

DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CUENCA DEL RÍO JUBONES

Luna-Romero, A.; Ramírez Morales, I.; Sánchez, C.; Conde, J.; Agurto, L.

Universidad Técnica de Machala

aeluna@utmachala.edu.ec

RESUMEN

La comprensión del ciclo hidrológico de la cuenca del río Jubones (CRJ) aún es compleja, ubicándose en la cordillera central y occidental de los Andes, surgiendo la necesidad de caracterizar la distribución espacio-temporal de la precipitación de la cuenca, debido a la accidentada topografía y la influencia del Océano Pacífico (OP) sobre el clima y la precipitación. La metodología adoptada para evaluar la precipitación para la serie 1975-2013 se realizaron dos análisis. El primero, para el estudio de la variabilidad espacial se determinó la relación entre elevación y precipitación, la distribución espacial y la identificación de regímenes pluviométricos. El segundo, para el estudio de la variabilidad temporal de las precipitaciones incluyó un análisis de la estacionalidad y estacionaridad. Se obtuvo como resultado, que debido a la compleja orografía, no fue posible definir una relación única entre la precipitación media anual y la elevación ($R^2=0.19$). Las precipitaciones abundantes se registraron por debajo de los 500 msnm y disminuye en la parte céntrica de la zona alta de la cuenca (por arriba de los 2000 msnm). La variabilidad espacial es altamente heterogénea, pero se encuentra muy bien representada por dos vectores regionales (parte baja y región andina), el régimen pluviométrico es unimodal con una marcada estacionalidad para el VR1 y una baja estacionalidad para el VR2, la CRJ de forma general presenta un incremento del 0.21%, pero la tendencia es no significativa, es decir, no tiene estacionaridad.

Palabras clave: Jubones, precipitación, espacio-temporal.

ABSTRACT

The compression of the hydrological cycle of the Jubones river basin (CRJ) is still complex, being located in the central and western Andes mountains, arising the need to characterize the spatio-temporal distribution of the basin precipitation, due to the rugged topography and influence of the Pacific Ocean (OP) on climate and precipitation. The methodology adopted to evaluate precipitation for the 1975-2013 series was performed two analyzes. The first one, for the study of the spatial variability was determined the relation between elevation and precipitation, the spatial distribution and the identification of pluviometric regimes. The second, for the study of the temporal variability of the precipitations included an analysis of the seasonality and stationarity. As a result, due to the complex orography, it was not possible to define a unique relationship between mean annual precipitation and elevation ($R^2 = 0.19$). The abundant precipitations were registered below 500 msnm and decrease in the central

part of the upper part of the basin (above 2000 msnm). The spatial variability is highly heterogeneous, but it is well represented by two regional vectors (low and Andean region), the rainfall regime is unimodal with a marked seasonality for the VR1 and a low seasonality for the VR2, the CRJ generally presents an increase of 0.21%, but the trend is not significant, ie, it has no stationarity.

Keywords: Jubones, rainfall, espatio-temporal.

INTRODUCCIÓN

El Ecuador, se caracteriza por una gama de climas ampliamente diversificado con regímenes térmicos y pluviométricos muy variados (Pourrut, 1986), la latitud juega un papel muy importante en la cantidad de radiación solar que recibe el territorio durante todo el año (Maldonado & Numa, 2002). El movimiento estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) determina la entrada y salida de masas de aire con diferentes condiciones de humedad y temperatura procedentes de los dos hemisferios (Samaniego-Rojas, Eguiguren & Maita, 2015).

Por otro lado, la cordillera de Los Andes desempeña un papel fundamental en la formación, el desplazamiento y el aislamiento de masas de aire local o regional, y además, modifica el régimen de las precipitaciones (Pourrut, Gómez, Bermeo & Segovia, 1995); su altitud que alcanza más de 6000 msnm, tiene un efecto de bloqueo en el flujo de las masas de aire procedentes del Océano Pacífico y de aquellas de la región amazónica.

La región litoral del Ecuador tiene una distribución estacional de lluvias caracterizada por un único período lluvioso, entre el 75 a 90% de las lluvias ocurren entre diciembre a mayo (Ochoa, Pineda, Willems & Crespo, 2014). La distribución de la precipitación se ve afectada por la migración estacional de la ITCZ (Vuille, Bradley & Keimig, 2000); su desplazamiento austral determina la entrada de masas de aire húmedo y cálido a la región costera del Ecuador, procedentes del noroeste, produciendo lluvias significativas; mientras el desplazamiento más septentrional da como resultado la presencia de masas de aire más frías y secas, influyendo en la estación seca (Celleri, Willems, Buytaert & Feyen, 2007; Rossel & Cadier, 2009).

En la región Andina-Pacífico, la variabilidad de las precipitaciones es influenciada por la aparición de anomalías interanuales relacionadas con fenómenos de circulación a gran escala como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). Durante eventos El Niño (EN), el litoral ecuatoriano es afectado por fuerte lluvias (Bendix, 2000; Pineda, Ntegeka & Willems, 2013); mientras eventos La Niña (LN) produce sequías en las llanuras del litoral (Bendix *et al.*, 2011). Desde el año 2000 se ha reportado una respuesta meteorológica atípica a las condiciones de EN y LN en las llanuras costeras y en las tierras altas andinas occidentales (Ochoa *et al.*, 2014). Otro factor que influye en la precipitación es el relieve de la cordillera de Los Andes, produciendo lluvia orográfica (Celleri *et al.*, 2007).

La cuenca del río Jubones (CRJ) está compuesta por varios pisos ecológicos, que van desde el mar (Océano Pacífico) hasta los 4 000 msnm, ubicándose en la cordillera central y occidental de los Andes (Ochoa, 2013). A pesar de la importancia ecológica y económica de la cuenca, la compresión del ciclo hidrológico aún es compleja; por un lado, la estimación precisa de la distribución espacial de la precipitación y la extrapolación de las mediciones puntuales; en las regiones montañosas, la variabilidad de la precipitación puede estar influenciado por la topografía irregular (Buytaert, Celleri, Willems, Bièvre & Wyseure, 2006).

Debido a las grandes inundaciones que han ocurrido en los últimos años en muchas regiones del mundo, las autoridades locales, nacionales e internacionales han mostrado un mayor interés de comprender el ciclo hidrológico. Por lo tanto, en la CRJ fue necesario realizar el estudio de variabilidad espacio-temporal de la precipitación, planteándose los siguientes análisis: (i) relación entre elevación y precipitación, (ii) distribución espacial y regímenes pluviométricos, y, (iii) estacionalidad-estacionaridad de la precipitación para serie temporal 1975-2013.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio

La cuenca del río Jubones (CRJ) está ubicada al suroccidente del Ecuador, Según Ochoa et al. (2014) comprende un territorio de 4353 km², que la integran las provincias de Azuay, El Oro y Loja (Fig. 1). Con el modelo digital de elevación (DEM) proporcionado por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) a través de la Misión de Radar Topográfico del Transbordador Espacial (SRTM) se puede observar su accidentada topografía, los datos SRTM están disponibles en una resolución de ~90 m (Farr et al., 2007), la CRJ tiene su origen en la región andina y desemboca en el océano Pacífico. La importancia del área de estudio para esta investigación no sólo se debe a su complejidad orográfica sino también por sus recursos naturales que se utilizan para la energía hidroeléctrica, la agricultura de regadío, el agua dulce para usos domésticos e industriales y los ecoservicios.

Datos de precipitación

El Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología del Ecuador (INAMHI) por medio de su red de monitoreo proporciona los registros de precipitación, las 13 estaciones meteorológicas utilizadas se encuentran distribuidas dentro y fuera del área de estudio, la información obtenida a escala de tiempo mensual registra una serie de tiempo promedio de 39 años (1975-2013) las estaciones con un porcentaje de datos faltantes >30% no se consideraron en el análisis, en la tabla 1 se detalla la información de las estaciones.

Los datos fueron sometidos a un control de calidad para identificar datos erróneos resultantes de las fuentes de observación (Feng, Hu & Qian, 2004). El análisis exploratorio de datos (AED) (Tukey, 1977), consiste en el análisis de los datos empleando una variedad de técnicas (en su mayoría gráficas) para el tratamiento e

identificación de casos atípicos (Figueras & Gargallo, 2003). Con diagramas de cajas, al 95% de confianza, se detectaron los valores atípicos y se descartaron los meses de estaciones que difieran en más de tres desviaciones estándar (3σ) de la media mensual de la estación respectiva (Lavado, Labat & Ronchail, 2013).

Figura. 1. Ubicación de la zona de estudio, A) Ubicación del Ecuador en Sudamérica, B) Ubicación de la cuenca del río Jubones (CRJ) en el Ecuador, C) Ubicación de la CRJ en las provincias de Azuay, El Oro y Loja. Se denotan las estaciones meteorológicas activas (triángulos de color negro) y las inactivas (triángulos de color blanco)

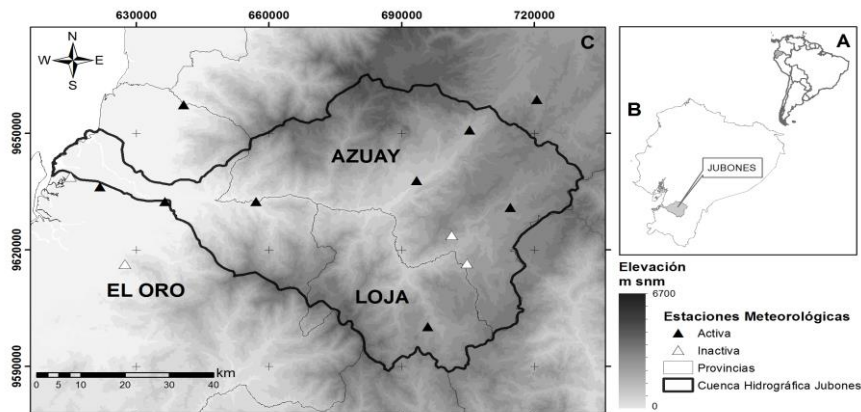


Tabla 1. Estaciones meteorológicas en el área de estudio; descritas con su código, nombre y altitud

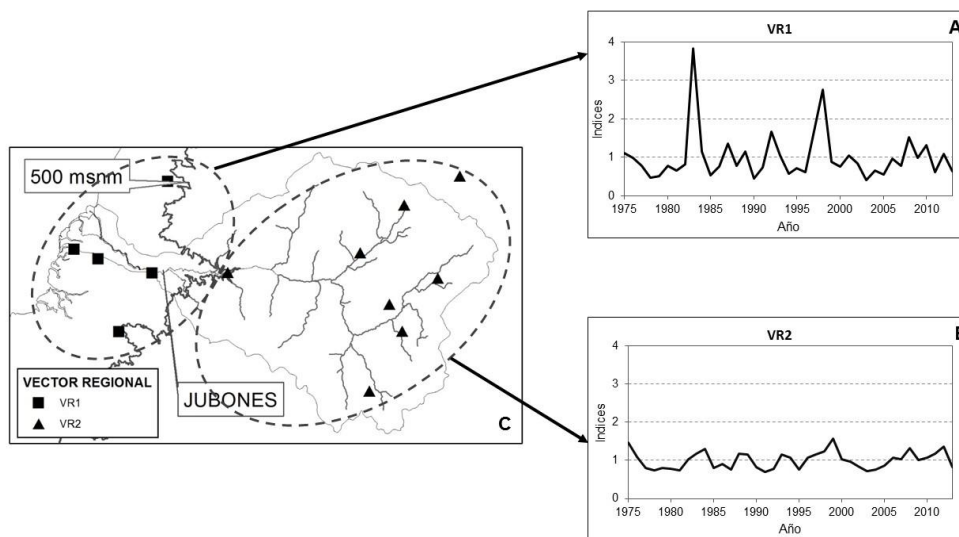
Código	Nombre	Altitud
0040	Pasaje	40
0072	Machala-Aeropuerto*	4
0142	Saraguro	2525
0185	Machala-UTM	13
0292	Granja Santa Inés	5
0418	Cumbe	2720
0419	Girón	2130
0420	Nabón	2750
0421	Oña*	2320
0422	Hcda. Santa Lucia	1310
0423	Susudel*	2600
0481	Uzhcurrumi	290
0747	Río Chico-El Oro*	50

*Estaciones inactivas utilizadas para la completación de las series y la distribución espacial de la precipitación

Existen varios métodos para completar datos faltantes de precipitación (Moyano, Aguilera, Pizarro, Sanguesa & Urra, 2005), considerando que las estaciones se encuentran distribuidas de manera irregular en la CRJ, la completación de datos se realizó mediante el método de regresión simple y múltiple sobre la base de datos de estaciones geográficas cercanas (Luna & Lavado, 2015).

Para la prueba de homogeneidad y regionalización se utilizó el método del vector regional (MVR) (Hiez, 1977; Brunet-Moret, 1979; Espinoza, Ronchail, & Guyot, 2009a). El MVR consiste en crear una estación ficticia (vector regional, VR) de todas las estaciones de la zona, que se compara con cada estación; la crítica de los datos de cada estación es a partir de las desviaciones relativas y el coeficiente de correlación con respecto al VR. Se pudo determinar dos VR, el VR1 se ubica prácticamente por debajo de los 500 msnm y el VR2 por arriba de la altitud mencionada (Fig. 2 A y B).

Figura 2. Regionalización y Homogenización de la precipitación para las 13 estaciones. A) VR1 para cinco estaciones donde resalta dos picos que corresponden a eventos del fenómeno de El Niño, B) VR2 para ocho estaciones que representa la región andina, C) representación de los vectores en dos zonas, la línea sólida de color negro representa la curva de nivel de los 500 msnm



METODOLOGÍA

Para evaluar la variabilidad de la precipitación se realizaron dos análisis. El primero, para el estudio de la variabilidad espacial se determinó la relación entre elevación y precipitación, la distribución espacial y la identificación de regímenes pluviométricos. El segundo, para el estudio de la variabilidad temporal de las precipitaciones incluyó un análisis de la estacionalidad y estacionaridad.

Relación entre elevación y precipitación

En la determinación de esta relación se han utilizado técnicas avanzadas en otros estudios, tales como la regresión lineal múltiple (Drogue, Humbert, Deraisme, Mahr & Freslon, 2002), y las técnicas geoestadísticas (Lloyd, 2005), en este estudio se dio preferencia a la regresión lineal considerando que las estaciones estaban distribuidas de forma irregular en la cuenca (Celleri *et al.*, 2007).

Distribución espacial y regímenes pluviométricos

Con la finalidad de identificar los patrones espaciales de la precipitación en la CRJ se realizó una interpolación espacial a partir de los datos puntuales de las estaciones seleccionadas (Barbancho, Tejeda & Moreno, 2013); la interpolación estará basada en el método Kriging (Oliver & Webster, 1990; Manz et al., 2016;).

El estudio de los regímenes pluviométricos sirve para detectar patrones espaciales de precipitación e identificar las principales áreas contribuyentes a la descarga de la cuenca (Celleri et al., 2007). Este análisis se llevó a cabo en base a índices pluviométricos que relacionan las precipitaciones mensuales con las precipitaciones anuales. Así, las estaciones se pueden clasificar según su ciclo anual y no son influenciadas por la cantidad de lluvia anual. La ecuación (1) permite calcular este índice, donde I_i es el índice mensual para el mes i , PP_i la precipitación mensual para el mes i (mm mes^{-1}), y PP_A la precipitación anual total (mm año^{-1}) (Espinoza et al., 2009a).

$$I_i = \frac{PP_i}{PP_A/12} \quad (1)$$

Estacionalidad

Para cuantificar la estacionalidad de la precipitación, se han propuesto una serie de descriptores como el Índice de Concentración de Precipitación y el Índice de Estacionalidad (Celleri et al., 2007). Sin embargo, en este análisis se determinó el coeficiente de variación estacional (CVs) y el coeficiente de variación interanual (CVi) (Lavado, 2010); así mismo, se estableció una relación entre la variabilidad estacional e interanual (CVs/ CVi), para conocer qué tipo de variabilidad es más fuerte en la CRJ (Espinoza et al., 2009b)

Estacionaridad

En el análisis de la estacionaridad de la precipitación se utilizó la prueba de tendencia aplicada a la precipitación que caracteriza la CRJ, la misma que se determinó con el método de Kriging. El coeficiente de Pearson (r), que es paramétrico, mide la correlación lineal entre las variables, mientras que el coeficiente de Mann-Kendall (M-K) es una prueba no paramétrica y se basa en la probabilidad de rango del orden de ocurrencia de los datos (Mann, 1945; Kendall, 1975), considerada una excelente herramienta para el análisis de tendencias en series climáticas (Zhang, Harvey, Hogg & Yuzyk, 2001). Un índice para la medida de tendencia se calculó usando la ecuación (3), donde b es la pendiente de la tendencia lineal y x es el valor medio de la serie. Este índice mide el porcentaje de aumento o disminución de la precipitación (Espinoza et al., 2009b).

$$I = \frac{b}{x} \times 100 \quad (2)$$

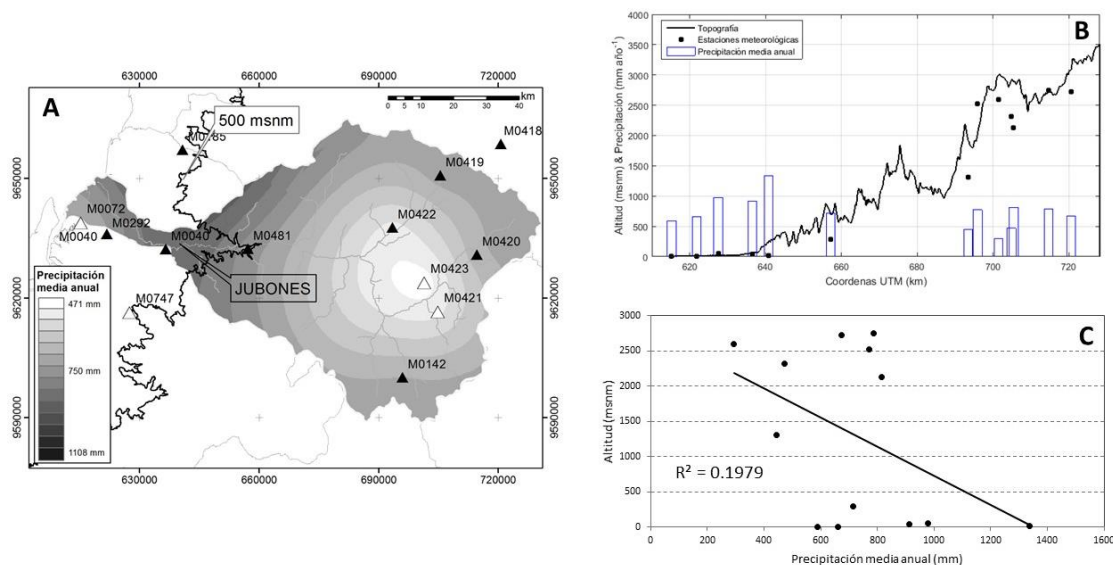
Para determinar el año de cambio de la media en la serie temporal, se aplicó la prueba CUSUM, basándose en los cambios en el promedio y el rango de la serie subdividida

en sub-series. El nivel de significación (α) es la probabilidad de que una prueba detecte la tendencia u otro cambio cuando no hay ninguno. En este estudio, la hipótesis nula en las pruebas estadísticas se rechazó con α igual a 0.05.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La variabilidad espacial de la precipitación anual media en la CRJ, como se muestra en la Fig. 3A, es altamente heterogénea; siete estaciones se encuentran a más de 1000 msnm (región andina) con el valor de precipitación más bajo; mientras seis estaciones se ubican por debajo de los 500 msnm, donde se registraron los valores más altos de lluvia (entre 587 y 1336 mm año⁻¹). Se registró menor precipitación en las estaciones situadas en la región andina, como las estaciones M0423 (2600 msnm) con 293 mm año⁻¹, M0422 (1310 msnm) con 443.90 mm año⁻¹, M0421 (2320 msnm) con 470.90 mm año⁻¹, por estar rodeadas de altas montañas, principalmente hacia el este (fig. 1).

Figura 3. Distribución espacial de la precipitación y relación elevación-precipitación de la CRJ, A) precipitación media anual distribuida espacialmente por el método de Kriging, B) Perfil topográfico (línea sólida de color negro) con la ubicación de las estaciones (puntos de color negro) y la precipitación media anual (barras de color azul), C) Regresión lineal, en las abscisas la precipitación media anual y en las ordenadas la elevación en msnm



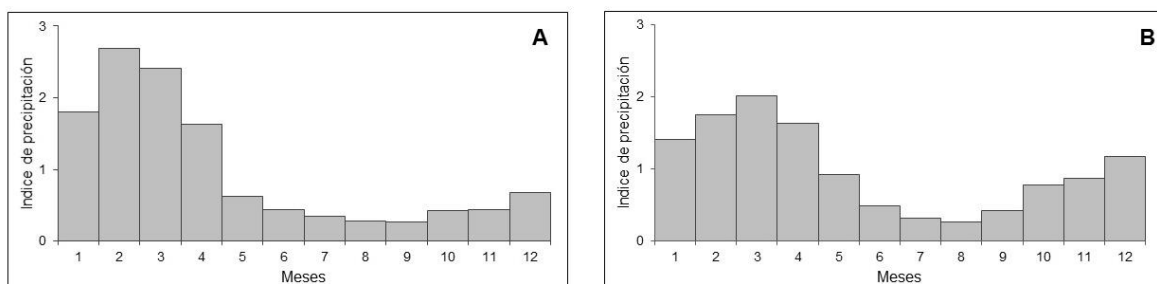
Debido a la combinación de la orografía compleja y la alta variabilidad espacial de las precipitaciones (Fig. 3B), no fue posible definir una relación única entre la precipitación media anual y la elevación de toda la cuenca. Sin embargo, la CRJ reveló una relación lineal con un valor $R^2=0.19$ entre la precipitación media anual y la elevación (Fig. 3C). A poca altitud, las precipitaciones abundantes se relacionan con el aire cálido húmedo y la liberación de gran cantidad de vapor de agua en las primeras laderas de los Andes (Espinoza et al., 2009a).

La región lluviosa de la CRJ se encuentra en la zona de los 500 msnm (Fig. 3A), la distribución espacial, generada por el método de interpolación Kriging, de la precipitación media anual en esta zona se encuentra influenciada por los valores puntuales de las estaciones M0185 (1336 mm año⁻¹) y M0747 (979 mm año⁻¹) que se encuentran relativamente cerca de la cuenca y contrastan sus valores con la estación M0040 (912 mm año⁻¹), que junto a las estaciones M0072 y M0292 conforman una región común (VR1, Fig. 2A), en el VR1 se puede apreciar la influencia de los eventos extremos del fenómeno EN de 1982-83 y 1997-98 (Santos, 2006), este efecto de EN sobre la precipitación está determinado principalmente por su posición con respecto a la cordillera occidental y con una altitud por debajo de los 1500 msnm, concordando con la información reportada por Ochoa et al. (2016).

Por otro lado, la precipitación disminuye en la parte céntrica de la zona alta de la cuenca (por arriba de los 2000 msnm), ver Fig. 3A; influenciada por las estaciones que registran la menor precipitación en la CRJ y que se mencionaron anteriormente, este patrón espacial puede estar influenciado por el paso de corrientes de vientos amazónicos (influenciado por los vientos alisios tropicales) que logran sobrepasar la cordillera ocasionando vientos fuerte descendentes provocando disminución de las lluvias (Rollenbeck & Bendix, 2011); el VR2 está conformado por las estaciones (ocho) que se encuentran por arriba de los 500 msnm (Fig. 2B), a excepción de M0481, este VR representa la gran mayoría del territorio en la CRJ y se puede observar que no se encuentra influenciado por EN, que contrastan con lo descrito por Ochoa et al. (2016) manifestado en su trabajo que ha altitudes elevadas y por la orografía de la CRJ la influencia del ENSO se ve limitada.

El régimen pluviométrico en la CRJ es unimodal, resultado opuesto a lo reportado por Ochoa et al. (2016) que trabaja con solo cinco estaciones (dos estaciones de la zona baja y tres de la región andina), donde indica que el régimen pluviométrico de la cuenca es bimodal. La Fig. 4A representa el régimen para región establecida para el VR1, donde febrero es el mes con mayor lluvia; mientras la Fig. 4B representa la región del VR2, donde marzo es el pico de mayor precipitación, y, además el último trimestre presenta mayor precipitación en comparación con la zona del VR1.

Figura 4. Régimen pluviométrico de la CRJ para la serie temporal 1975-2013, A) régimen unimodal para las estaciones representadas en el VR1, B) régimen unimodal para las estaciones de la región andina. Los histogramas representan la precipitación expresada por medio del índice pluviométrico



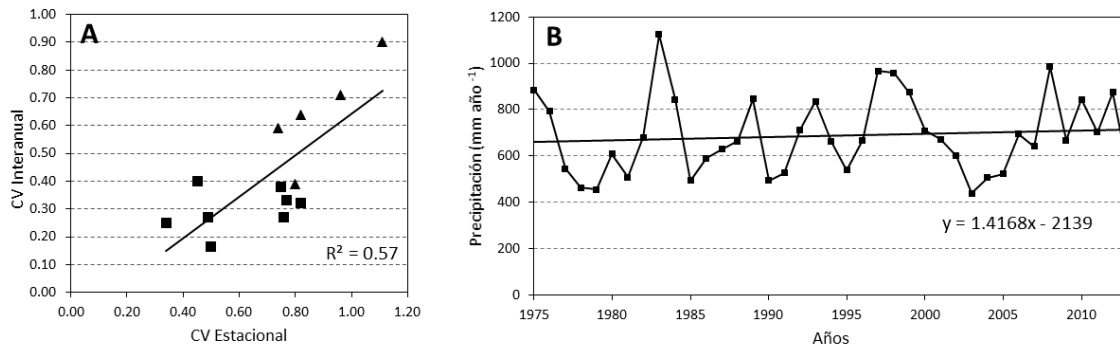
La estaciones de la región del VR1 representadas por triángulos en la Fig. 5A registraron un coeficiente de variación estacional (CVs) mayor que 0.74 presentando un marcada estacionalidad, adicionalmente, la variabilidad interanual representada por el coeficiente de variación (CVi) está por arriba de 0.59, a excepción de la estación M0040 que registra una baja variabilidad interanual (CVi=0.39).

Por otra lado, la región del VR2 representada por cuadrados en la Fig. 5A registra la menor variabilidad interanual menor que 0.40, pero el CVs es bastante heterogéneo para este grupo de estaciones. La relación de la variabilidad estacional e interanual (CVs/CVi) pone de manifiesto una mayor uniformidad en la distribución de las precipitaciones en la zona del VR1, a excepción de M0040 donde la variabilidad estacional es dos veces mayor que la interanual.

Por el contrario, en seis estaciones de la zona del VR2 la variabilidad estacional excede a la variabilidad interanual desde dos veces más hasta tres veces como es el caso de la estación M0142, mientras las estación M0421 (ubicada dentro de la CRJ) y la M0418 (ubicada fuera de la cuenca) manifiestan una mayor uniformidad en la distribución de las precipitaciones.

La figura 5B muestra la precipitación interanual de la CRJ determinada de las estaciones por medio del método de interpolación de Kriging, según la pendiente de la línea de tendencia presenta un incremento, pero con el test de Mann-Kendall ésta tendencia es no significativa, es decir, es una serie de tiempo no estacionaria, donde el porcentaje de incremento según la ecuación de Espinoza et al. (2009a) es del 0.21%.

Figura 5. Estacionalidad y estacionariedad, A) Relación entre el coeficiente de variación interanual (CVi) y el coeficiente de variación estacional (CVs), B) Tendencia de la precipitación interanual de la CRJ



CONCLUSIONES

En el presente estudio de variabilidad espacio-temporal de la precipitación, se pudo determinar que la precipitación en la CRJ es altamente heterogénea y debido a la compleja orografía, no fue posible definir una relación única entre la precipitación media anual y la elevación.

Además, se pudo identificar dos regiones representadas por los vectores regionales (VR1 y VR2), prácticamente divididas por la curva de nivel de 500 msnm, en la zona del VR1 se registra la zona más lluviosa de la cuenca y en el VR2, que representa la región andina, la precipitación registra una disminución en la zona céntrica-alta de la cuenca. Por otro lado, el régimen pluviométrico es unimodal con una marcada estacionalidad para el VR1 y una baja estacionalidad para el VR2, la CRJ de forma general presenta un incremento sin mucha relevancia, pero la tendencia es no significativa.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbancho, A., Tejada, E. & Moreno, J. (2013). Análisis de la variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones en el sector español de la cuenca del Duero (1961-2005). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 61, 235–260.
- Bendix, J. (2000). Precipitation dynamics in Ecuador and northern Peru during the Niño. *International Journal of Remote Sensing*, 21(3), 533–548.
- Bendix, J. et al. (2011). El Niño meets La Niña-anomalous rainfall patterns in the “traditional” El Niño region of southern Ecuador. *Erdkunde*, 65(2), 151–167.
- Brunet-Moret, Y. (1979). Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM*, 16(3-4), 147–170.

- Buytaert, W. et al. (2006). Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*, 329(3–4), 413–421.
- Celleri, R., Willems, P., Buytaert, W. & Feyen, J. (2007). Space–time rainfall variability in the Paute basin, Ecuadorian Andes. *Hydrological Processes*, 21(24), 3316–3327.
- Drogue, G. et al. (2002). A statistical–topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall. *International Journal of Climatology*, 22(5), 599–613.
- Espinoza, J., Ronchail, J. & Guyot, J. (2009a). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29(11), 1574-1594.
- Espinoza, J. et al. (2009b). Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *Journal of Hydrology*, 375(3–4), 297–311.
- Farr, T. et al. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission, *Revista Geophys*, 45, RG2004.
- Feng, S. et al. (2004). Quality control of daily meteorological data in China, 1951–2000: a new dataset. *International Journal of Climatology*, 24(7), 853–870.
- Figueras, S. & Gargallo, P. (2003). *Análisis exploratorio de datos*. Disponible en: <https://bit.ly/2FNdtUM>
- Hiez, G. (1977). L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, 14(2), 29–173.
- Kendall, M. (1975). *Rank Correlation Methods*. Londres: Charles Griffin.
- Lavado, W. (2010). *Modélisation du bilan hydrique à pas de temps mensuel pour l'évaluation de l'impact du changement climatique dans le bassin Amazonien du Pérou*. Toulouse: Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Lavado, W., Labat, D. & Ronchail, J. (2013). Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon–Andes basin over the last 40 years (1965–2007). *Hydrological Processes*, 27(20), 2944-2957.
- Lloyd, C. (2005). Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology*, 308(1–4), 128–150.
- Luna, A. & Lavado, W. (2015). Evaluación de métodos hidrológicos para la completación de datos faltantes de precipitación en estaciones de la Cuenca Jetepeque. *Revista Tecnológica-ESPOL*, 28(3).

- Maldonado, N. & Numa, P. (2002). Clima y vegetación de la región sur del Ecuador. En *Botánica austroecuatoriana: estudios sobre los recursos vegetales en las provincias de El Oro, Loja y Zamora-Chinche*. Quito: Ediciones Abya Yala.
- Mann, H. (1945). Nonparametric Tests against Trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, 13(3), 245–259.
- Manz, B. et al. (2016). High-resolution satellite-gauge merged precipitation climatologies of the Tropical Andes. *Journal of Geophysical Research*, 121(3), 1190-1207.
- Moyano, M. et al. (2005). Guía metodológica para la elaboración del mapa de zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas de América Latina y el Caribe. Disponible en: <https://bit.ly/2jDlBfF>
- Ochoa, A. (2013). La gestión territorial de la cordillera de los Andes en zonas vulnerables: la cuenca del río Jubones. Disponible en: <https://bit.ly/2rnrxuWF>
- Ochoa, A., Pineda, L., Willems, P. & Crespo, P. (2014). Evaluation of TRMM 3B42 (TMPA) precipitation estimates and WRF retrospective precipitation simulation over the Pacific-Andean basin into Ecuador and Peru. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11, 411–449.
- Oliver, M. & Webster, R. (1990). Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographical Information Systems*, 4(3), 313–332.
- Pineda, L., Ntegeka, V. & Willems, P. (2013). Rainfall variability related to sea surface temperature anomalies in a Pacific–Andean basin into Ecuador and Peru. *Advances in Geosciences*.
- Pourrut, P. (1986). Algunas consideraciones acerca de los fenómenos climáticos extremos observados en el Ecuador. *Cultura*, 8(24a), 257–272.
- Pourrut, P., Gómez, G., Bermeo, A. & Segovia, A. (1995). Factores condicionantes de los regimenes climáticos e hidrológicos. Disponible en: <https://bit.ly/2KE7QMt>
- Rollenbeck R. & Bendix J. (2011). Rainfall distribution in the Andes of southern Ecuador derived from blending weather radar data and meteorological field observations. *Atmos. Res.* 99(2), 277–289.
- Rossel, F. & Cadier, E. (2009). El Niño and prediction of anomalous monthly rainfalls in Ecuador. *Hydrological Processes*, 23(22), 3253–3260.
- Santos, J. (2006). El conocimiento sobre el evento de El Niño: una perspectiva local dentro de un contexto global. *Revista Tecnológica Espol*, 19(1), 143-152.

Samaniego-Rojas, N., Eguiguren, P. & Maita, J. (2015). Clima de la región Sur el Ecuador: historia y tendencias. En *Cambio climático y Biodiversidad: Estudio de caso de los páramos del Parque Nacional Podocarpus*. Loja: Universidad Nacional de Loja.

Tukey, J. (1977). *Exploratory data analysis*. Disponible en: <https://bit.ly/2ImaRmk>

Vuille, M., Bradley, R. & Keimig, F. (2000). Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 13(14), 2520–2535.

Zhang, L., Dawes, W. & Walker, G. (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37(3), 701-708.