cuantificar el error se puede emplear el paquete estadístico definido únicamente cuando se cumplen las siguientes condiciones: i) si el sensor de referencia o el sensor a evaluar (pluviógrafo) tiene al menos 5 tips, para tender a eliminar los eventos con lluvia insignificante, pero que no correspondan a un mal funcionamiento del sensor, lo cual a menudo no se graba en la información y ii) considerar solo eventos de precipitación donde ambos sensores tienen al menos los 5 tips, esto muestra además la concordancia en las mediciones cuando ambos sensores están operando correctamente.

Aunque los errores al estimar la intensidad de precipitación son menores para la ciudad que para el páramo, se plantea instalar un disdrómetro en la ciudad conjuntamente con varios pluviógrafos de distinta resolución, para cuantificar los errores utilizando como referencia un sensor de mayor resolución y de esta manera corroborar lo encontrado en este estudio y determinar con mayor precisión los errores generados.



Referencias

- Alter, J.C., 1937. Shielded storage precipitation gages 1. *Mon. Weather Rev.* 65, 262–265.
- Aparacio, F., 1992. *Fundamentos de Hidrología de superficie.*
- Basabe, P., Almeida, E., Ramón, P., Zeas, R., Alvarez, L., 1996. Avance en la prevención de desastres naturales en la cuenca del río Paute, Ecuador. *Bull. Inst. fr. études Andin.* 25, 443–458.
- Buytaert, W., Célleri, R., 2004. Hidrología del Páramo Andino: propiedades, importancia y vulnerabilidad. paramo. be/pubs/ES/ ... 1–26.
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., Bièvre, B. De, Wyseure, G., 2006a. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *J. Hydrol.* 329, 413–421.
- Buytaert, W., De Bièvre, B., 2012. Water for cities: The impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes. *Water Resour. Res.* 48.
- Buytaert, W., Iñiguez, V., Bièvre, B. De, 2007. The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean páramo. *For. Ecol. Manage.* 251, 22–30.
- Buytaert, W., Iñiguez, V., Célleri, R., 2006b. Analysis of the water balance of small páramo catchments in south Ecuador. *Environ. Role Wetl. Headwaters* 271–281.
- Campos, D., 1987. *Procesos del ciclo hidrológico.* Univ. San Luis Potosí.
- Célleri, R., Feyen, J., 2009. The Hydrology of Tropical Andean Ecosystems: Importance, Knowledge Status, and Perspectives. *Mt. Res. Dev.* 29, 350–355.
- Chamba, E., Chunchu, J., 2011. Estudio de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación y temperatura ligada al cambio climático, en la provincia de Loja. Universidad Nacional de Loja.
- Ciach, G.J., 2003. Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 20, 752–759.
- Cooper, M., 2010. *Advanced Bash-Scripting Guide An in-depth exploration of the art of shell scripting Table of Contents.* Okt 2005 Abrufbar uber



- Crespo, P., Céleri, R., Buytaert, W., Ochoa, B., Cárdenas, I., Iñiguez, V., Borja, P., 2014. Impactos del cambio de uso de la tierra sobre la hidrología de los páramos húmedos andinos.
- De Bièvre, B., Iñiguez, V., Buytaert, W., 2006. Hidrología del Páramo. Importancia, propiedades y vulnerabilidad. Investig. biofísicas en el páramo.
- Duchon, C.E., Essenberg, G.R., 2001. Comparative rainfall observations from pit and aboveground rain gauges with and without wind shields. *Water Resour. Res.* 37, 3253–3263.
- Ebert, E.E., Janowiak, J.E., Kidd, C., 2007. Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 88, 47–64.
- Frei, C., Schär, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.* 18, 873–900.
- Freni, G., Mannina, G., Viviani, G., 2010. The influence of rainfall time resolution for urban water quality modelling.
- Gálvez, H., Regalado, J., 2007. Características de las precipitaciones, la temperatura del aire y los vientos en la costa ecuatoriana.
- Habib, E., Krajewski, W.F., Kruger, A., 2001. Sampling Errors of Tipping-Bucket Rain Gauge Measurements. *J. Hydrol. Eng.* 6, 159–166.
- Harden, C.P., Hartsig, J., Farley, K. a., Lee, J., Bremer, L.L., 2013. Effects of Land-Use Change on Water in Andean Páramo Grassland Soils. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 103, 375–384.
- Hernandez, F., 2005. Análisis de la variabilidad climática de la costa ecuatoriana. *Acta Ocean. Pac* 2006, 13.
- Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., Wolff, D.B., Adler, R.F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K.P., Stocker, E.F., 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *J. Hydrometeorol.* 8, 38–55.
- Lanzinger, E., 2006. Rainfall amount and intensity measured by the Thies laser precipitation monitor. *TECO-2006*, Geneva, Switz. 1–9., WMO-TD No. 135
- Mekonnen, G.B., Matula, S., Doležal, F., Fišák, J., 2014. Adjustment to rainfall measurement undercatch with a tipping-bucket rain gauge using ground-level manual gauges. *Meteorol. Atmos. Phys.*



- Messerli, B., Viviroli, D., Weingartner, R., 2004. Mountains of the world: vulnerable water towers for the 21st century. *Ambio Spec No 13*, 29–34.
- Michaelides, S., 2008. Precipitation: Advances in measurement, estimation and prediction, *Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction*.
- Minuzzi, R.B., Sedyama, G.C., Barbosa, E.D.M., Melo Júnior, J.C.F. De, 2007. Climatología do comportamento do período chuvoso da região sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Meteorol.* 22, 338–344.
- Morgan, R.P.C., 2009. Soil erosion and conservation. John Wiley & Sons.
- Mosquera, G., Lazo, P., Cárdenas, I., Crespo, P., 2013. Identificación de las principales fuentes de agua que aportan a la generación de escorrentía en zonas Andinas de páramo húmedo : mediante el uso de los isótopos estables deuterio ($\delta^2\text{H}$) y oxígeno-18 ($\delta^{18}\text{O}$). *Maskana 3*, 87–105.
- Nešpor, V., Sevruck, B., 1999. Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 16, 450–464.
- Nystuen, J.A., Proni, J.R., Black, P.G., Wilkerson, J.C., 1996. A comparison of automatic rain gauges. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 13, 62–73.
- OMM, 1994. Guía de Prácticas Hidrológicas.
- Padrón, R., 2013. Análisis de la estructura de la lluvia en el Páramo. Universidad de Cuenca.
- Padrón, R.S., Wilcox, B.P., Crespo, P., 2015. Rainfall in the Andean Páramo—New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador. *J. Hydrometeorol.* 150310071254003.
- Palacios, J., Rivero, F., Rosero, D., 2014. Boletín Climatológico Anual 2013.
- Pizarro, R., Ramirez, C., Flores, J., 2003. Análisis comparativo de cinco métodos para la estimación de precipitaciones areales anuales en periodos extremos. *Bosque (Valdivia)* 24, 31–38.
- Press, W.H., Teukolsky, S. a, Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 1992. Numerical recipes in C (2nd ed.): the art of scientific computing, Technometrics.
- Rossel, F., Cadier, E., Gómez, G., 1996. Las inundaciones en la zona costera Ecuatoriana: Causas, obras de protección existentes y previstas, *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, XXV.



- Sadler, E.J., Busscher, W.J., 1989. High-intensity rainfall rate determination from tipping-bucket rain gauge data. *Agron. J.* 81, 930–934.
- Sarmiento, L., Lambí, L.D., Escalona, a, Márquez, N., 2003. Vegetation patterns, regeneration rates and divergence in an old field-succession of the high tropical Andes. *Plant Ecol.* 166, 63–74.
- Savina, M., Schäppi, B., Molnar, P., Burlando, P., Sevruk, B., 2012. Comparison of a tipping-bucket and electronic weighing precipitation gage for snowfall. *Atmos. Res.* 103, 45–51.
- Schnabel, S., 1998. La precipitación como factor en los procesos hidrológicos y erosivos. *Norba. Rev. Geogr.* 10.
- Segerer, C., Villodas, R., 2006. *Hidrología I*, Universidad Nacional de Cuyo, Argentina.
- Steiner, M., 1996. Uncertainty of estimates of monthly areal rainfall for temporally sparse remote observations. *Water Resour. Res.* 32, 373–388.
- Tapiador, F.J., Turk, F.J., Petersen, W., Hou, A.Y., García-Ortega, E., Machado, L. a T., Angelis, C.F., Salio, P., Kidd, C., Huffman, G.J., de Castro, M., 2012. Global precipitation measurement: Methods, datasets and applications. *Atmos. Res.* 104-105, 70–97.
- The Comet Program, 2010. *Curso Básico de Hidrología Comprensión del ciclo hidrológico ¿ Qué es la hidrología ?*
- Tokay, A., Bashor, P.G., McDowell, V.L., 2010. Comparison of Rain Gauge Measurements in the Mid-Atlantic Region. *J. Hydrometeorol.* 11, 553–565.
- Upton, G., Brawn, D., 2008. An investigation of factors affecting the accuracy of Thies disdrometers. *Teco* 1–9.
- Vuille, M., Bradley, R.S., Keimig, F., 2000. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *J. Geophys. Res.* 105, 12447.
- Wang, J., Fisher, B.L., Wolff, D.B., 2008. Estimating rain rates from tipping-bucket rain gauge measurements. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 25, 43–56.
- WMO, 2010. *Manual on stream gauging.*



Anexo A. Matriz del error generado al estimar la intensidad de precipitación para el páramo y la ciudad.



Anexo A.1 Páramo



Escala temporal de agregación [minutos]	Rango de intensidades [mm hora ⁻¹]	Texas1 (0,1 mm)			Texas2 (0,1 mm)		
		TC	CS	TC vs. CS	TC	CS	TC vs. CS
5	0-1	123%	49%	112%	109%	53%	104%
	1-2	30%	19%	20%	18%	15%	20%
	2-5	19%	19%	7%	17%	16%	10%
	5-10	19%	14%	2%	17%	12%	2%
	>10	10%	7%	0%	7%	7%	0%
10	0-1	59%	40%	48%	53%	35%	49%
	1-2	16%	17%	12%	9%	14%	12%
	2-5	15%	16%	6%	11%	13%	7%
	5-10	11%	10%	2%	9%	9%	2%
	>10	3%	3%	0%	1%	3%	0%
30	0-1	44%	18%	12%	27%	24%	12%
	1-2	14%	17%	4%	7%	13%	4%
	2-5	13%	13%	2%	7%	12%	2%
	5-10	8%	7%	1%	5%	11%	1%
	>10	1%	1%	0%	1%	1%	0%
60	0-1	33%	17%	5%	19%	21%	6%
	1-2	13%	13%	2%	7%	12%	2%
	2-5	11%	11%	1%	6%	9%	1%
	5-10	1%	1%	0%	0%	0%	0%
	>10	0%	0%	0%	0%	0%	0%



Escala temporal de agregación [minutos]	Rango de intensidades [mm hora ⁻¹]	Onset (0,2 mm)			Davis1 (0,254 mm)		
		TC	CS	TC vs. CS	TC	CS	TC vs. CS
5	0-1	171%	58%	151%	176%	59%	160%
	1-2	66%	17%	69%	79%	16%	86%
	2-5	27%	14%	16%	31%	12%	27%
	5-10	21%	12%	8%	21%	12%	6%
	>10	13%	5%	1%	10%	6%	2%
10	0-1	106%	59%	98%	120%	71%	117%
	1-2	16%	15%	24%	21%	15%	27%
	2-5	14%	12%	11%	16%	12%	16%
	5-10	12%	9%	6%	10%	7%	6%
	>10	6%	2%	1%	4%	5%	3%
30	0-1	57%	34%	31%	58%	43%	39%
	1-2	11%	11%	8%	12%	13%	12%
	2-5	9%	10%	5%	8%	10%	5%
	5-10	9%	6%	2%	6%	5%	3%
	>10	2%	2%	0%	0%	0%	2%
60	0-1	38%	26%	12%	39%	30%	16%
	1-2	8%	10%	4%	8%	10%	7%
	2-5	9%	7%	3%	7%	7%	2%
	5-10	2%	0%	1%	0%	0%	2%
	>10	0%	0%	0%	0%	0%	0%



Anexo A.2 Ciudad



Escala temporal de agregación [minutos]	Rango de intensidades [mm hora ⁻¹]	Serpe (0,5 mm)			Davis2 (0.2 mm)		
		TC	CS	TC vs. CS	TC	CS	TC vs. CS
5	0-1	175%	45%	175%	113%	51%	138%
	1-2	148%	42%	131%	53%	10%	0%
	2-5	83%	31%	83%	7%	3%	19%
	5-10	33%	25%	23%	1%	1%	9%
	>10	13%	17%	8%	0%	0%	2%
10	0-1	155%	45%	147%	76%	30%	76%
	1-2	101%	31%	89%	24%	2%	24%
	2-5	40%	27%	28%	9%	1%	9%
	5-10	21%	21%	12%	4%	0%	4%
	>10	9%	12%	5%	1%	0%	1%
30	0-1	77%	33%	75%	17%	1%	17%
	1-2	26%	19%	23%	7%	0%	7%
	2-5	20%	15%	10%	3%	0%	3%
	5-10	10%	9%	6%	1%	0%	1%
	>10	10%	12%	2%	1%	0%	1%
60	0-1	25%	19%	38%	9%	0%	9%
	1-2	12%	11%	10%	3%	0%	3%
	2-5	7%	5%	5%	2%	0%	2%
	5-10	3%	3%	3%	1%	0%	1%
	>10	-	-	0%	0%	0%	0%

