

EFECTO DE SOMBRA DE PRECIPITACIÓN EN LOS ANDES NEUQUINOS

Florencia Ghetti Paciaroni^{1,2}, Moira Doyle^{1,3,4}, Maximiliano Viale⁵
florenciaghettipaciaroni@gmail.com.

¹ Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO)

² Servicio Meteorológico Nacional (SMN)

³ CONICET - Universidad de Buenos Aires. Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA)

⁴ Instituto Franco-Argentino de Estudios sobre el Clima y sus Impactos (IFAECI) - IRL 3351 - CNRS-CONICET-UBA

⁵ Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA)

Palabras clave: Índice de sombra de precipitación, ríos atmosféricos, Patagonia norte

1) INTRODUCCIÓN

La cantidad de precipitación sobre los Andes Patagónicos se caracteriza climatológicamente por ser entre cuatro y diez veces más grande en la ladera a barlovento (Chile) que aquella en la ladera a sotavento (Argentina), observándose también en esta región gradientes significativos de vegetación. En ese sentido, el fenómeno de sombra de precipitación se describe como una “región con una brusca reducción de la precipitación a sotavento de la barrera orográfica, comparada con regiones a barlovento de ella” según la página web del Glosario de Meteorología (https://glossary.ametsoc.org/wiki/Rain_shadow). Sin embargo, esta definición no especifica la escala temporal del fenómeno, la distancia a la que se extiende desde la barrera, los mecanismos físicos que lo generan, ni cómo cuantificar esa reducción notable de precipitación (Stockham et al., 2018). En este sentido, nos enfocamos en este estudio en cuantificar con diferentes métodos o métricas la sombra de precipitación, analizando dos casos de estudio asociados con dos eventos de ríos atmosféricos (RAs) que penetran los Andes patagónicos sobre el norte de la provincia de Neuquén.

2) DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos de precipitación horaria y diaria de la región de estudio, definida entre los 36°S–38°S y 70°O–74°O y caracterizada por un gran gradiente longitudinal de precipitación, fueron obtenidos de 138 estaciones (107 chilenas y 31 argentinas) pertenecientes a diferentes organismos oficiales de Argentina (Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro, AIC; Red Hidrológica Nacional argentina, RHN; Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, IANIGLA) y Chile (Dirección General de Aguas de Chile, DGA; Dirección Meteorológica de Chile, DMC y Ministerio de Agricultura de Chile, Agromet) para los periodos del 8 al 9 de junio (Evento 1) y del 26 al 27 de junio (Evento 2) de 2018. En el caso del primer evento se lo puede asociar al impacto de dos ríos atmosféricos consecutivos con dirección predominante del noroeste, mientras que en el segundo evento se lo asocia al impacto de un solo río atmosférico con una orientación más zonal. En ambos casos se

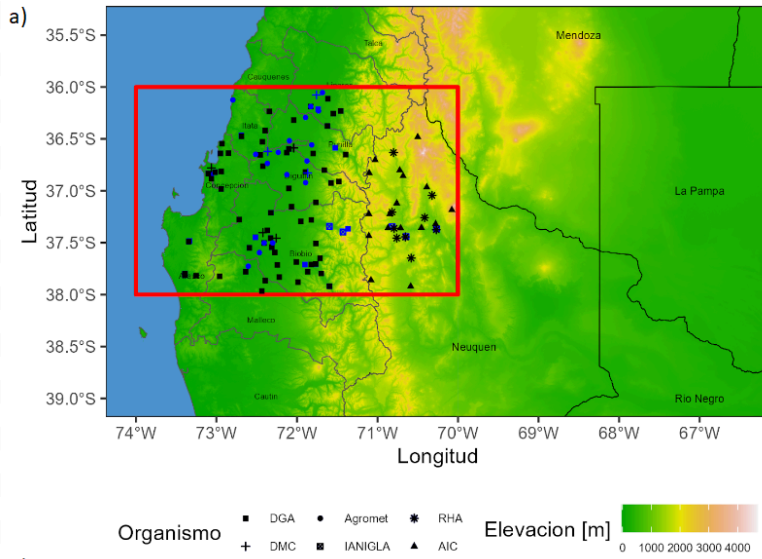


Figura 1: Mapa de la región de los Andes Neuquinos. El recuadro rojo señala el área de estudio. Los símbolos negros (azules) indican la ubicación de pluviómetros con observaciones diarias (horarias).

2013) definido como:

$$R = PO - PE \quad (1)$$

donde PO es la precipitación tri-horaria al oeste de la barrera y PE la precipitación tri-horaria al este. Este índice indica que para valores altos de R la sombra de precipitación es intensa, mientras que los valores bajos indican sombra de precipitación débil.

El segundo método se basa en el cálculo de la fracción de derrame y la distancia de derrame (Sinclair et al., 1997), calculadas cada 3 horas. En el caso de la fracción de derrame se calcula cada 3 horas a partir de dividir el área bajo la curva de mejor ajuste calculada mediante el análisis de Cressman a sotavento ($d > 0$)(Z_s) por el área bajo la curva a ambos lados de la barrera (Z_T):

$$\text{Fracción de derrame} = \frac{\sum Z_s}{\sum Z_T} * 100 \quad (2)$$

Mientras que la distancia de derrame equivale a la distancia corriente abajo de la barrera en la que cae la precipitación a sotavento y se calcula como:

$$\text{Distancia de derrame} = \frac{\sum d_s M_s}{\sum M_s} \quad (3)$$

donde la sumatoria es sobre todas las observaciones normalizadas de precipitación a sotavento (M_s) a una distancia d_s (>0) de la barrera.

El último método se basa en la diferencia de la tasa de precipitación horaria entre el lado oeste de la barrera (PO_{este}) y el lado este (PE_{este}), y se compara con los umbrales propuestos por Mass et al.(2015). Estos umbrales se definen como “precipitación mucho mayor a barlovento” ($PO_{\text{este}} - PE_{\text{este}} \geq 2.5 \text{ mm/h}$), “moderadamente mayor a barlovento” ($0.25 < PO_{\text{este}} - PE_{\text{este}} < 2.5 \text{ mm/h}$

puede categorizar a los ríos atmosféricos como de categoría 2 según la escala de Ralph (Ralph et al., 2019).

Del total de las estaciones, 55 estaciones chilenas y 26 argentinas realizan observaciones diarias de la precipitación, mientras que en 52 estaciones chilenas y en 5 argentinas las observaciones son horarias (Figura 1). Estas observaciones, tras realizarles un control de calidad y una partición a datos tri-horarios(Sinclair et se utilizaron para al,1997), se utilizaron para cuantificar la sombra de precipitación en cada evento aplicando tres métodos diferentes. El primero consiste en calcular el “índice de los sombra de precipitación” (Siler et al.,

), “casi igual en ambos lados” ($|POste - PEste| < 0.25 \text{ mm/h}$), “mayor a sotavento” ($POste - PEste < -0.25 \text{ mm/h}$).

3) RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En el primer caso de estudio, asociado a dos Ríos Atmosféricos consecutivos, ambos con una marcada dirección del noroeste del transporte de vapor integrado en la vertical (IVT), la precipitación fue más homogénea a través de los Andes, con un índice de sombra de precipitación (R) con un valor de -7.24 mm , es decir, sin sombra significativa. En contraste, el segundo caso, con un IVT con dirección zonal, mostró una sombra de precipitación más intensa con un valor de R de 13.58 mm . A su vez, para ambos eventos, se analizaron variaciones intra tormenta mediante el índice R, la fracción y distancia de derrame cada tres horas. Se observó que R se maximiza tras las horas de precipitación más intensa, y que una sombra más fuerte implica menor fracción y distancia de derrame. Además, al comparar tasas horarias de precipitación a ambos lados de los Andes, en el primer evento hubo más horas con mayor precipitación al este, sugiriendo sombra débil; mientras que en el segundo, predominó al oeste, confirmando una sombra más intensa. A partir de estos resultados, se buscará aplicar las metodologías en distintas áreas de la región, considerando que la definición del fenómeno no especifica con claridad su alcance o extensión.

Se observa a su vez, que a pesar de ocurrir en la misma región, estos eventos presentan características diferentes, por lo que la investigación futura de ellos incluye el análisis de las condiciones sinópticas asociadas para comprender la influencia de la circulación atmosférica en la sombra de precipitación.

REFERENCIAS

Mass, C., Johnson, N., Warner, M., & Vargas, R., 2015: Synoptic Control of Cross-Barrier Precipitation Ratios for the Cascade Mountains. *Journal of Hydrometeorology*, 16(3), 1014-1028.

Ralph FM, Rutz JJ, Cordeira JM et al., 2019: A scale to characterize the strength and impacts of atmospheric rivers. *Bull Am Met Soc.* 100(2):269–289.

Siler, N., Roe, G., & Durran, D., 2013: On the Dynamical Causes of Variability in the Rain-Shadow Effect: A Case Study of the Washington Cascades. *Journal of Hydrometeorology*, 14(1), 122-139.

Sinclair, M. R., Wratt, D. S., Henderson, R. D., & Gray, W. R., 1997: Factors Affecting the Distribution and Spillover of Precipitation in the Southern Alps of New Zealand—A Case Study. *Journal of Applied Meteorology*, 36(5), 428-442.

Stockham, A. J., Schultz, D. M., Fairman, J. G., Jr., & Draude, A. P., 2018: Quantifying the Rain-Shadow Effect: Results from the Peak District, British Isles. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(4), 777-790.