

Rol de la precipitación y la evapotranspiración sobre los cambios de la aridez en Argentina

Role of precipitation and evapotranspiration in aridity changes in Argentina

Pedro S Blanco^{1,2,3}, Moira E Doyle^{1,2,3}

Resumen El objetivo es cuantificar la contribución de la precipitación y la evapotranspiración a los cambios de la aridez en Argentina durante el período 1961-2020. Se utilizaron datos mensuales de temperatura media y precipitación de la base de datos CRU 4.06 para la Argentina continental durante el período de estudio. Con la temperatura media se calculó la evapotranspiración potencial con el método de Thornthwaite, para luego estimar el índice de aridez (IA) como el cociente entre la precipitación (P) y la evapotranspiración potencial (ETP). Se analizaron las contribuciones de la P y ETP al cambio del IA. En general, las áreas con aumento (disminución) de P coinciden con aquellas que muestran aumentos (disminuciones) del IA. Sin embargo, ETP intensifica la disminución o atenúa el aumento del IA. A nivel anual, en el país predominan condiciones climáticas más áridas durante el período histórico, pero esta característica varía según la estación del año debido al ciclo estacional de las variables.

Palabras clave Intercambios, clima árido, variación estacional.

Abstract *The goal is to quantify the contribution of precipitation and evapotranspiration to changes in aridity in Argentina during the 1961-2020 period. Monthly data of mean temperature and precipitation from the CRU 4.06 database for continental Argentina were used. Potential evapotranspiration was calculated using mean temperature with Thornthwaite's method, to then estimate the aridity index (AI) as the ratio between precipitation (P) and potential evapotranspiration (PET). The equation by Feng and Fu (2013) was used to analyze the contributions of P and PET to the change in AI. In general, areas with an increase (decrease) in P coincide with those showing increases (decreases) in AI. However, PET intensifies the decrease or attenuates the increase in AI. On an annual level, more arid climatic conditions prevail in the country during the historical period, but this characteristic varies according to the season of the year due to the seasonal cycle of the variables.*

Keywords *Exchanges, arid climate, seasonal variation.*

INTRODUCCIÓN

La aridez atmosférica puede definirse como un fenómeno estructural, cuyo rasgo principal es la escasez persistente de agua en el ambiente. En términos de balance hídrico, la aridez sucede cuando la demanda evaporativa de la atmósfera iguala o supera a los aportes de precipitación (Nicholson, 2011). Como consecuencia directa de una disminución de las lluvias y un aumento de la evapotranspiración (Ullah et al., 2022), en diferentes regiones del planeta se registró una expansión acelerada y continua de las condiciones áridas durante las últimas décadas, tal como en la Patagonia o la Cordillera de los Andes (Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC], 2021). En este sentido, la evaluación del rol que tienen estas variables climáticas en el balance es crucial para entender, en

¹Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO), Buenos Aires, Argentina. Email: pedro.blanco@cima.fcen.uba.ar

²CONICET - Universidad de Buenos Aires, Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), Buenos Aires, Argentina.

³Instituto Franco-Argentino de Estudios sobre el Clima y sus Impactos (IFAECI), IRL 3351, CNRS-CONICET-IRD-UBA, Buenos Aires, Argentina.

una primera aproximación, las causas de tal expansión de las regiones áridas. Por lo tanto, en el presente trabajo se pretende cuantificar la contribución de la precipitación y la evapotranspiración a los cambios de la aridez en Argentina durante el período 1961-2020.

DATOS Y MÉTODO

En la investigación, se utilizaron datos mensuales de temperatura media del aire y acumulado de precipitación para el dominio de Argentina continental y el período comprendido desde 1961 hasta 2020. Estos datos se extrajeron de la versión 4.06 de la base Climatic Research Unit (CRU) gridded Time Series (Harris et al., 2020), la cual tiene una mayor consistencia con las observaciones de estaciones meteorológicas respecto a otras bases de datos (Doyle, 2020). En efecto, la información se descargó en un grillado de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, pero para una mayor precisión de los resultados se aumentó la resolución espacial a $0.16^\circ \times 0.16^\circ$ a través del método de interpolación bilineal.

Previo al procesamiento de los datos, se calculó la evapotranspiración potencial con el método indirecto de Thornthwaite (1948). Este método consiste en un algoritmo que convierte la temperatura media en un “índice de calor”, el cual representa la eficiencia energética de la temperatura para poder evapotranspirar. Entonces, como la evapotranspiración es un proceso complejo de difícil y escasa medición en estaciones, resulta conveniente emplear el método como una aproximación para cuantificar la demanda evaporativa de la atmósfera.

La aridez puede estimarse cuantitativamente a través del cociente entre la precipitación (numerador) y la evapotranspiración potencial (denominador). Esta métrica sencilla y de aplicabilidad global, también conocida como índice de aridez (IA), fue propuesta por el United Nations Environment Programme (UNEP) para la detección de tierras secas en el mundo (Cherlet et al., 2018). Por su forma de cálculo, el IA expresa la proporción de ingreso de agua (precipitación) en una región con respecto a la cantidad máxima posible de egreso de agua (evapotranspiración potencial), determinada en función de la demanda atmosférica representada por la temperatura.

Los cambios del IA pueden atribuirse a los cambios de las variables que intervienen en su cálculo. Por lo tanto, a través de una ecuación propuesta por Feng & Fu (2013), se cuantificó la contribución de la precipitación (P) y la evapotranspiración potencial (ETP) a los cambios del IA siguiendo la Ecuación 1. Dado que estas variaciones se evalúan en términos climatológicos, se dividió el período de estudio en dos subperíodos de igual duración (1961-1990 y 1991-2020). Asimismo, se analizaron los cambios tanto a nivel anual como para las cuatro estaciones del año (DEF: verano, MAM: otoño, JJA: invierno, SON: primavera).

$$\Delta \left(\frac{P}{ETP} \right) = \frac{1}{ETP_1} \Delta P - \frac{P_1}{ETP^2} \Delta ETP - \frac{P_1}{ETP^3} (\Delta ETP)^2. \quad (1)$$

En la ecuación anterior, el lado izquierdo representa el cambio total del IA entre los subperíodos, mientras que el lado derecho muestra los cambios de las variables por separado. Por una parte, el primer término del lado derecho corresponde a la contribución del cambio de P entre los subperíodos, cuando la ETP se mantiene fija con los valores correspondientes al subperíodo 1961-1990 (indicado con el subíndice 1). Por otro lado, el segundo y tercer término son la contribución del cambio de la ETP cuando P es fija.

Desde un enfoque cualitativo, los valores del IA pueden traducirse en distintos tipos de clima para una región concreta. Convencionalmente, los grados de aridez se clasifican de la siguiente manera: hiperárido [HA] (de 0 a 0.05), árido [A] (de 0.05 a 0.2), semiárido [SA] (de 0.2 a 0.5), subhúmedo seco [SHS] (de 0.5 a 0.65), subhúmedo húmedo [SHH] (de 0.65 a 1) y húmedo [H] (más de 1). Esta categorización es útil para identificar si un ambiente experimenta un déficit hídrico, ya que los valores inferiores a 1 señalan que el suministro de agua por precipitación es menor a la demanda en la

interfaz atmósfera-suelo (Zomer et al., 2022). Además, si se cuenta con una larga serie de datos, es posible cuantificar las áreas que cambiaron hacia condiciones más áridas, siendo relevante para detectar las posibles regiones con riesgo de degradación del suelo y desertificación (Spinoni et al., 2015; Právālie et al., 2019).

Dada la clasificación climática del IA, se elaboraron campos medios anuales y estacionales para los subperíodos mencionados. Luego, a partir de una superposición de los mismos, se identificaron las áreas con intercambios entre categorías, es decir, aquellas regiones del país que experimentaron un cambio hacia un clima más árido (ej. de semiárido a árido) o más húmedo (ej. de árido a semiárido). Por último, para estas regiones de intercambio, se computó la contribución promedio de las variables climáticas trabajadas (P y ETP), y se analizó la forma en que cada una de ellas ha aportado al cambio total del IA.

RESULTADOS

El IA representa la interacción entre la precipitación y la demanda evaporativa de la atmósfera en una región determinada. Por un lado, la P anual experimentó cambios en diferentes direcciones (Figura 1a, izquierda). El aumento más marcado se observó en el suroeste de Buenos Aires alrededor de los 40°S y 64°O, en el sur de la Mesopotamia, hacia el extremo noreste en Misiones y en el suroeste del país (no significativo). Las disminuciones más importantes se dieron en los Andes Principales y Patagónicos entre los 34°-45°S (significativo en algunas áreas puntuales). En el noroeste y centro, se encontraron disminuciones de menor magnitud que en los Andes (significativo), al igual que en el sureste de Buenos Aires y norte de la Mesopotamia (no significativo).

Por otro lado, la ETP anual tuvo un incremento generalizado en Argentina, en concordancia con el aumento de la temperatura media del aire (Figura 1a, centro). Los mayores valores se ubicaron hacia el extremo noreste en Misiones y parte de Corrientes, así como en una estrecha franja meridional que se extiende sobre los Andes entre los 33°-50°S (significativo). En la Patagonia extra-andina, el centro-norte y algunas áreas localizadas al este del país hay incrementos menos pronunciados (significativos).

La distribución espacial del cambio total del IA anual es bastante similar al patrón observado en la P (Figura 1a, derecha). En consecuencia, la P podría constituirse como el principal impulsor de los cambios en el IA, aunque las estructuras espaciales pueden estar afectadas por las variaciones de ETP. Por ejemplo, en los Andes Principales y Patagónicos entre los 33°-50°S se advierte una franja meridional de cambio negativo del IA, favorecida por una reducción considerable de la P y un aumento moderado de la ETP. La misma situación ocurrió en el centro del país, pero los valores son menos pronunciados (significativos) respecto a los de la región andina. En el suroeste de Buenos Aires y sur de la Mesopotamia, el cambio positivo del IA fue causado por un aumento simultáneo de la P y la ETP, pero el porcentaje de este cambio es más bajo para el IA respecto al de la P.

Los cambios del IA, inducidos por variaciones de la P y ETP, pueden detectarse cualitativamente a través de los tipos de intercambio entre categorías del índice (Figura 1b). En general, la mayor parte del territorio argentino presentó condiciones más áridas. En el centro y norte del país, se encuentran regiones continuas en forma de franjas meridionales con cambios de climas H a SHH (2.5%), SHH a SHS (2.9%) y SHS a SA (2,7%). En la zona de los Andes desde los 30°S hasta los 50°S, se extienden regiones con cambios sucesivos hacia regímenes también más áridos. En la Patagonia extra-andina, se ubican algunas regiones que varían de SA a A (1.4%). Por el contrario, en el suroeste de Buenos Aires y el extremo suroeste de la Patagonia, se restringen áreas pequeñas con un clima más húmedo, principalmente de SHS a SHH (0.3%) y de SA a SHS (0.2%).

En total, las regiones que se volvieron más húmedas ocuparon un 0.6% del país, mientras que las que cambiaron a un clima más árido abarcaron un área de 9.5%. Este último dato resulta interesante porque, aunque sea un porcentaje relativamente bajo, en términos absolutos representa que alrededor

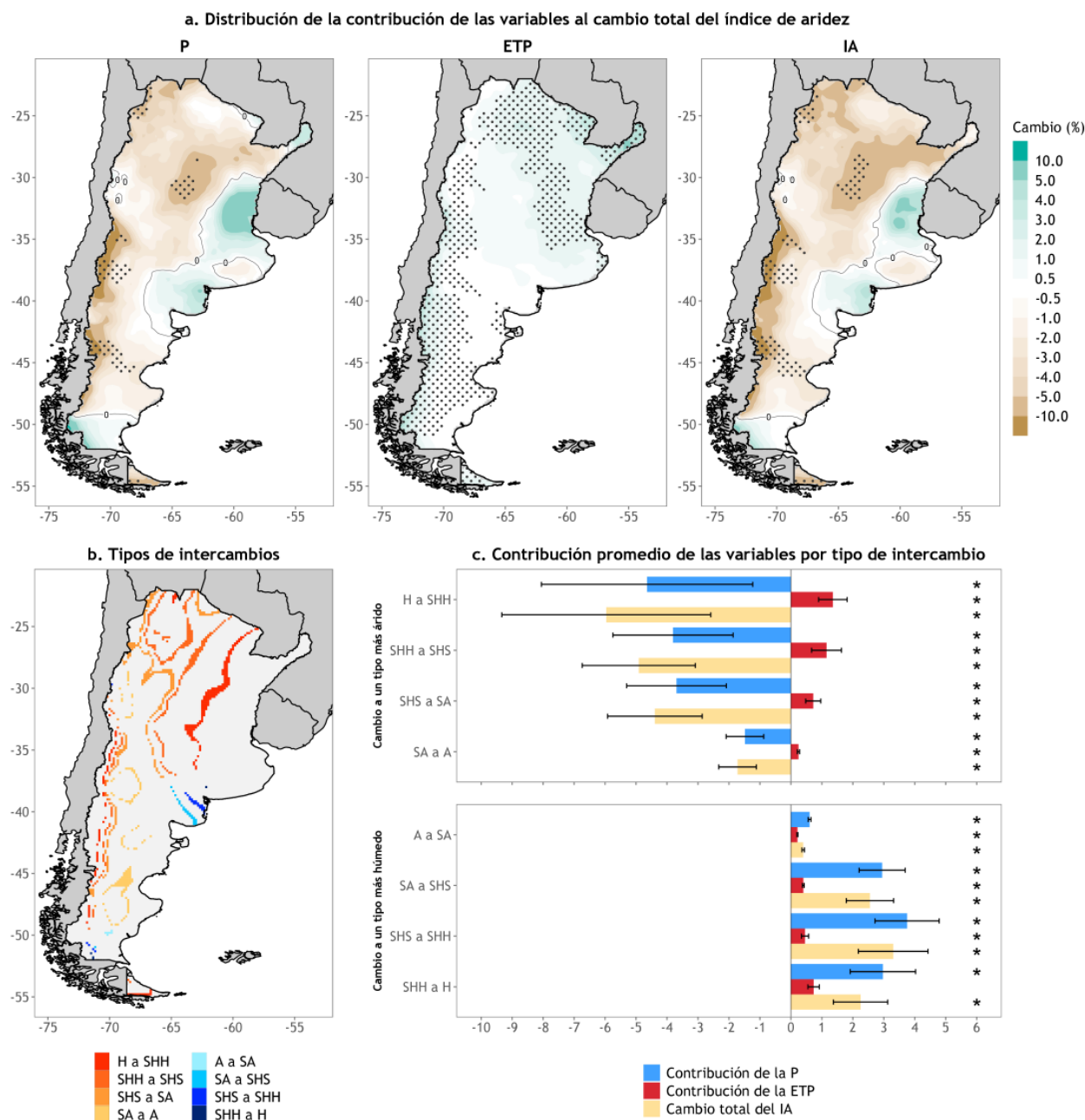


Figura 1. a) Distribución de la contribución de la precipitación anual (P) y la evapotranspiración potencial anual (ETP) al cambio total del índice de aridez anual (IA) en la Argentina. Las áreas punteadas son las contribuciones significativas, evaluadas mediante la prueba *t* de Student, con un nivel de confianza del 95%. b) Regiones de intercambios entre categorías del IA, comparando el promedio del período 1991-2020 respecto al de 1961-1990; c) Contribución media de las variables al cambio total del IA, promediadas espacialmente para las regiones de intercambio. Los asteriscos son las contribuciones significativas, evaluadas mediante la prueba *t* de Student, con un nivel de confianza del 95%. Las barras de error representan la desviación estándar ($\pm 1\sigma$) de todos los puntos de la grilla con el mismo tipo de intercambio.

de 261.000 km² de superficie de Argentina sufrió un incremento promedio de la aridez durante el período histórico. En tal sentido, un clima más árido es favorable para la ocurrencia de diferentes amenazas climáticas, como la mayor frecuencia e intensidad de sequías extremas, la reducción del nivel de los ríos, la propagación de incendios forestales, la escasez de agua para los cultivos y el ganado, la degradación parcial o total del suelo, etc. (Greve et al., 2019).

La Figura 1c muestra la contribución promedio de la P y la ETP al cambio total del IA para los distintos

tipos de intercambios. Se destaca que los cambios hacia tipos más áridos están asociados a una notable disminución de la P y un aumento leve a moderado de la ETP. Por su lado, los cambios hacia regímenes más húmedos se caracterizan por un incremento promedio de las dos variables climáticas, pero los valores de la P son más altos que los de la ETP.

En las regiones afectadas por un cambio hacia un clima más árido, la disminución de la P (significativa) es más pronunciada para las transiciones de H a SHH (4.6%), SHH a SHS (3.8%) y SHS a SA (3.6%). De estos tres tipos de intercambios, los dos primeros registran el mayor incremento de la ETP (alrededor de 1.4%), lo que provoca una disminución promedio significativa del IA a valores entre 5 y 6%. Para el caso de las regiones que pasan de SA a A, una leve reducción de la P (1.5%) combinado con una mayor ETP (0.4%) favorecen una disminución poco considerable del IA (significativa).

Los intercambios hacia climas más húmedos señalan que, a pesar de un aumento significativo de la P, el incremento del IA es menor debido al efecto amortiguador de la variación positiva de la ETP. Por ejemplo, para el cambio de SHS a SHH, la ETP contribuyó en reducir un 0.5% al aporte de la P que fue de 3.8%, resultando entonces un cambio total aproximado del 3.3% del IA. Esta situación podría asociarse a la mayor capacidad de la atmósfera para retener humedad, debido a los niveles más altos de déficit de presión de vapor como consecuencia del aumento de temperatura del aire. En dicho escenario, una mayor demanda evaporativa genera que una parte significativa de la P pase de la superficie a la atmósfera, favoreciendo una disminución del IA. De hecho, si el ritmo de incremento de la ETP fuera más alto que el de la P, el cambio total del IA sería negativo y se darían condiciones más áridas (Seneviratne et al., 2010).

A nivel estacional, los cambios del IA y las contribuciones de sus variables climáticas asociadas (no mostrado) presentan patrones espaciales diferentes a los anuales. Sin embargo, se destaca que la P nuevamente se constituye como el factor que modula las estructuras de cambio del IA, mientras que dichas señales de cambio son amplificadas o debilitadas por el efecto de la ETP.

En el verano, la ETP se incrementa en todo el país con aportes menores al 10%. Por su parte, la P muestra regiones más áridas en los Andes y la Patagonia, y regiones más húmedas en el centro y norte. Este patrón espacial de la P es replicado por los cambios del IA, pero los valores aumentan o disminuyen debido a la ETP positiva. La situación opuesta ocurre durante el otoño, con una disminución generalizada de la ETP y un aumento (disminución) de la P en los Andes y la Patagonia (centro y noroeste). En tal caso, la reducción de la ETP combinada con un cambio positivo de la P conducen a un incremento del IA. Sin embargo, esta dinámica difiere cuando la ETP y la P disminuyen simultáneamente, ya que el cambio negativo del IA se ve atenuado.

Durante el invierno, en Argentina predomina un cambio negativo del IA, inducido por un aumento de la ETP y ligeras contribuciones de la P (positivas en los Andes y negativas en el centro-este). A comparación de las otras estaciones del año, en el invierno se advierten los cambios más leves del IA y sus variables. Por último, en la primavera, la P es el principal impulsor del cambio del IA, ya que la ETP ha tenido pocos cambios.

CONCLUSIONES

En las últimas décadas, la Argentina ha experimentado un aumento de la aridez y una expansión de las condiciones áridas, en detrimento de las regiones con un clima más húmedo. Estos cambios climáticos se atribuyen a las variaciones de la precipitación y la demanda evaporativa de la atmósfera. Sin embargo, estas variables han tenido un papel diferencial en el cambio de la aridez.

En general, las áreas con aumento (disminución) de la precipitación coinciden con aquellas que muestran aumentos (disminuciones) del IA. Sin embargo, la evapotranspiración potencial puede intensificar la disminución o atenuar el aumento del índice. Por lo tanto, la precipitación modula los patrones de cambio del IA, mientras que las magnitudes de estos cambios se amplifican o debilitan

según el comportamiento de la demanda evaporativa.

A nivel anual, en el país predominaron condiciones cada vez más áridas durante el período histórico. No obstante, esta situación es diferente según la estación del año debido a la propia variabilidad estacional de la precipitación y la evapotranspiración. En efecto, para futuras investigaciones se planteará investigar más a fondo la dinámica estacional de las contribuciones de dichas variables al cambio del IA. Los resultados presentados podrían ser útiles para la identificación y evaluación de riesgos de desertificación de los suelos en el territorio nacional.

REFERENCIAS

- Cherlet, M., Hutchinson, C., Reynolds, J., Hill, J., Sommer, S., & Maltitz, G. V.** (2018). *World Atlas of Desertification*. Publication Office of the European Union. <https://doi.org/10.2760/06292>
- Doyle, M. E.** (2020). Observed and simulated changes in precipitation seasonality in Argentina. *International Journal of Climatology*, 40(3), 1716–1737. <https://doi.org/10.1002/joc.6297>
- Feng, S. & Fu, Q.** (2013). Expansion of global drylands under a warming climate. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(19), 10081–10094. <https://doi.org/10.5194/acp-13-10081-2013>
- Greve, P., Roderick, M. L., Ukkola, A. M., & Wada, Y.** (2019). The aridity index under global warming. *Environmental Research Letters*, 14(12), 124006. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab5046>
- Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., & Lister, D.** (2020). Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*, 7(1), 109. <https://doi.org/10.1002/joc.3711>
- Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC]** (2021). Summary for policymakers. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 3–32. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- Nicholson, S. E.** (2011). *Drylands Climatology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CB09780511973840>
- Právilie, R., Bandoc, G., Patriche, C., & Sternberg, T.** (2019). Recent changes in global drylands: Evidences from two major aridity databases. *Catena*, 178, 209–231. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.03.016>
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., & Teuling, A. J.** (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3-4), 125–161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>
- Spinoni, J., Vogt, J., Naumann, G., Carrao, H., & Barbosa, P.** (2015). Towards identifying areas at climatological risk of desertification using the Köppen–Geiger classification and FAO aridity index. *International Journal of Climatology*, 35(9), 2210–2222. <https://doi.org/10.1002/joc.4124>
- Thorntwaite, C. W.** (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55–94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Ullah, S., You, Q., Sachindra, D. A., Nowosad, M., Ullah, W., Bhatti, A. S., & Ali, A.** (2022). Spatiotemporal changes in global aridity in terms of multiple aridity indices: An assessment based on the CRU data. *Atmospheric Research*, 268, 105998. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105998>
- Zomer, R. J., Xu, J., & Trabucco, A.** (2022). Version 3 of the global aridity index and potential evapotranspiration database. *Scientific Data*, 9(1), 409. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01493-1>