

RECORDATORIO



NORMA POSSIA

El 5 de enero de 2022 falleció Norma Edith Possia, quien fuera socia del CAM por varias décadas. Obtuvo el título de Licenciada en Ciencia Meteorológicas en 1979 (UBA) y se doctoró en Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (UBA) en el año 2004.

Norma nos dejó por sobre todo su espíritu docente, con sus explicaciones exhaustivas con todos los detalles físicos y matemáticos. Norma formó a muchas generaciones de meteorólogos y meteorólogas en la dinámica de la atmósfera y la sinóptica básica. Siempre disfrutó su tarea docente destinando muchas horas a esa labor no sólo en preparar clases sino también en las consultas particulares que siempre brindó con mucha predisposición. También dirigió tesis de licenciatura, iniciando a estudiantes en la investigación científica.

Como investigadora formó parte del equipo del DCAO/CIMA que adaptó e implementó el primer sistema integrado de análisis objetivo y modelo cuasigestrófico de predicción numérica del tiempo que fuera adoptado por el SMN. Posteriormente también trabajó en el equipo que adaptó el primer modelo numérico regional en ecuaciones primitivas (NWP/CIMA) que reemplazó al modelo cuasigestrófico en el SMN. Su doctorado se centró en el estudio de los Ciclones Explosivos que afectan a Argentina, aportando un profundo conocimiento sobre los procesos de la génesis de estos sistemas, conocimientos de alto impacto en el momento de pronosticarlos. Estudió, además, en colaboración, las Bajas Segregadas en el Sur de Sudamérica. Norma siempre disfrutó del trabajo en equipo, de la discusión de los casos, de los posibles procesos intervinientes, de cuál es el término “culpable” de la ecuación de la tendencia..., en esos momentos sus ojos brillaban y proponía un café con chocolate para pensar y discutir temas pendientes, o para festejar cuando se encontraba la respuesta.

Esa fue Norma, la meteoróloga y colega muy querida y respetada, que siempre colaboró con las tareas que le solicitó el DCAO y que participó de comisiones directivas del CAM. Pero Norma también fue mamá, que decidió ser madre aun sin compañero. Norma fue abuela cariñosa y orgullosa de su nieto.

Claudia y Bibi

VERIFICACIÓN ESPACIAL DE PRONÓSTICOS DE PRECIPITACIÓN EN ALTA RESOLUCIÓN PARA LA REGIÓN SUR DE SUDAMÉRICA

Natalí Giselle Aranda¹, Yanina García Skabar^{1,2}, Cynthia Mariana Matsudo¹

¹Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina. ²CONICET, Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 29 de marzo de 2021, en su versión final el 21 de septiembre de 2021)

RESUMEN

Dada la creciente demanda y utilización de modelos numéricos para pronosticar la ocurrencia de precipitación, es necesario contar con métodos de verificación que permitan cuantificar la calidad de los pronósticos, a partir de la evaluación de sus errores y sesgos. El método de evaluación diagnóstica basado en objetos (MODE, por sus siglas en inglés), es una herramienta de verificación espacial que identifica regiones de interés, como áreas con precipitación, y define objetos en los campos del pronóstico y de la observación a partir de parámetros definidos por el usuario. MODE fue utilizado para evaluar el desempeño de los pronósticos de precipitación del Weather and Research Forecasting Model (WRF), con resolución espacial de 4 km, sobre el sur de Sudamérica. Los pronósticos fueron comparados con la estimación de precipitación, Integrated Multi-Satellite Retrievals Final Run (IMERG-F), producto derivado de la misión satelital de medición global de precipitación (GPM, por sus siglas en inglés). Para el período de un mes se evaluó la sensibilidad a la elección de los parámetros de MODE, radio de convolución y umbral de intensidad para la precipitación acumulada a 3 y 24 horas. El período completo de verificación considerado abarcó los años 2017-2018 y además se utilizaron técnicas tradicionales de verificación (ej, Probabilidad de detección, Falsas Alarmas). Adicionalmente, los pronósticos de precipitación acumulada en 24 horas del WRF se compararon con los del modelo global Global Forecast System (GFS). En este estudio se pudo comprobar que los métodos tradicionales de verificación contribuyen a conocer la calidad de un pronóstico de precipitación en forma objetiva. Por otro lado, la verificación por objetos permite evaluar cómo los pronósticos logran representar la posición, tamaño e intensidad del fenómeno de interés. Respecto de los modelos analizados, tanto el WRF como el GFS presentan gran cantidad de eventos sorpresas y falsas alarmas, pero también se destacan porque sus aciertos presentan bajos errores de posición e intensidad de precipitación.

Palabras clave: pronósticos de precipitación, verificación espacial, MODE, WRF, GFS.

SPATIAL VERIFICATION OF HIGH RESOLUTION PRECIPITATION FORECASTS OVER SOUTHERN SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Given that there is an increasing demand and use of numerical models to forecast precipitation events, it is essential to advance in the use of different verification methods to measure the quality of the forecasts with the evaluation of errors and biases. The method for object-based diagnostic evaluation (MODE) is a spatial verification method that identifies regions of interest, like precipitation, in the same way that a human would do. This method defines objects in the forecast and observation fields based on user-defined parameters. MODE was used to evaluate the performance of 4-km hourly precipitation forecasts from the Weather and Research Forecasting Model (WRF) over southern South America against the Global Precipitation Measurement (GPM) derived product IMERG Final Run version (IMERG-F). For a one month period, tests were performed to select the values for threshold and the radius of convolution parameters adequate for 3 and 24 hour accumulated precipitation. The whole verification period considered was 2017-2018 and furthermore, traditional verification statistics (eg, Probability of Detection, False Alarm Ratio) were used. Additionally, 24-hour accumulated precipitation forecasts from WRF were compared with those from the Global Forecast System (GFS). This study proved that traditional verification methods allow objectively to know the quality of precipitation forecasts. Conversely, object verification rather than making a pointwise evaluation of hits and misses, identifies precipitation patterns and compares attributes describing position, size and intensity of matched forecasted and observed objects. Regarding the analyzed models, although WRF and GFS present many surprises and false alarms, hit events present low errors associated with location and intensity of precipitation.

Keywords: precipitation forecast, spatial verification, MODE, WRF, GFS.

1. INTRODUCCIÓN

El pronóstico de precipitación, especialmente en los casos de precipitación intensa asociados a tormentas, representa un desafío científico y tecnológico muy complejo. Uno de los métodos para pronosticar su ocurrencia es la utilización de modelos numéricos de la atmósfera en muy alta resolución. Debido a la importancia que conlleva el pronóstico meteorológico, su verificación resulta indispensable para evaluar la calidad de los mismos.

Uno de los métodos para verificar pronósticos de precipitación es la verificación puntual, en donde a partir de una evaluación punto a punto entre el campo pronosticado y observado se comprueba si la precipitación ocurrió o no. Si bien el aumento de la resolución de los modelos meteorológicos mejoró el rendimiento de los pronósticos, a veces este avance no

es captado correctamente por los métodos tradicionales de verificación que no distinguen los errores asociados al desplazamiento del evento o a la extensión de la región precipitante (Brown y otros, 2004; Roebber y otros, 2004; Guilleland y otros, 2020). Es así que en los últimos años se desarrollaron técnicas que contemplan la verificación espacial y entre ellas se encuentra el método de evaluación diagnóstica basado en objetos (MODE, por sus siglas en inglés). MODE está basado en la teoría desarrollada por Davis y otros (2006a) y permite, mediante resultados gráficos y estadísticos, describir y comparar los objetos pronosticados con los observados (Brown y otros, 2009). Esta metodología fue utilizada en diferentes partes del mundo y para diferentes aplicaciones. Mittermaier y Bullock (2013) y Griffin y otros (2017) utilizaron MODE para evaluar pronósticos de cobertura nubosa. El primer estudio demostró que el número de

objetos en los pronósticos de nubosidad sobre el Reino Unido depende de los parámetros elegidos en la verificación espacial, influyendo en el número de aciertos, falsas alarmas y sorpresas. En el segundo estudio se observó que los pronósticos de nubosidad en Estados Unidos son más exactos en verano ya que los objetos pronosticados representan mejor la ubicación y el área de los objetos. Mittermaier y otros (2020) emplearon la verificación basada en objetos para evaluar concentraciones de clorofila sobre el noreste del Océano Atlántico. La metodología les permitió detectar que los modelos oceánicos empleados tienden a sobreestimar la cantidad de objetos, situación que podría mejorarse si se aumentara la resolución espacial de dichos modelos.

Johnson y otros (2013) compararon los resultados de la verificación por MODE entre modelos con distinta resolución espacial: la mejora en la resolución de los pronósticos permite encontrar objetos de menor tamaño y al igual que Kain y otros (2008), sostienen que los errores espaciales de los pronósticos de mayor resolución se deben a la propia resolución del modelo y a sus condiciones de borde. Wolff y otros (2014) demostraron que la verificación espacial en los pronósticos de precipitación en alta resolución, a diferencia de los métodos tradicionales de verificación, permite identificar errores de ubicación, extensión, y desplazamiento. Moser y otros (2015) estudiaron los efectos de la asimilación de datos de radar para mejorar los pronósticos de precipitación en alta resolución. Para ello, MODE fue utilizado en situaciones particulares, permitiendo observar que la exactitud en la predicción de la posición, área e intensidad de la precipitación varía de acuerdo al caso de estudio seleccionado. Los trabajos de Johnson y otros (2013), Wolff y otros (2014) y de Moser y otros (2015), coinciden en que la elección de los parámetros que definen los objetos depende de cada caso de estudio, y por lo tanto la generalización de los resultados a otras aplicaciones se ve limitada. Skinner y otros (2018), y posteriormente Flora y otros (2019), se

basaron en la técnica de MODE para verificar tormentas y mesociclones. Ambos estudios señalaron la habilidad de MODE para evaluar pronósticos y que una incorrecta elección del umbral de intensidad influye en el número de objetos identificados, alterando los valores de los indicadores de verificación. Por su parte, Gilleland (2020) evaluó el desempeño de dos nuevos índices de verificación para intensidades de precipitación de modelos en alta resolución, inspirado en las propiedades de los objetos identificados por MODE.

En particular en Sudamérica se pueden mencionar el trabajo de Charo y otros (2014), donde aplicaron el método de MODE para estudiar un caso de precipitación intensa. En dicho trabajo, MODE permite analizar desde otro punto la calidad del pronóstico de precipitación ya que no solo considera la intensidad de la precipitación pronosticada, sino también el área cubierta, la forma y la orientación del área. Bender y Ynoue (2014) utilizaron índices de la verificación puntual y de MODE para verificar los pronósticos de precipitación del modelo Global Forecast System (GFS) sobre San Pablo y alrededores. Se observó que durante la época lluviosa, el GFS presenta un mejor desempeño y que gracias a la implementación de MODE, pudo detectarse que una de las causas de los errores en los pronósticos se debe a la sobreestimación del área y de la intensidad de precipitación. Posteriormente, Carrasco (2017) avanzó en una metodología basada en MODE para evaluar la precipitación en América del Sur, para lo cual se llevaron a cabo experimentos utilizando las predicciones BRAMS y que fueron comparadas con las predicciones GFS. La mayor proporción de errores estuvo relacionada a eventos no pronosticados y la verificación espacial resultó de utilidad para caracterizar patrones espaciales.

En el presente trabajo se describe y aplica la metodología de identificación de objetos con MODE, con el objetivo de realizar una verificación del desempeño de los pronósticos

de precipitación de alta resolución del modelo Weather Research and Forecasting Model (WRF) operativo en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) para la región sur de Sudamérica, para el periodo 2017-2018. En la sección 2 se muestran los datos y la metodología empleada. En la sección 3, los resultados de la verificación para la precipitación acumulada en 24 y 3 horas, y se analizan las ventajas y limitaciones de la verificación puntual y de MODE. También se compara el desempeño de los pronósticos de precipitación acumulada en 24 horas del WRF con los del modelo GFS. Finalmente, en la sección 4 se presentan las conclusiones.

2. DATOS Y METODOLOGIA

2.1. MODELO WRF, GFS Y ESTIMACIONES SATELITALES DE PRECIPITACIÓN

Los pronósticos numéricos verificados son los generados para Argentina en forma operativa en el SMN con el modelo WRF en su versión con núcleo dinámico Advanced Research WRF (ARW) versión 3.8 (Skamarock y otros, 2005). Los pronósticos tienen una resolución horizontal de 4 km y vertical de 38 niveles con el tope en 50 hPa. Su proyección es Lambert Conformal y su dominio abarca toda la región sur de Sudamérica y los océanos adyacentes tal como se muestra en la Figura 1. La convección se resuelve de manera explícita y se generan cuatro ciclos diarios de pronósticos, inicializados a las 00, 06, 12 y 18 UTC, todos por un plazo de 48 horas, produciendo pronósticos en forma horaria. Los mismos se inicializan a partir de los pronósticos del GFS con una resolución horizontal de 0.25° incorporándose como condiciones de borde en forma horaria (García Skabar y otros, 2018). En este trabajo, se verificaron los pronósticos del WRF inicializados a las 06 UTC por un período de dos años comprendido entre el 1 de enero de 2017 hasta el 31 de diciembre de 2018. Por un lado, se analizó el desempeño del pronóstico de precipitación acumulada a 3 horas desde el inicio de la simulación hasta las 48 horas. Por

otro lado, se analizó la precipitación acumulada en 24 horas (entre las 12 UTC del día y las 12 UTC día siguiente) correspondiente a un plazo de pronóstico entre 6 y 30 horas. El GFS es un modelo meteorológico global producido por el National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Los pronósticos del GFS están disponibles con una resolución espacial de 0.25° y temporal de 1 hora, con cobertura global. El GFS cuenta con cuatro ciclos diarios de pronósticos (0, 06, 12 y 18 UTC), de los cuales, al igual que con el WRF, se utilizó el ciclo inicializado a las 06 UTC y se analizó la precipitación acumulada entre las 12 UTC del día y las 12 UTC día siguiente, correspondiente a un plazo de pronóstico entre 6 y 30 horas.

Los pronósticos de precipitación del WRF y del GFS fueron comparados con las estimaciones satelitales de precipitación Integrated Multi-Satellite Retrievals generadas a partir de los datos provenientes de la misión de Global Precipitation Measurement, GPM, en su versión Final Run (Huffman y otros, 2015), denominados IMERG-F de aquí en adelante. Esta estimación cuenta con datos calibrados con estaciones pluviométricas de superficie y presenta proyección regular con dominio casi global (60° N a S), resolución espacial de 0.1° (equivalente a 10 km) y resolución temporal de media hora. En estudios realizados para la región sur de la Cordillera de los Andes, la versión IMERG-F presentó mejores resultados que otras estimaciones para casos de precipitación intensa (Hobouchian y otros, 2017). Asimismo, el procesamiento adicional de IMERG-F mejora el desempeño de la estimación frente a otras versiones de IMERG de menor latencia (Foelsche y otros, 2017; Tan y otros, 2017; Wang y otros 2017).

2.2. MODE

El software Model Evaluation Tools (MET) fue desarrollado por el National Center for Atmospheric Research (NCAR) con el fin de realizar verificaciones de pronósticos numéricos de la atmósfera. Este software es de distribución

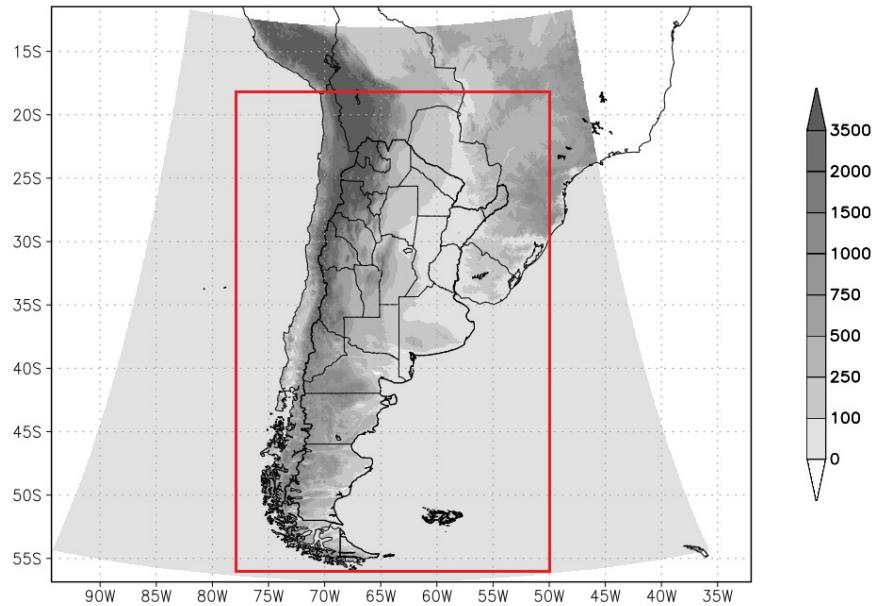


Figura 1: La región sombreada representa el dominio del pronóstico del modelo WRF y la escala de grises indica la topografía en metros. El rectángulo rojo indica el área de verificación.

libre y puede encontrarse en la página web <http://www.dtcenter.org/met/users/>. Entre sus funciones se incluye la verificación punto a punto de las variables meteorológicas, el cálculo de estadísticos utilizados tradicionalmente en meteorología (por ejemplo desvío, raíz cuadrada del error cuadrático medio, critical success index) y módulos de verificación espacial como la verificación basada en objetos MODE, método utilizado en este trabajo (Brown y otros, 2009; Fowler y otros 2017). MODE considera a los objetos como regiones de interés (por ejemplo, zonas de precipitación). Estos objetos se definen a partir del radio de convolución (R) y el umbral de intensidad de precipitación (T). En el proceso de identificación de objetos, primero se realiza un suavizado del campo original de precipitación a partir de la elección de R . Cuanto mayor sea R , mayor será el suavizado y puede ocurrir que haya sistemas de precipitación más pequeños que no sean identificados, prevaleciendo así los objetos más grandes. Luego, se aplica una máscara con el umbral de intensidad asociado a la mínima intensidad de precipitación que se desea estudiar. Para umbrales chicos, se obtienen objetos de gran tamaño y a medida que aumenta

el umbral, el área de los objetos disminuye. Una vez aplicados R y T , se obtiene el campo final en donde se reconstruye el valor original de precipitación en el interior de los objetos. En la Figura 2 se muestra a modo de ejemplo, un campo de precipitación acumulada de 24 horas pronosticada por el modelo correspondiente al día 19 de febrero del 2018 a las 12 UTC y los objetos identificados por MODE utilizando un valor de R de 50 km y T de 10 mm. MODE trabaja con atributos que son propiedades que caracterizan a los objetos y a partir de ellos se puede indicar qué tan parecidos son los objetos identificados en el campo del pronóstico y en el de la observación. Los atributos están definidos tanto para objetos individuales como para pares de objetos (entre el pronóstico y la observación). En el manual de MET (Foelsche y otros, 2017) se describen todos los atributos definidos por MODE. En este trabajo se consideraron los atributos de pares de objetos de: la distancia entre centroides, la diferencia de ángulo, la relación entre áreas y la relación entre los percentiles 50 de intensidad de precipitación.

La diferencia entre centroides indica el error de la posición de los objetos pronosticados (Figura

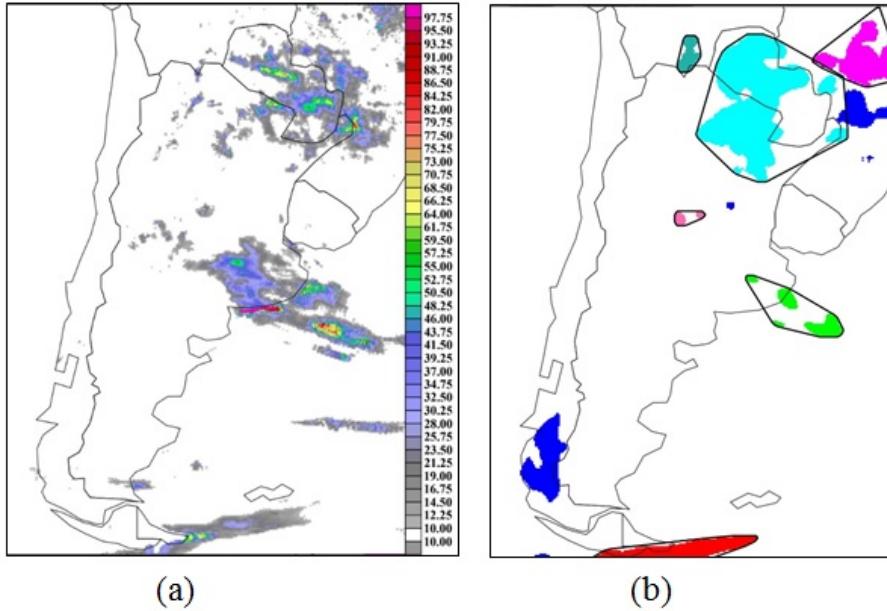


Figura 2: (a) Campo original del pronóstico de precipitación acumulada del WRF entre el 18 y 19 de febrero 2018 a las 12 UTC. (b) Las regiones sombreadas representan los objetos y los objetos agrupados dentro de los bordes negros representan los conjuntos identificados por MODE en el campo (a).

3.a). Si el objeto en el campo del pronóstico tiene su centro en las coordenadas (x_1, y_1) y el objeto de la observación en el punto (x_2, y_2) , entonces la distancia entre centroides se calcula como:

$$distancia\ entre\ centroides = \sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2} \quad (1)$$

La diferencia de ángulo, asociada a la orientación de los objetos, mide las diferencias de inclinación, en grados, entre los ejes de dos objetos (Figura 3.b). Al tener dos objetos, se tienen dos ejes y la diferencia de ángulo es el menor de los ángulos que forman las rectas cuando se cruzan.

La relación entre áreas, que se define como el cociente entre el objeto de menor área y el de mayor área, indica qué tan parecidos son los tamaños de los objetos, y la relación entre el percentil 50 (cociente entre el menor y mayor valor del percentil del par de objetos) mide la relación de dichos percentiles de intensidad de precipitación entre los pares de objetos. Asimismo, MODE define funciones de interés para cada atributo, considerándolos como un

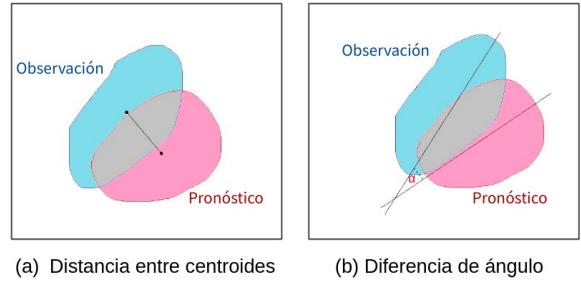


Figura 3: Esquema de (a) la distancia entre centroides y de (b) la diferencia de ángulo (α) entre el objeto del pronóstico (rosa) y de la observación (celeste).

argumento y devolviendo un valor de interés que varía entre cero y uno, siendo éste el máximo grado de interés (Figura 4). La función de interés para la distancia entre centroides describe que cuanto más cortas sean las distancias entre los centros de los objetos, más alto será el interés. Respecto de la diferencia de orientación, si los ejes de los objetos difieren entre 0° y 30° , el interés es uno y este decrece a medida que la diferencia se incrementa. Tanto para la relación entre áreas como percentiles de intensidad, el

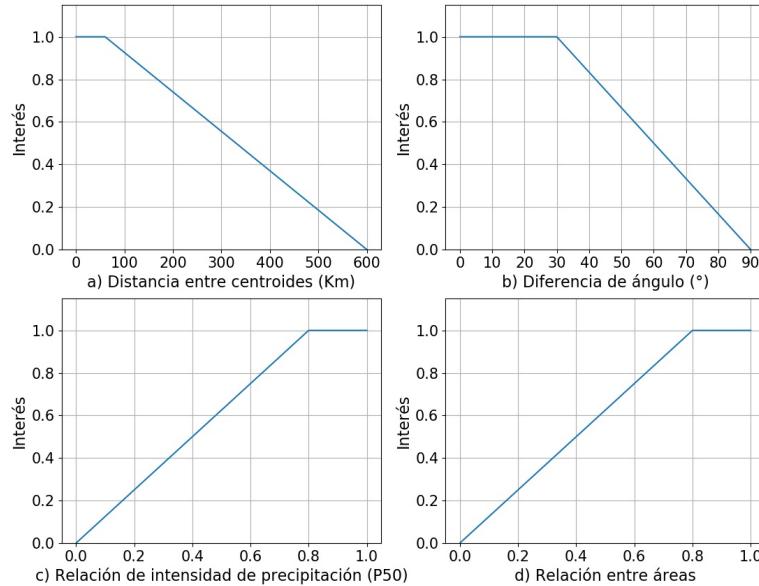


Figura 4: Funciones de interés empleadas en MODE para a) distancia entre centroides, b) diferencia de ángulo, c) relación de intensidad de precipitación y d) relación entre áreas.

interés es alto para los casos donde el cociente está entre 0.8 y 1, siendo 1 el caso de áreas idénticas y de igual intensidad de precipitación, respectivamente.

Adicionalmente, MODE otorga un nivel de confianza a cada atributo a través de los mapas de confianza. Estos mapas toman valores entre cero y uno: el cero indica que no hay ninguna confianza mientras que el valor de uno, hay completa confianza. MODE, para los mapas de confianza de todos los atributos excepto los de la distancia entre centroides y de la diferencia de ángulo, los fija en uno. El ángulo de orientación es muy sensible a la forma del objeto. Por eso, cuanto más parecidos sean a un círculo, más bajo será el nivel de confianza. Respecto de la distancia entre centroides, su mapa de confianza depende de la relación entre las áreas de los objetos y los pares de objetos con áreas diferentes entre sí tienen bajo nivel de confianza.

Luego, a cada atributo se le asigna un peso que puede ser modificado por el usuario. En

este trabajo se utilizaron los pesos por defecto, siendo los atributos asociados a distancias los que presentan mayor importancia. Los pesos asignados fueron: 2 para la distancia entre centroides, 1 para la diferencia de ángulo y para la relación entre áreas, y 0 para la relación entre los percentiles 50 de intensidad de precipitación.

A partir de las funciones de interés, mapas de confianza y pesos relativos de cada atributo, se define el interés total entre pares de objetos (I):

$$I = \frac{\sum_{i=1}^n w_i A_i B_i}{\sum_{i=1}^n w_i A_i} \quad (2)$$

en donde i representa cada atributo, w_i los pesos relativos, A_i los mapas de confianza y B_i , las funciones de interés. El interés total también varía entre cero y uno, siendo uno el valor que indica la máxima relación entre los objetos. En MODE, se debe fijar un umbral para dicho interés ya que los objetos que tengan un valor mayor o igual al umbral fijado serán vinculados si pertenecen a distintos campos (es decir un objeto del pronóstico y uno de la observación) o fusionados si pertenecen al mismo campo. En

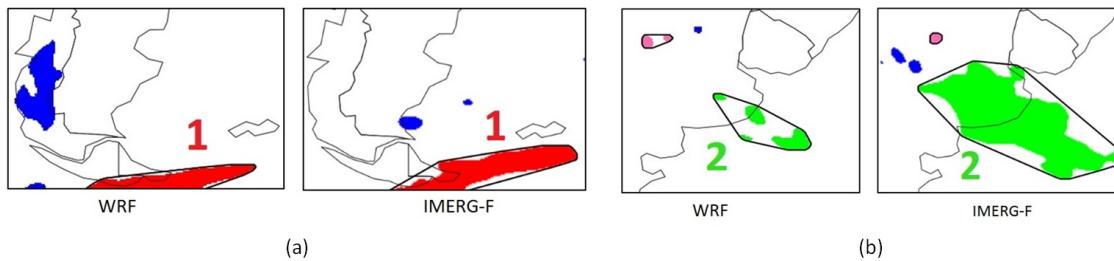


Figura 5: Ejemplo de pares de conjuntos definidos por MODE en el pronóstico y la estimación de precipitación a) par-conjunto 1; b) par-conjunto 2.

este trabajo, se fijó el umbral de interés total en 0.7 al igual que en la mayor parte de los trabajos que utilizan esta metodología (Davis y otros, 2009; Clark y otros, 2012; Bender y Ynoue, 2014; Yan y Gallus, 2016).

También puede definirse la máxima distancia posible que debe existir entre los centroides del par de objetos. Eligiendo un adecuado valor para esta distancia, el tiempo de ejecución de MODE se reduce significativamente, evitando las comparaciones entre objetos muy distantes, como por ejemplo un objeto del pronóstico de la región del norte argentino con uno de la observación de la región patagónica. En este trabajo, la máxima distancia permitida es de 400 km.

Finalmente, se definen los conjuntos en cada campo, formados por la agrupación de objetos vinculados y/o fusionados. En la lógica de MODE, primero se identifican los objetos vinculados entre los campos observados y pronosticados, y a partir de esta selección se fusionan los objetos dentro de un mismo campo, observado o pronosticado. Es así que un conjunto puede estar formado por un objeto en cada campo, o por varios objetos. En la Figura 5 se muestran dos ejemplos. El par-conjunto 1 está formado por un objeto perteneciente al pronóstico y otro a la observación, en cambio el par-conjunto 2 está formado por 4 objetos en el campo del pronóstico y 1 objeto en el campo de la observación. En el par-conjunto 2, los 4 objetos del pronóstico se fusionaron porque cada uno de ellos fue vinculado con el único

objeto del campo de IMERG-F. Al igual que los objetos, los conjuntos son caracterizados por sus atributos.

2.3. ELECCIÓN DE RADIOS DE CONVOLUCIÓN Y UMBRALES DE INTENSIDAD

Para determinar los valores del suavizado y de los umbrales de precipitación, que fueran adecuados para la verificación de precipitación, se realizaron varios experimentos con diferentes combinaciones de R y T para los pronósticos del WRF inicializados a las 06 UTC para el mes de febrero del 2018.

Para la precipitación acumulada en 24 horas, en base a una evaluación cualitativa de los resultados y a la experiencia de trabajos previos en otras regiones (Davis y otros, 2006a; Davis y otros, 2009; Johnson y Wang, 2012a; Bender y Ynoue, 2014; Clark y otros, 2014; Yang y Gallus, 2016), se analizaron en mayor detalle las combinaciones de radios de 50 y 100 km, con umbrales de precipitación mayores a 1 y 10 mm.

La Figura 6 muestra el ejemplo de un pronóstico de precipitación acumulada de 24 horas entre las 12 UTC del 18 y las 12 UTC del 19 de febrero de 2018. Se observa que al aumentar el umbral de precipitación disminuye el tamaño de los objetos, independientemente del suavizado elegido. Un umbral superior a 10 mm en 24 horas está asociado a sistemas que perduran en el tiempo o sistemas de precipitación intensa. En las áreas de precipitación diaria mayores a 1 mm, al ser un umbral muy bajo para

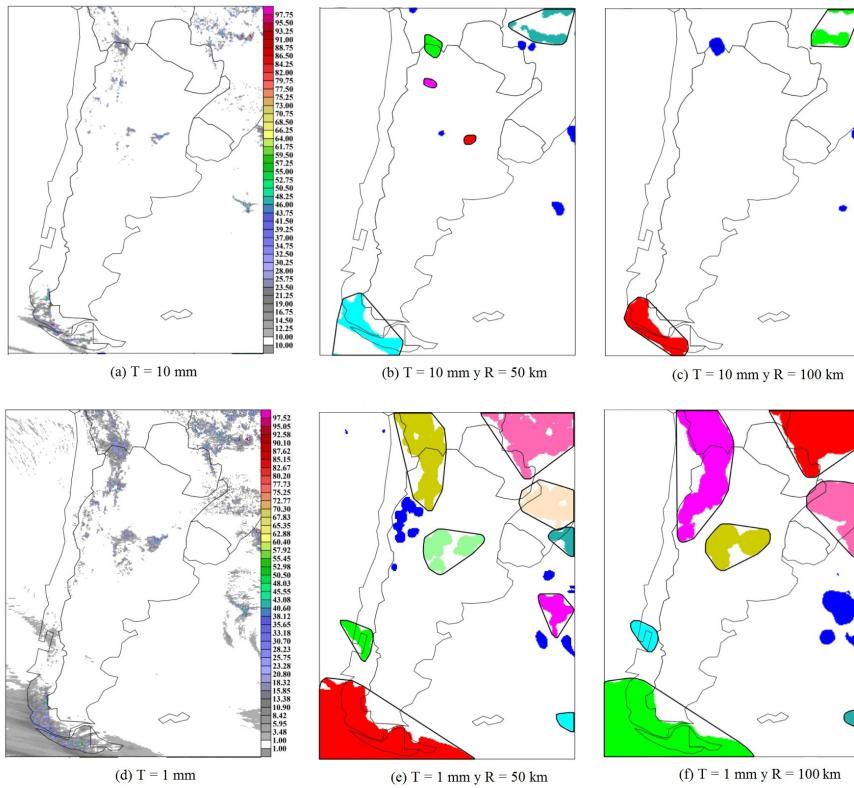


Figura 6: Precipitación pronosticada acumulada entre el 18 y 19 de febrero 2018 a las 12 UTC con un umbral de a) 10 mm y d) 1mm. Objetos y conjuntos identificados por MODE con: b y c) umbral de 10 mm y R de 50 y 100 km respectivamente, e) y f) umbral de 1 mm y R de 50 y 100 km respectivamente. Los colores identifican objetos y los bordes negros, los conjuntos.

ese intervalo de tiempo, los objetos, y por consiguiente los conjuntos, están asociados a la presencia o no de precipitación. Por otro lado, si bien IMERG-F obtiene mejores resultados que otras estimaciones, la detección de precipitación con umbrales tan bajos sigue siendo sensible y varía de acuerdo al umbral seleccionado (Tan y otros, 2017), impactando en el resultado de la verificación de los modelos. También se observa que los conjuntos con bajos valores de R son más parecidos al campo original y a medida que aumenta el radio de convolución, estos se suavizan más, es decir tienen menos detalle, o incluso no se identifican como ocurre con los conjuntos para una tasa de precipitación igual o superior a 10 mm, en el centro y norte del país.

Además, la Tabla I muestra la cantidad de objetos vinculados (los que forman parte de algún conjunto) para el mes de febrero del 2018, según los parámetros elegidos. Se puede observar que a medida que aumenta el umbral de precipitación, disminuye la cantidad de objetos vinculados y al aumentar el radio de convolución, se produce el mismo efecto.

Al analizar los resultados de las distintas combinaciones entre los parámetros de R y T se pudo ver que por un lado, cuanto mayor es el suavizado menor es la definición o el detalle de los conjuntos; por otro lado, al aumentar el umbral de precipitación menor es el número de conjuntos ya que la búsqueda de objetos está centrada en encontrar áreas con precipitación intensa. También, a medida que el umbral

	$T \geq 1 \text{ mm}$	$T \geq 10 \text{ mm}$
$R = 50 \text{ km}$	172 (176)	147 (150)
$R = 100 \text{ km}$	102 (101)	89 (93)

Tabla I: Cantidad de objetos vinculados para diferentes valores de T y R, para precipitación acumulada en 24 horas durante el mes de febrero 2018 para el pronóstico del modelo WRF y entre paréntesis para la estimación IMERG-F.

aumenta, el tamaño de los conjuntos disminuye. Por ende si se eligieran bajos valores de R y T, MODE encontrará mayor cantidad de objetos y el área de los conjuntos será grande, mientras que para altos valores de R y T, se obtendrán menos objetos y de menor tamaño.

Debido a la importancia de los pronósticos de precipitación intensa asociada a tormentas y por qué una buena predicción puede ser significativa para los tomadores de decisiones o para usuarios en general, se tomó la decisión de aplicar la identificación de objetos para sistemas precipitantes más desarrollados. Por dicha razón se eligió trabajar con un suavizado de 50 km y con precipitación acumulada mayor o igual a 10 mm cada 24 horas. Para la precipitación acumulada cada 3 horas, luego de un análisis cualitativo y tomando como referencia los trabajos de Davis y otros (2006a), Wolff y otros (2014), y de Yan y Gallus (2016), se consideró el radio de convolución de 50 km y el umbral de intensidad de 3 mm.

2.4. ESQUEMA DE VERIFICACIÓN

Dado que los pronósticos y las estimaciones de precipitación tienen retículas distintas y de diferente resolución espacial, para realizar la comparación se decidió interpolar la información de los pronósticos del WRF y del GFS a la retícula de IMERG-F. MET tiene definido algunos métodos para realizar la interpolación horizontal y para este caso se utilizó el método bilineal, el cual considera los cuatro puntos de retícula más cercanos al punto que se desea

interpolar (Davis y otros, 2009; Johnson y otros, 2013; Carrasco, 2017). De esta forma, al interpolar el campo del WRF al de la estimación, se degradó su resolución horizontal de 4 km a 10 km, mientras que para el caso del GFS, este pasó de 25 km (0.25°) a 10 km.

Para la verificación espacial se utilizaron los atributos de los pares de conjuntos de distancia entre centroides, diferencia de ángulo, relación entre el percentil 50 de intensidad, relación entre áreas y el interés total. Respecto de las medidas de verificación puntual, se realizaron tablas de contingencia para un determinado umbral de precipitación a partir de las cuales se calcularon los índices BIAS Score, la probabilidad de detección (POD), la relación de falsas alarmas (FAR) y el índice Equitable Threat Score (ETS).

$$BIASScore = \frac{H + F}{H + M} \quad (3)$$

$$POD = \frac{H}{H + M} \quad (4)$$

$$FAR = \frac{F}{F + H} \quad (5)$$

$$ETS = \frac{H - C}{H + F + M - C}, \quad \text{con} \\ C = \frac{(H + F) \cdot (H + M)}{H + F + M + CN} \quad (6)$$

en donde H son los aciertos, F las falsas alarmas, M sorpresas y CN los correctos negativos. Valores de BIAS Score cercanos a 1 indican un buen desempeño del modelo, valores por encima de 1 indican una sobreestimación de la cantidad de eventos de precipitación pronosticados y valores menores a 1 indican una subestimación. POD varía de 0 a 1, siendo un pronóstico perfecto aquel cuyo valor sea 1. El FAR que representa las falsas alarmas también varía entre 0 y 1, siendo un pronóstico perfecto cuando vale 0. El ETS está asociado a los eventos correctamente pronosticados, considerando los aciertos aleatorios y sus valores varían entre $-1/3$ y 1: un pronóstico perfecto tendrá un valor de ETS igual a 1. Un mayor detalle de estos estadísticos y su definición se puede encontrar en <http://www.cawcr.gov.au/research/climate/verification.html>.

gov.au/projects/verification/ y en Nurmi (2003).

3. RESULTADOS

3.1. PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN 24 HORAS

3.1.1. Verificación de pronósticos de precipitación del WRF

Para la verificación puntual y considerando el umbral de 10 mm, se calcularon los valores medios de los índices BIAS Score, POD, FAR y ETS de los pronósticos de precipitación del WRF (Tabla II) para el período 2017-2018. Si bien el BIAS Score es cercano a 1, los valores de POD y ETS son bajos por lo que el modelo tiene un bajo desempeño para pronosticar correctamente los eventos de precipitación para un umbral de 10mm. Además, el índice FAR evidencia la presencia de falsas alarmas. Estos resultados son similares a los encontrados en la verificación del sistema de pronóstico operativo implementado en el SMN para el año 2020 frente a observaciones de estaciones convencionales (Matsudo y otros, 2021). Asimismo, los resultados de los índices POD, ETS y FAR pueden estar influenciados por la doble penalización de la verificación punto a punto (Zingerle, C., y Nurmi, P., 2008). Primero, porque en la comparación puntual, en el campo de la observación se observa precipitación pero no así en el campo del pronóstico (evento sorpresa) que detecta la precipitación con un pequeño desplazamiento en otra posición. Segundo, porque esa precipitación en el campo del pronóstico resulta a la vez ser una falsa alarma ya que en la retícula de la observación, no se observaron valores de precipitación acumulada. Esta doble penalización es más notable cuanto mayor es la resolución espacial del pronóstico, y por estos motivos resulta conveniente recurrir a metodologías de verificación espacial para validar pronósticos en alta resolución (Roebber y otros, 2004; Rossa y otros, 2008).

	BIAS SCORE	POD	ETS	FAR
WRF	1,08	0,45	0,27	0,54
GFS	1,13	0,48	0,28	0,53

Tabla II: Valores medios de estadísticos de verificación para el pronóstico de precipitación acumulada en 24 horas del WRF y del GFS considerando intensidades de precipitación mayores o iguales a 10 mm, para el periodo 2017-2018.

Para analizar el desempeño del WRF en los casos de aciertos, a partir de la verificación espacial, se realizaron histogramas de frecuencia relativa de algunos atributos de los pares de conjuntos, como se muestra en la Figura 7. En este análisis no fueron considerados los objetos sorpresas y falsas alarmas, es decir que se descartaron aquellos objetos con interés total del par pronóstico-observación menor a 0.7 (que representan más del 50 % del total de los objetos identificados por MODE). De esta forma, solo se analizaron los objetos que cumplen con un radio de convolución de 50 km, un umbral de intensidad mayor o igual a 10 mm y con el interés total entre pares mayor o igual a 0.7. En la Figura 7 se observa que para el par conjunto pronóstico-observación, las distancias más frecuentes son las que se hallan entre 40 y 120 km. También se observa que dominan los casos con diferencia de orientación menor a 10°. Las funciones de interés de estos atributos (Figura 4) muestran que cuanto más bajos sean sus valores, más alto será el interés, lo que implica que el WRF presenta un buen desempeño para pronosticar la posición de la precipitación. El histograma del percentil 50 de intensidad de precipitación muestra frecuencias altas para valores de relación mayor a 0.8, indicando que el WRF presenta pocos errores en los pronósticos de intensidad de precipitación. Respecto de la relación entre áreas, la distribución de frecuencias es homogénea por lo que la habilidad del WRF para pronosticar el área de la precipitación es baja. Por otro lado, pudo corroborarse que dominan los pares

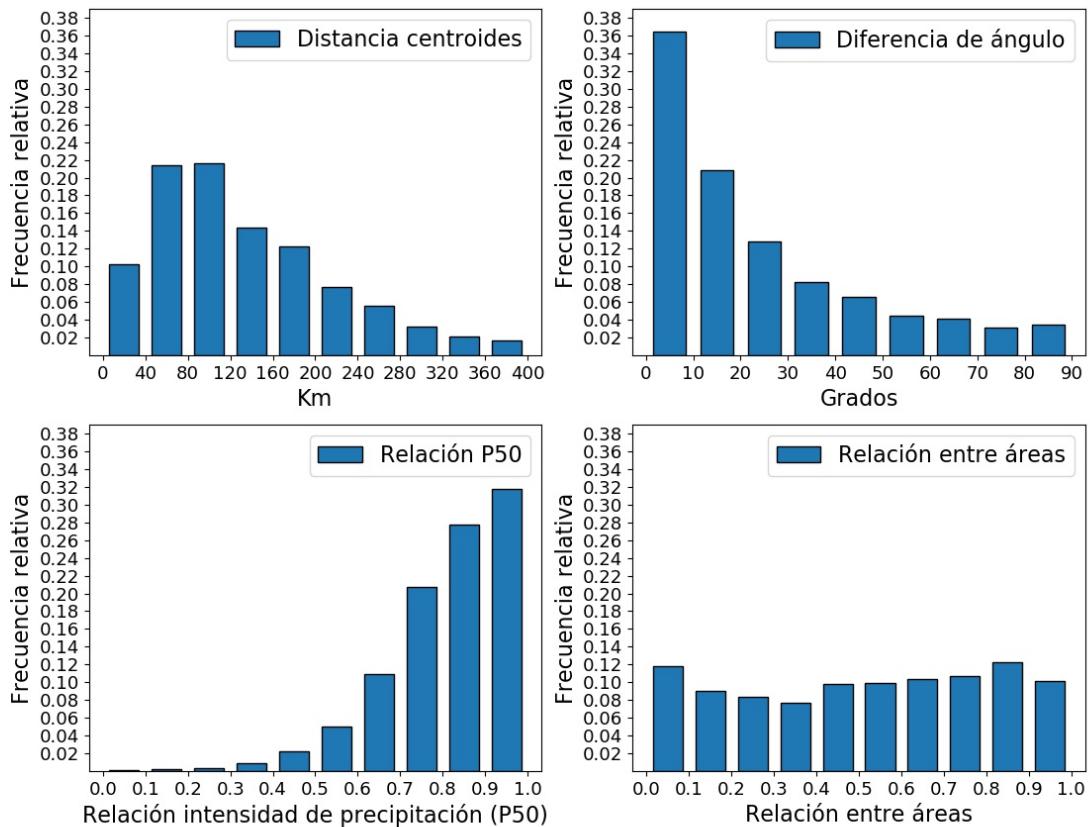


Figura 7: Frecuencias relativas de atributos entre pares de conjuntos detectados para precipitación acumulada en 24 horas del WRF para el período 2017-2018. Se muestran la distancia entre centroides, la diferencia de ángulo, la relación entre el percentil 50 de intensidad de precipitación y la relación entre las áreas de los conjuntos entre el campo del WRF y del IMERG-F.

de conjuntos, entre el campo del WRF y de IMERG-F, que presentan intersección entre sus áreas. Sin embargo, existen algunos pocos casos (que representan sólo el 5 %) en los cuales el interés total resulta mayor a 0.7 y no existe área de intersección, es decir que la posición de la región precipitante pronosticada no concuerda con la observada. En estos casos, el WRF pronostica la precipitación con un leve desplazamiento respecto de la precipitación observada, pero la forma y orientación de la misma es similar a la observada.

El histograma de interés total (Figura 8) condensa la información de los atributos vistos anteriormente. Se observa que el modelo presenta altos valores de interés con los conjuntos asociados al campo de IMERG-F, dominando los pares de conjuntos con un interés total superior a 0.95. Esto se debe principalmente a que gran parte de los conjuntos identificados por MODE presentan distancias cortas entre sus centroides, con poca diferencia entre sus ejes de inclinación y un buen pronóstico de intensidad de precipitación.

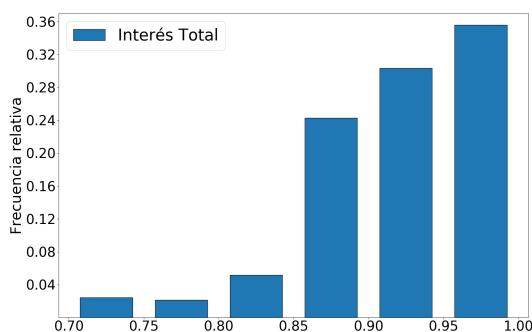


Figura 8: Frecuencia relativa del interés total entre pares de conjuntos para precipitación acumulada en 24 horas del WRF para el período 2017-2018.

3.1.2. Verificación de pronósticos de precipitación del WRF

Comparando los resultados entre el WRF y GFS de la verificación puntual de los pronósticos de precipitación acumulada mayor o igual a 10 mm en 24 horas, la Tabla II muestra bajos valores de POD y ETS, indicando que ambos modelos presentan dificultades para pronosticar correctamente los eventos de precipitación. Respecto del BIAS Score, se observa que el GFS tiende a sobreestimar los eventos de precipitación. La Tabla III presenta los estadísticos para verano e invierno, tomando el verano como los meses de diciembre, enero y febrero y el invierno como junio, julio y agosto. Comparando los valores medios de POD, FAR y ETS entre estaciones, se observa que los pronósticos de eventos de precipitación de ambos modelos mejoran levemente durante el invierno (que es la época menos lluviosa), aunque los índices POD y ETS permanecen bajos y los valores del FAR indican un número importante de falsas alarmas. Como resultado de la verificación espacial y a partir del análisis diario, se obtuvieron los diagramas de cajas de la frecuencia diaria de objetos que cumplen con un radio de 50 km y un umbral de intensidad de 10 mm en los campos del WRF, GFS e IMERG-F, y de los objetos vinculados con un interés total mayor o igual a 0.7 (Vin.WRF y Vin.GFS) para

	VERANO		INVIERNO	
	WRF	GFS	WRF	GFS
BIAS SCORE	0,94	1,07	1,27	1,22
POD	0,36	0,41	0,52	0,53
ETS	0,20	0,22	0,31	0,34
FAR	0,60	0,60	0,59	0,49

Tabla III: Valores medios de estadísticos de verificación para el pronóstico de precipitación acumulada del WRF y del GFS considerando intensidades de precipitación mayores o iguales a 10 mm acumulada en 24 horas, para los meses de verano y de invierno del periodo 2017-2018.

los meses de verano e invierno (Figura 9.a y 9.b, respectivamente). Se observa que en verano se encuentra un mayor número de objetos que en invierno, tanto en los campos pronosticados como en los observados, coincidiendo con la climatología que indica que en la mayor parte del país, en verano se registra la mayor frecuencia de eventos de precipitación (Marino, 2007; Salio y otros, 2007). En verano (Figura 9.a), la mediana de los objetos encontrados diariamente en los campos del WRF y de la estimación satelital tiene un valor de 13 objetos mientras que para el GFS presenta 10 objetos, indicando una subestimación de los eventos de precipitación pronosticados por este modelo. En invierno (Figura 9.b) también se observa una subestimación de eventos en el GFS. Los objetos vinculados son los objetos asociados entre el campo del pronóstico y de la estimación satelital, con un interés total igual o superior a 0.7, y que forman parte de algún conjunto. Respecto de los vinculados diariamente por MODE en el periodo de estudio, se observa que la proporción de objetos vinculados disminuye respecto del número total de objetos (Figura 9 y Tabla IV). Esto se debe a que MODE compara un objeto del campo de pronóstico con un objeto de IMERG-F, siempre que la distancia entre centroides sea menor o igual a 400 km, ocurren varios casos en donde los atributos del par son bajos y en consecuencia se obtiene un interés total menor a 0.7. Esta situación ocurre por 3 posibles causas: 1)

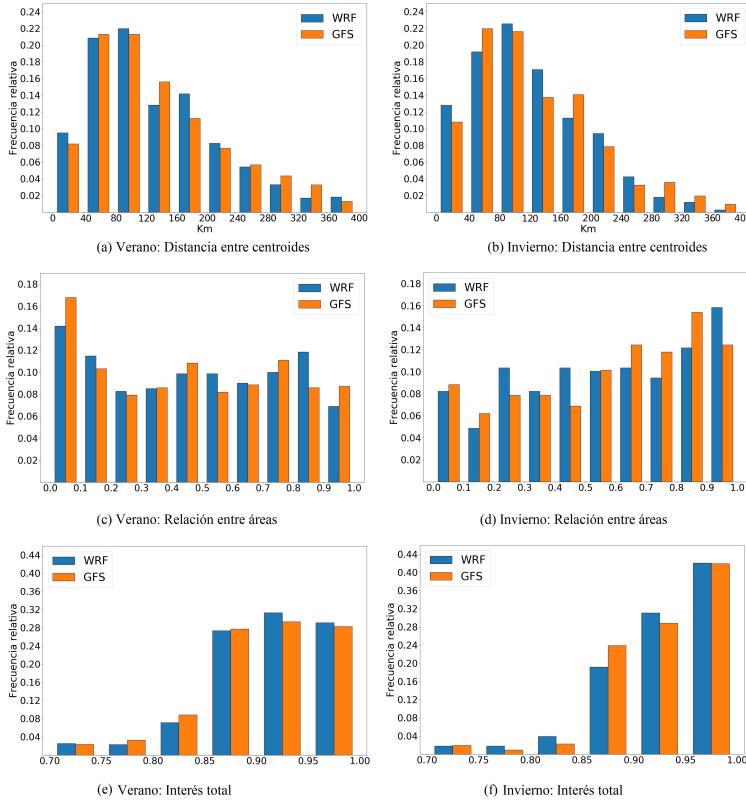


Figura 9: Diagrama de cajas de la frecuencia de objetos encontrados diariamente en los pronósticos del WRF y del GFS, y en la estimación IMERG-F para precipitación acumulada de 24 horas en el período 2017-2018. Para el total de objetos (WRF, GFS, IMERG-F) y objetos vinculados (Vin.WRF, Vin.GFS) en el verano (a) y en el invierno (b). La caja de los diagramas está formada por el intervalo intercuartil, entre el percentil 75 (P75) y el percentil 25 (P25). La parte angosta corresponde a la mediana. El bigote superior se extiende hasta el último dato menor que $P75 + 1.5*(P75-P25)$, y el bigote inferior se extiende hasta el primer dato mayor que $P25 - 1.5 * (P75-P25)$. Los puntos representan los eventos fuera de rango.

cuando MODE busca comparar un objeto del campo del pronóstico que no está presente en el campo observado (Falsa Alarma), 2) cuando MODE busca comparar un objeto del campo observado que no está presente en el campo pronosticado (Sorpresa), y 3) cuando los centros de los objetos están muy separados o sus atributos no son lo suficientemente similares. Es así que se obtiene una disminución en la frecuencia de ocurrencia de los objetos vinculados con respecto a las ocurrencias de objetos individuales del WRF y GFS: en verano este valor desciende a 5 eventos diarios y en invierno, se detectan entre 2 y 3. Además, tanto en invierno como en verano, son más los objetos

vinculados en promedio en el caso del WRF que en el GFS, indicando un mejor desempeño del WRF en la verificación espacial de los sistemas precipitantes. Para continuar con el análisis y comparación de la verificación espacial de ambos modelos, se realizaron los histogramas de frecuencia relativa de la distancia entre centroides, la relación entre áreas y el interés total, para verano e invierno, de los pares de conjuntos con un interés mayor o igual a 0.7. Al igual que en la sección 3.1.1, los conjuntos se formaron a partir de los objetos vinculados, representando entre el 43% y 52% de los objetos totales, según el modelo y la época del año (Tabla IV). En los histogramas de la

	VERANO		INVIERNO	
	WRF	GFS	WRF	GFS
Objetos totales	2370	1958	822	659
Objetos vinculados	1021 (43%)	899 (46%)	379 (46%)	343 (52%)

Tabla IV: Cantidad de objetos totales y vinculados con radio de convolución de 50 km y umbral de intensidad mayor o igual a 10 mm, para precipitación acumulada en 24 horas durante el verano e invierno del período 2017-2018, para los pronósticos de los modelos WRF y GFS. Entre paréntesis se muestra el porcentaje de objetos vinculados respecto del total de objetos.

distancia entre los centros de los conjuntos (Figura 10.a y 10.b), se observa el dominio de casos en donde la distancia entre los centros se encuentra entre 40 y 120 km y que la frecuencia de pares de conjuntos con distancias menores a 40 km es mayor en el WRF que en el GFS. Los histogramas de la relación entre áreas (Figura 10.c y 10.d) se caracterizan por su homogeneidad, demostrando la poca eficacia de los modelos para pronosticar la extensión de la precipitación. Por último, se observa que tanto el WRF como el GFS presentan altos valores de interés con los conjuntos asociados al campo de IMERG-F (Figura 10.e y 10.f). Esto se debe principalmente a que gran parte de los conjuntos identificados por MODE presentan distancias cortas entre sus centroides. Además, se observa que la cantidad de casos con interés total entre 0.95 y 1 es superior durante el invierno, resultado influenciado por la mejora de los modelos al pronosticar la relación entre áreas de los sistemas precipitantes.

3.2. PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN 3 HORAS

Los valores medios de los índices estadísticos del BIAS Score, POD, FAR y ETS con un umbral de intensidad de 3 mm, para la verificación de los pronósticos de precipitación acumulada

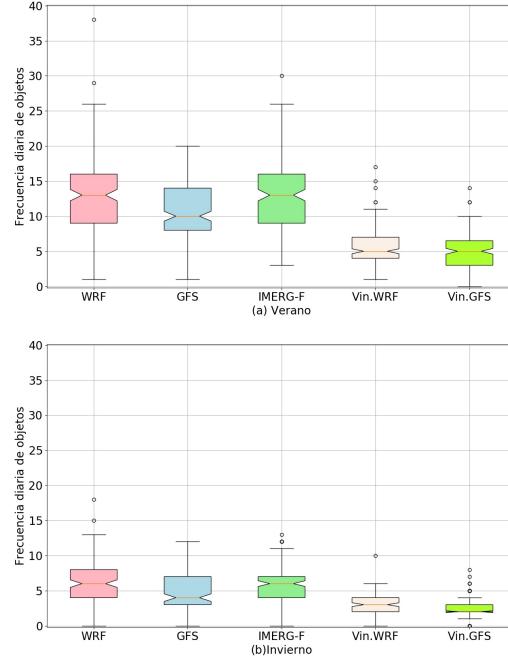


Figura 10: Frecuencias relativas de atributos entre pares de conjuntos detectados para precipitación acumulada en 24 horas del WRF (azul) y del GFS (naranja) para el verano e invierno del período 2017-2018. Distancia entre centroides (a y b), relación entre áreas (c y d), interés total (e y f).

de 3 horas del WRF desde su inicio hasta las 48 horas, se muestran en la Figura 11. Se puede ver que el pronóstico no tiene un buen desempeño en las primeras 3 horas a excepción de las falsas alarmas que presenta una reducción. Esto es producto del período de spin up del pronóstico dado que la convección se resuelve en forma explícita requiriendo más tiempo para el desarrollo de la precipitación (Done y otros, 2004). Se observa también que los valores de POD y ETS tienden a disminuir de acuerdo avanza el plazo del pronóstico, y en el caso del FAR, estos empiezan a aumentar. En otras palabras, como es de esperar a medida que aumenta el plazo del pronóstico, este se vuelve menos preciso. Además, los valores de

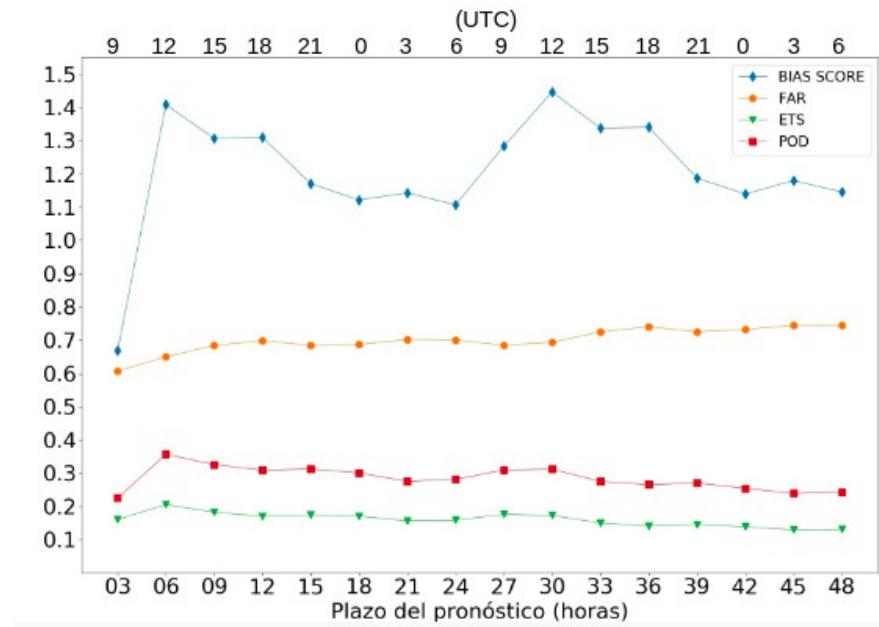


Figura 11: Valores medios de estadísticos de verificación para el pronóstico de precipitación acumulada en 3 horas del WRF considerando intensidades de precipitación mayores o iguales a 3 mm, para el periodo 2017-2018. El eje x superior indica la hora de validez del pronóstico en horas UTC.

los estadísticos en el análisis de la precipitación acumulada en 24 horas, resultaron mejores. En los pronósticos de precipitación acumulada cada 3 horas, al aumentar la resolución temporal se acentúa el efecto de la doble penalización en los índices de verificación puntual, ya que a los errores en los desplazamientos espaciales se les suma los errores asociados a pequeños desfasajes en el tiempo, por ejemplo, diferencias en el tiempo de inicio y finalización del evento.

Por otro lado, también se evidencia que las curvas del BIAS Score, POD y ETS presentan dos máximos (Figura 11), vinculados a la precipitación acumulada entre las 9 y 12 UTC. Analizando el ciclo diario de la tasa de precipitación acumulada cada 3 horas estimada por IMERG-F, se puede observar una relación entre la tasa de precipitación y los valores de los índices estadísticos. En horas de la mañana se produce la menor tasa de precipitación en la región de estudio, por lo que los máximos del BIAS se relacionan con la sobreestimación de los eventos de precipitación por parte del WRF. Asimismo, la mejora en los valores del

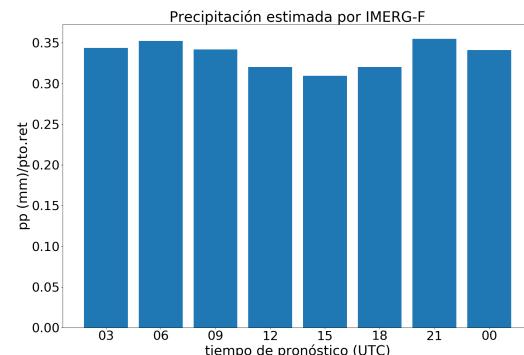


Figura 12: Tasa de precipitación acumulada cada 3 horas por punto de retícula estimada por IMERG-F, para el periodo 2017-2018 y para el dominio de verificación.

POD y ETS, se observan también en las horas de mínima tasa de precipitación estimada por IMERG-F

Considerando los pares de conjuntos identificados con un radio de convolución

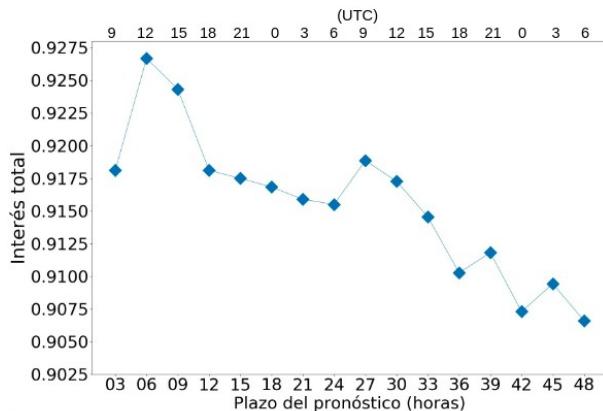


Figura 13: Valor medio del interés total entre pares de conjuntos para la precipitación acumulada en 3 horas del WRF en función del plazo de pronóstico para el período 2017-2018. El eje x superior indica la hora de validez del pronóstico en horas UTC.

de 50 km, un umbral de 3 mm y un interés total de 0.7, se muestra la evolución del interés total medio (Figura 13). Al igual que los índices de la verificación puntual, se observa el spin up en las primeras 3 horas del plazo del pronóstico y máximos durante la mañana, cuando disminuye la tasa de precipitación estimada. Si bien el interés total tiende a decaer con el tiempo, sus valores se mantienen superiores a 0.9. Este alto interés entre el par pronosticado y observado se debe a que los valores de distancias entre centroides y diferencia de ángulo permanecen bajos para todos los plazos del pronóstico, la relación entre la intensidad pronosticada por el WRF y la estimada por IMERG-F sigue siendo alta, y por último, porque el tamaño de los conjuntos pronosticados es similar a los observados (no se muestra).

El gráfico del interés total está basado sobre los objetos vinculados, es decir que estos objetos fueron agrupados y dieron origen a los conjuntos. En la Figura 14 se observa que MODE encuentra mayor cantidad de conjuntos durante la tarde y la noche (entre las 15 y 00 UTC) y comparando este resultado con la Figura 12, el aumento del número de conjuntos

está relacionado con el aumento de la tasa de precipitación. También puede observarse que de la gran cantidad de objetos identificados en el campo del WRF fijando un radio de convolución de 50 km y un umbral de 3 mm, solo un poco más del 40 % corresponden a los objetos vinculados. Es decir que si bien el pronóstico del WRF obtuvo un buen resultado en la verificación espacial de los objetos vinculados, no se están contemplando el 60 % de los casos que resultan de falsas alarmas en el campo pronosticado y sorpresas en el campo de IMERG-F.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se aplicó por primera vez la metodología de verificación de pronósticos por objetos empleada por el módulo MODE para los pronósticos de precipitación del modelo WRF-SMN y GFS para todo el territorio argentino y para un período de dos años. Además se compararon los resultados con metodologías tradicionales puntuales. El módulo MODE está disponible en el software MET. El mismo requiere la elección de los valores de radio de convolución y umbral, que dependen de los sistemas precipitantes que se quieran estudiar. En este caso, el estudio estuvo focalizado en los sistemas de precipitación moderada o intensa y en sistemas precipitantes que perduran en el tiempo. Para ello se utilizaron un radio de convolución de 50 km y un umbral de 10 mm para los pronósticos de precipitación acumulada a 24 horas. Para los pronósticos con valores acumulados a 3 horas se empleó el mismo suavizado con un umbral de 3 mm. Estos parámetros permanecieron fijos durante los dos años de análisis.

Los modelos verificados presentan falsas alarmas y sorpresas que se ven reflejados en los índices de la verificación puntual y en los porcentajes de objetos vinculados de la verificación espacial. Sin embargo, el porcentaje de objetos vinculados es sensible a los valores de R y T ya que como se muestra en la Tabla I, la cantidad de objetos identificados por MODE varía de acuerdo a la elección de dichos parámetros. La ventaja

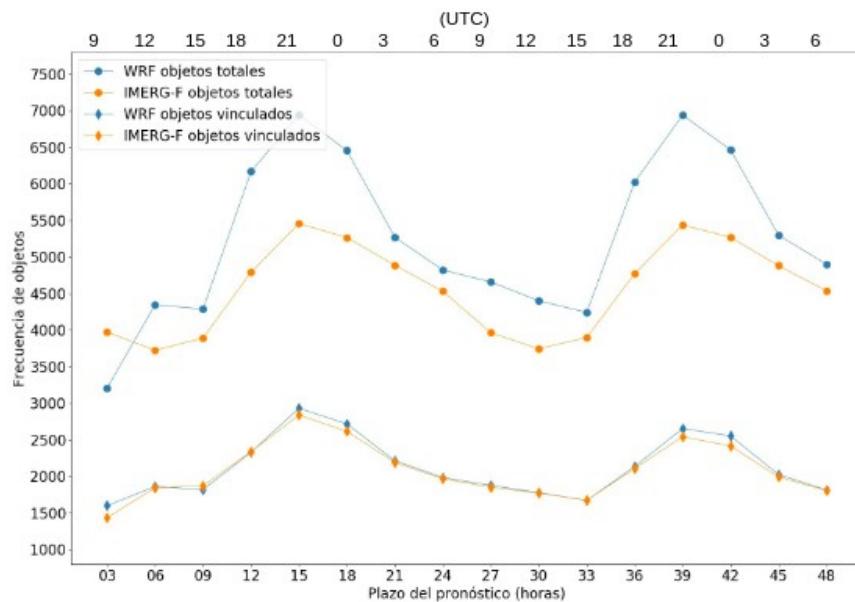


Figura 14: Frecuencia absoluta de objetos en el campo de precipitación pronosticada del WRF (azul) y en el campo de IMERG-F (naranja), para la precipitación acumulada cada 3 horas en función del plazo de pronóstico para el período 2017-2018. Se muestran objetos totales y objetos vinculados. El eje x superior indica la hora de validez del pronóstico en horas UTC.

que propone MODE es analizar en qué medida los modelos logran pronosticar la precipitación, tanto en intensidad, ubicación y extensión.

Tanto el análisis de precipitación acumulada de 24 horas como de 3 horas demostraron que la verificación espacial y puntual se complementan. La verificación puntual permite tener una noción general del comportamiento de los modelos, aunque carga con la doble penalización de las falsas alarmas y las sorpresas ya que el evento que no fue pronosticado resulta luego en un evento sorpresa si es detectado en otra posición, aunque haya sido leve su desplazamiento. Por su parte, la metodología por objetos permite verificar la forma, tamaño, posición e intensidad de la precipitación pronosticada, lo cual le agrega valor a los pronósticos que resultan de utilidad. Es importante destacar que en el análisis de las características de la precipitación, al considerar sólo los objetos vinculados, no se contemplaron las falsas alarmas y sorpresas.

Se encontró que el pronóstico de precipitación del WRF tiende a sobreestimar la cantidad

de eventos de precipitación y presenta falsas alarmas, pero tiene pocos errores asociados a la posición, intensidad y extensión de la precipitación, cuando se realiza una verificación espacial de los conjuntos identificados. Por otro lado, comparando los resultados del WRF con los del GFS, la verificación punto a punto mostró que los pronósticos de precipitación acumulada en 24 horas del GFS resultaron ser levemente mejores que los del WRF. Mientras que a partir de la verificación espacial, se observó que el WRF representa con mayor precisión la posición de la precipitación. Tanto la verificación espacial como la verificación puntual demostraron que el desempeño de ambos modelos mejora durante el invierno.

Este trabajo es un primer paso hacia la inclusión de técnicas de verificación espacial en un esquema operativo. A partir de los resultados obtenidos se considera necesario continuar evaluando los diferentes parámetros de MODE. Al variar el umbral de intensidad de precipitación o el suavizado de los campos, la cantidad de eventos y objetos que representan

falsas alarmas y sorpresas se verá modificado. Si bien los valores de radio y umbral de intensidad elegidos para la verificación espacial resultaron apropiados para un análisis general, se plantea la necesidad de considerar una variación de dichos valores en función de la región y de la época del año, considerando la utilización de percentiles de intensidad de precipitación (Skinner y otros, 2018).

Agradecimientos: Agradecemos al equipo de soporte técnico del MET por su asesoramiento en el uso del software. Además agradecemos al Servicio Meteorológico Nacional de Argentina por facilitar los pronósticos generados con el modelo WRF y también al NCEP por proveer generosamente los análisis y pronósticos del GFS.

REFERENCIAS

- Bender F.D. y Ynoue R., 2014: Application of a spatial verification method to GFS precipitation forecasts. Revista Brasileira de Geofísica. 32. 561-571.
- Brown, B. G., Bullock, R. R., Davis, C. A., Gotway, J. H., Chapman, M. B., Takacs, A., Guilleland, E., Manning, K. y Mahoney, J. L., 2004: New verification approaches for convective weather forecasts. In Proceedings of the 22nd Conference on Severe Local Storms.
- Brown, B. G., Brown, B. G., Gotway, J. H., Bullock, R., Gilleland, E., Fowler, T., Ahijevych, D. y Jensen, T., 2009: The model evaluation tools (MET): community tools for forecast evaluation. In Preprints, 25th Conf. on International Interactive Information and Processing Systems (IIPS) for Meteorology, Oceanography, and Hydrology, Phoenix, AZ, Amer. Meteor. Soc. A, 9(6).
- Carrasco A.R., 2017: Método de avaliação orientada a objeto aplicado às previsões de precipitação sobre a América do Sul. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 116p.
- Charó, G. D., Collini, E. A. y Dillon, M. E., 2014: La utilización del met (model evaluation tool) para la verificación de los pronósticos del modelo wrf-arw/shn-smn durante la primavera de 2011. Meteorologica, 39(2), 49-68.
- Clark, A. J., Weiss, S., Kain, J., Jirak, I., Coniglio M., Melik, C., Sietwet C., Sobash, R., Marsh, P., Dean, A., Xue, F., Thomas, K., Wang, Y., Brewster, K., Gao, J., Wang, X., Du, J., Novak, D. y Correia, J.J., 2012: An overview of the 2010 hazardous weather testbed experimental forecast program spring experiment. Bulletin of the American Meteorological Society, 93(1), 55-74.
- Davis, C., Brown, B. y Bullock, R., 2006.a: Object-based verification of precipitation forecasts. Part I: Methodology and application to mesoscale rain areas. Monthly Weather Review, 134(7), 1772-1784.
- Davis, C., Brown, B. y Bullock, R. 2006.b: Object-based verification of precipitation forecasts. Part II: Application to convective rain systems. Monthly Weather Review, 134(7), 1785-1795.
- Davis, C. A., Brown, B. G., Bullock, R. y Halley-Gotway, J., 2009: The Method for Object-Based Diagnostic Evaluation (MODE) applied to numerical forecasts from the 2005 NSSL/SPC Spring Program. Weather and Forecasting, 24 (5), 1252-1267.
- Done, J., Davis, C. A. y Weisman, M., 2004: The next generation of NWP: Explicit forecasts of convection using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. Atmospheric Science Letters, 5(6), 110-117.
- Flora, M. L., Skinner, P. S., Potvin, C. K., Reinhart, A. E., Jones, T. A., Yussouf, N. y Knopfmeier, K. H., 2019: Object-based verification of short-term, storm-scale probabilistic mesocyclone guidance from an experimental Warn-on-Forecast system. Weather and Forecasting, 34(6), 1721-1739.
- Foelsche, U., Kirchengast, G., Fuchsberger, J., Tan, J. y Petersen, W. A., 2017: Evaluation of GPM IMERG Early, Late, and Final rainfall estimates using WegenerNet gauge data in southeastern Austria. Hydrology and Earth

- System Sciences, 21(12), 6559-6572.
- Fowler, T., Halley Gotway J., Newman, K., Jensen, T., Brown, B. y Bullock, R., 2017: The Model Evaluation Tools v7.0 (METv7.0) User's Guide. Developmental Testbed Center, 407 pp.
- García Skabar, Y., Matsudo, C. M., Sacco, M., Ruiz, J. J. y Righetti, S.A., 2018: Implementación modelo de pronóstico numérico WRF. Nota Técnica SMN, 2018-45.
- Gilleland, E., Ahijevych, D. A., Brown, B. G. y Ebert, E. E., 2010: Verifying forecasts spatially. Bulletin of the American Meteorological Society, 91(10), 1365-1376.
- Gilleland, E., 2020: Novel measures for summarizing high-resolution forecast performance. Submitted to Advances in Statistical Climatology, Meteorology and Oceanography on, 19.
- Gilleland, E., Skok, G., Brown, B. G., Casati, B., Dorninger, M., Mittermaier, M. P., Roberys N. y Wilson, L. J., 2020: A Novel Set of Geometric Verification Test Fields with Application to Distance Measures. Monthly Weather Review, 148(4), 1653-1673.
- Griffin, S. M., Otkin, J. A., Rozoff, C. M., Sieglaff, J. M., Cronce, L. M., Alexander, C. R., Jensnen, T. L. y Wolff, J. K., 2017: Seasonal analysis of cloud objects in the High-Resolution Rapid Refresh (HRRR) model using object-based verification. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 56(8), 2317-2334.
- Hobouchian, M. P., 2015: Estimaciones de precipitación por satélite en el área Subtropical de Sudamérica: análisis y validación. Tesis de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Hobouchian, M. P., Salio, P., Skabar, Y. G., Vila, D. y Garreaud, R., 2017: Assessment of satellite precipitation estimates over the slopes of the subtropical Andes. Atmospheric research, 190, 43-54.
- Huffman G.J., Bolvin D.T. y Nelkin E.J., 2015: Integrated Multi-satellE Retrievals for GPM (IMERG) Technical Documentation.
- NASA/GSFC Code 612, 47.
- Johnson, A. y Wang, X., 2012a: Verification and calibration of neighborhood and object-based probabilistic precipitation forecasts from a multimodel convection-allowing ensemble. Monthly Weather Review, 140(9), 3054-3077.
- Johnson, A., Wang, X., Kong, F. y Xue, M., 2013: Object-based evaluation of the impact of horizontal grid spacing on convection-allowing forecasts. Monthly Weather Review, 141(10), 3413-3425.
- Kain, J. S., Weiss, S. J., Bright, D. R., Baldwin, M. E., Levit, J. J., Carbin, G. W., Schwartz, C.R., Weisman, M.L., Droege, K.K., Weber, D. B. y Thomas, K. W., 2008: Some practical considerations regarding horizontal resolution in the first generation of operational convection-allowing NWP. Weather and Forecasting, 23(5), 931-952.
- Marino, M. B., 2007: Variabilidad de la precipitación en Argentina en diferentes escalas temporales, relacionada con actividad convectiva observada. Documentación de la metodología para el tratamiento de la información. Verificación del desempeño de un modelo regional de pronóstico de precipitación. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Matsudo, C., Salles, M. A., y García Skabar, Y., 2021: Verificación de los pronósticos del esquema determinístico del modelo WRF para el año 2020. Nota Técnica SMN, 2021-95.
- Moser, B. A., Gallus Jr, W. A. y Mantilla, R., 2015: An initial assessment of radar data assimilation on warm season rainfall forecasts for use in hydrologic models. Weather and Forecasting, 30(6), 1491-1520.
- Mittermaier, M. P. y Bullock, R., 2013: Using MODE to explore the spatial and temporal characteristics of cloud cover forecasts from high-resolution NWP models. Meteorological Applications, 20(2), 187-196.
- Mittermaier, M., North, R., Maksymczuk, J., Pequignet, C. y Ford, D., 2020: Using feature-based verification methods to explore

- the spatial and temporal characteristics of forecasts of the 2019 Chlorophyll-a bloom season over the European North-West Shelf. *Ocean Science Discussions*, 1-47.
- Nurmi, P., 2003: Recommendations on the verification of local weather forecasts. ECMWF Tech. Memo. N. 430 (19pp).
- Roebber, P. J., Schultz, D. M., Colle, B. A. y Stensrud, D. J., 2004: Toward improved prediction: High-resolution and ensemble modeling systems in operations. *Weather and Forecasting*, 19(5), 936-949.
- Rossa A, Nurmi P. y Ebert E., 2008: Overview of methods for the verification of quantitative precipitation forecasts. *Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction*, Michaelides S (ed.). Springer Verlag; 419–452.
- Salio, P., Nicolini, M. y Zipser, E. J., 2007: Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, 135(4), 1290-130
- Skinner, P. S., Wheatley, D. M., Knopfmeier, K. H., Reinhart, A. E., Choate, J. J., Jones, T. A., Creager, G., Dowell, D., Alexander, C., Ladwig, T., Wicker, L. Heinselman, P., Minnis, P. y Palikonda, R., 2018: Object-based verification of a Prototype Warn-on-Forecast System. *Weather and Forecasting*, 33(5), 1225-1250.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W. y Powers, J. G., 2005: A description of the advanced research WRF version 2 (No. NCAR/TN-468+ STR). Tech. Note TN-475+STR, NCAR/TN-468+STR. Tan, J., Petersen, W. A., Kirtstetter, P. E. y Tian, Y., 2017: Performance of IMERG as a function of spatiotemporal scale. *Journal of Hydrometeorology*, 18(2), 307-319.
- Wang, Z., Zhong, R., Lai, C. y Chen, J., 2017: Evaluation of the GPM IMERG satellite-based precipitation products and the hydrological utility. *Atmospheric Research*, 196, 151-163.
- Wolff, J. K., Harrold, M., Fowler, T., Gotway,
- J. H., Nance, L. y Brown, B. G., 2014: Beyond the basics: Evaluating model-based precipitation forecasts using traditional, spatial, and object-based methods. *Weather and Forecasting*, 29(6), 1451-1472.
- Yan, H. y Gallus Jr, W. A., 2016: An evaluation of QPF from the WRF, NAM, and GFS models using multiple verification methods over a small domain. *Weather and Forecasting*, 31(4), 1363-1379.
- Zingerle, C. y Nurmi, P., 2008: Monitoring and verifying cloud forecasts originating from operational numerical models. *Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, 15(3), 325-330.

IDENTIFICACION Y MONITOREO DE ÁREAS ANEGADAS EN UNA REGIÓN PRODUCTIVA DE ARGENTINA EMPLEANDO ESCENAS LANDSAT

Lucía María Cappelletti^{1,2,3}, Anthony Schrapffer^{1,2,3}, Anna Sörensson^{1,2,3}

¹Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Buenos Aires, Argentina.

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

³CNRS – IRD – CONICET – UBA. Instituto Franco-Argentino para el Estudio del Clima y sus Impactos (UMI 3351 IFAECI). Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 5 de julio de 2021, en su versión final el 12 de octubre de 2021)

RESUMEN

El seguimiento de las zonas inundadas y anegadas es esencial para las pampas argentinas, una extensa región llana de gran productividad agrícola, ganadera e industrial. Áreas dentro de las pampas han experimentado un aumento del nivel freático en los últimos años, un factor clave que contribuye al desarrollo y la persistencia de las inundaciones. El monitoreo de estos fenómenos ambientales extremos es esencial tanto para objetivos a largo plazo, como aumentar el conocimiento de los mismos para poder modelar y predecir su evolución, como para objetivos prácticos a corto plazo, como la planificación efectiva del uso del suelo durante un evento en curso. Por lo tanto, el objetivo principal de este trabajo es desarrollar un método sencillo para el seguimiento de las zonas afectadas, utilizando herramientas accesibles. Se eligió como sitio de estudio una región de 160 km² del sudeste de Córdoba, de la cual se dispone de datos de altura de nivel freático y de precipitación diaria. Para determinar las zonas inundadas del lugar, se utilizaron 18 imágenes Landsat-8/OLI entre septiembre de 2019 y abril de 2021. En cada una de estas imágenes, los píxeles se etiquetan según tres categorías: Agua Abierta, Agua-Mixta y No-Agua aplicando un método de clasificación no supervisada de los índices de agua mNDWI y NDWI. A pesar de la falta de escenas debido a la cobertura de nubes y sus sombras que pueden sufrir las escenas, la categoría de Agua Abierta, y en menor grado la categoría Agua-Mixta, son capaces de captar los cambios en la altura del nivel freático debido a precipitaciones.

Palabras clave: Monitoreo de Inundaciones y Anegamientos, Identificación de Agua Superficial, Índices Espectrales, Data Geoespacial, Sensores Remotos.

IDENTIFICATION AND MONITORING OF WATERLOGGED AREAS IN A PRODUCTIVE REGION OF ARGENTINA USING LANDSAT INFORMATION

ABSTRACT

The monitoring of flooded and waterlogged areas is essential for the Argentinean Pampas, an extensive flat region of high agricultural, livestock and industrial productivity. Areas within the Argentinean Pampas have experienced a rise of

the water table in recent years, a key factor contributing to the development and persistence of flooding. The monitoring of these extreme environmental events is essential for long-term objectives, e.g. increasing knowledge to model and predict the occurrence and evolution of extreme events; as well as for short-term objectives, e.g. to provide producers potential field management options in a flood emergency. Therefore, the main objective of this work is to develop a simple method for monitoring affected areas, using accessible tools. A 160 km² region of southeastern Córdoba for which data on water table height and daily precipitation are available, was chosen as a study site. To determine the flooded areas of the site, 18 Landsat-8/OLI images from September 2019 - April 2021 were used. On each of these images, pixels were labeled according to three categories: Open Water, Mixed-Water and Non-Water by applying unsupervised classification of the mNDWI and NDWI water indices. Despite the lack of scenes due to cloud cover the scenes may suffer, the Open Water category, and to a lower degree the Mixed-Water category, are able to capture the changes in the water table height due to precipitation.

Keywords: *Flood and Waterlogging Monitoring, Surface Water Identification, Spectral Indices, Geospatial Data, Remote Sensing.*

1. INTRODUCCIÓN

The Argentinean Pampas is an extensive plain of approximately 500,000 km², with rainfall of 600-1200 mm¹year⁻¹ and less than 1% slope (Kruse and Zimmermann, 2002) and is a core region of agricultural, livestock and industrial productivity. Areas within the Pampas, such as the southern and central part of the province of Córdoba, have recorded rising water tables in several places due to the extensive land use and management change (Bollatti et al., 2016). These characteristics make the region prone to waterlogging and flooding. The combination of these extreme hydrological events and intensive land use create a disharmonious combination between ecosystem conservation, efficient agricultural practices and human well-being (Nosesto et al., 2009; Viglizzo et al., 2009). In the presence of this problem, effective land-use planning needs to be implemented, and to this end it is essential to increase understanding of the causes and dynamics of these extreme environmental events by developing tools for monitoring affected areas.

Satellites equipped with multispectral instruments are able to detect surface features on a global scale, exploiting the spectral absorption or emission characteristics of objects. For example, since 1972, multispectral information from Landsat satellites has made it possible to track and document land changes due to land use, forest fires and floods, among other natural and human-induced changes (U.S. Geological Survey, 2016). One of the ways to make use of this type of information is through the development of indices to highlight different features (e.g., Oleksiak 2008; Ma et al., 2020). As the element to be studied is surface water, we are interested in indices that allow us to highlight them. In this sense, for example, McFeeters (1996) developed the Normalized Difference Water Index (NDWI) using the green and near-infrared (NIR) bands. Its function is to differentiate water from other elements, taking into account that water absorbs the incident radiant flux almost entirely in the near- and shortwave- infrared bands, while the land surface reflects a significant amount of energy in this range of the electromagnetic spectrum. In contrast, the incorporation of the green band maximizes the reflectance of the

water. This index is given by:

$$NDWI = \frac{Green - NIR}{Green + NIR} \quad (1)$$

For the use of NDWI, with values between -1 and 1, McFeeters (1996) proposed the use of its positive values to identify water bodies and negative values for non-water features, but it has limitations in suppressing built-up areas. Xu (2006) proposed the modified Normalised Difference Water Index (mNDWI), in which the NIR band is replaced by the shortwave - infrared (SWIR) band. The mNDWI has been shown to be more effective in distinguishing water from built-up areas. The expression of this index, also with values between -1 and 1, is:

$$mNDWI = \frac{Green - SWIR}{Green + SWIR} \quad (2)$$

Here we present a method for monitoring flooded areas based on the above indices. These were computed using multispectral data from the Landsat 8 satellite system, launched in 2013 and developed as a collaboration between the National Aeronautics and Space Administration (NASA) and the U.S. Geological Survey (USGS). Previous studies such as Pasucci (2017); and Ferral et al. (2019), use Landsat 8 scenes and spectral indices for the identification of flooded and non-flooded areas of sites in the Argentinean Pampas. In this work, were used and combined the NDWI and mNDWI to label each pixel of the area according to the amount of surface water it contains. The pixels were grouped into three different categories: Non-Water, Mixed-Water and Open Water. The decomposition in these three groups is a delicate task due to the interplay of different factors, such as the presence of vegetation and its large seasonal variability but also the division of the year in a dry and wet season which may impact the land properties (Li et al., 2015). For these reasons, we decided to classify the pixels using an unsupervised classification method, as it is simple to implement and widely used in remote sensing applications (e.g., Boschetti et al., 2014). A 160 km² area was selected as a study site in the south-eastern centre of the

province of Córdoba, where waterlogging and flooding have the water table as one of their key elements.

The flood detection algorithm was run on Landsat 8 images of dry seasons as well as on dates of flood events reported by Argentinean institutions, such as the National Institute of Agricultural Technology (INTA for its spanish acronym), in order to take into account the hydrological dynamics of the region and obtain a single threshold per pixel category.

2. METHODS AND MATERIALS

2.1. Study area

The study region is located in the proximity of Justiniano Posse, a location in the east of Córdoba Province, Argentina (Figure 1). It has wet summers (mean 4.2 mm¹day⁻¹) with maximum temperatures reaching 31 °C in January, and drier winters (1 mm¹day⁻¹) with minimum temperatures of 4 °C in July (National Meteorological Service. <https://www.smn.gob.ar/estadisticas>, accessed on 25 August 2021). The selected area, approximately 160 km², is part of a region of high agricultural productivity of annual crops and pastures managed without irrigation (IDECOR. <https://idecor.cba.gov.ar>, accessed on 25 August 2021), characterized by a plain of normal relief with numerous relatively small areas of subnormal - concave relief, which give rise to ponds (Capdevila et al., 2016).

2.2. In Situ and Satellite Data

Since rainfall and water table height variation in the region of interest are critical factors in the occurrence and duration of waterlogging and flooding, in situ data of these variables was used to evaluate the performance of the method we developed. In the region of study, data from one in situ sensor located in Justiniano Posse was available (data was provided by the Rural Extension Agency of INTA Justiniano Posse). The availability of in situ data limited the study

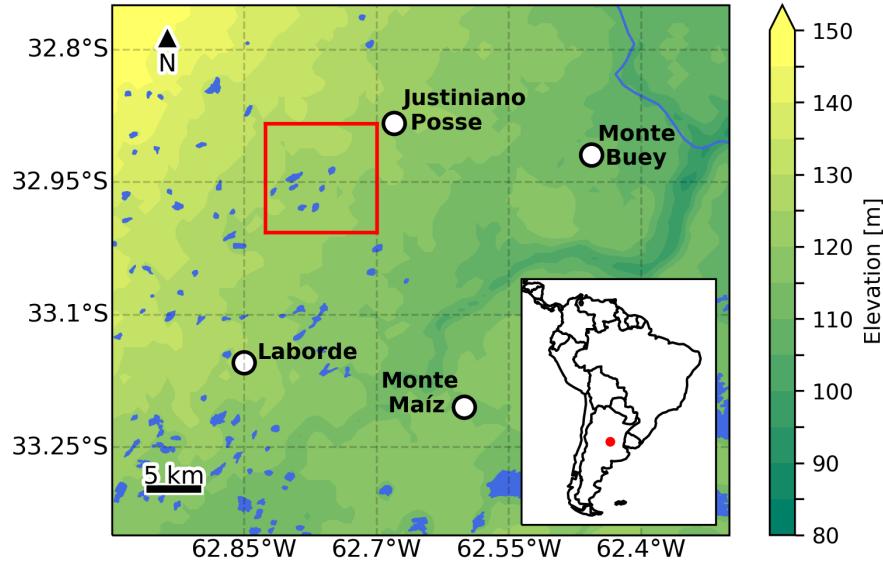


Figure 1: Topographic map (m) of the study site (red square in the regional map); and the water bodies present (Source: National Geographic Institute of the Argentine Republic, IGN. <https://www.ign.gob.ar/>, accessed on 25 August 2021). The region is located in the Province of Córdoba, Argentina (red dot in the map of South America).

period to September 2019 - April 2021.

In order to implement the flood monitoring tool over the Justiniano Posse region, Landsat 8 images corresponding to path 228 and row 083 were used. The scene set was acquired through the USGS Earth Explorer (U.S. Geological Survey, <https://earthexplorer.usgs.gov>, accessed on 25 August 2021). The Landsat 8 satellite carries the Operational Land Imager (OLI) which collects image data for nine spectral bands. As detailed in Table I, the sensor provides scenes with a spatial resolution of 30 m (visible, NIR, SWIR bands), and 15 m (panchromatic band). The scenes used correspond to the Level 2 Surface Reflectance product, which is derived from the top of atmosphere reflectance product (Level 1) that has been corrected for the temporally, spatially and spectrally varying scattering and absorbing effects of atmospheric gases, aerosols, and water vapor (Vermote et al., 2016). Within this processing level, the USGS recommends using information from Collection 2 (U.S. Geological Survey, <https://www.usgs.gov/core-science-systems/nli/landsat>,

accessed on 25 August 2021). The cloud cover present in the satellite optical products poses a challenge for flood detection. To avoid contamination of the images by cirrus, clouds and their shadows; the scenes have been filtered in two steps: (1) using the cloud cover score "Scene Cloud Cover" listed in the EarthExplorer metadata, we select the scenes with a score lower than 5 %, which is a reasonable value following Acharya et al. (2018). The Scene Cloud Cover score is determined by the C Function of Mask algorithm, that provides an estimation of the percentage of cloud cover calculated over an entire Landsat scene (Foga et al., 2017) and (2) filtering manually these scenes as recommended by Ferral et al. (2019). This filtering applied over the corresponding study period resulted in 18 images that can be analysed (Table II).

2.3. Methods: Detection of the Water Cover of Scenes

Both NDWI and mNDWI were used since they are useful for the detection of clear water. An approach combining the two

Satellite	Sensor Band	Name Wavelength [μm]	Resolution [m]
Landsat 8 - OLI	1 - Coastal Aerosol	0.43 - 0.45	30
	2 - Blue	0.45 - 0.51	30
	3 - Green	0.53 - 0.59	30
	4 - Red	0.64 - 0.67	30
	5 - Near - Infrared (NIR)	0.85 - 0.88	30
	6 - Shortwave - IR 1 (SWIR1)	1.57- 1.65	30
	7 - Shortwave - IR 2 (SWIR2)	2.11 - 2.29	30
	8 - Panchromatic	0.50 - 0.68	15
	9 - Cirrus	1.36 - 1.38	30

Table I: Landsat 8 Satellite - OLI sensor specifications.

	Scene's dates
Landsat 8 - OLI	2019-09-01
Collection 2 - Level 2	2019-09-17
Path 228 / Row 083	2019-11-20
	2020-01-07
	2020-02-24
	2020-05-14
	2020-06-15
	2020-08-02
	2020-08-18
	2020-09-19
	2020-10-05
	2020-11-22
	2020-12-08
	2021-01-09
	2021-02-26
	2021-03-30
	2021-04-15
	2021-05-01

Table II: Specifications and dates of the scenes used.

indices was developed because the NDWI is sensitive to conditions of mixture of water and soil/vegetation and the mNDWI to water conditions in urban environments (Zhou et al., 2017). With this choice, we were able to identify and map flooded and waterlogged areas by three categories, in the following called Non-Water, Mixed-Water and Open Water. The Non-Water category refers to pixels with low to no water content, while Mixed-Water refers to pixels composed by soil/vegetation with a given percentage of water. The third category refers to permanent type water bodies, such as ponds.

The standard threshold for clear water areas in the case of both indices is values greater than 0. However, categorising the pixels according to the three labels mentioned above groups by optimal thresholds is a delicate task. In order to show the behaviour of the indices and the sensitivity of the thresholds, the NDWI and mNDWI indices were mapped for one wet scene (7 January 2020) and one dry scene (9 January 2021). In the dry scene, the preceding weather condition was close to the average, without any extreme rainfall events, while in the wet scene, both local media and the Crop Market of the Province of Córdoba (BCCBA. <https://www.bccba.com.ar/>:

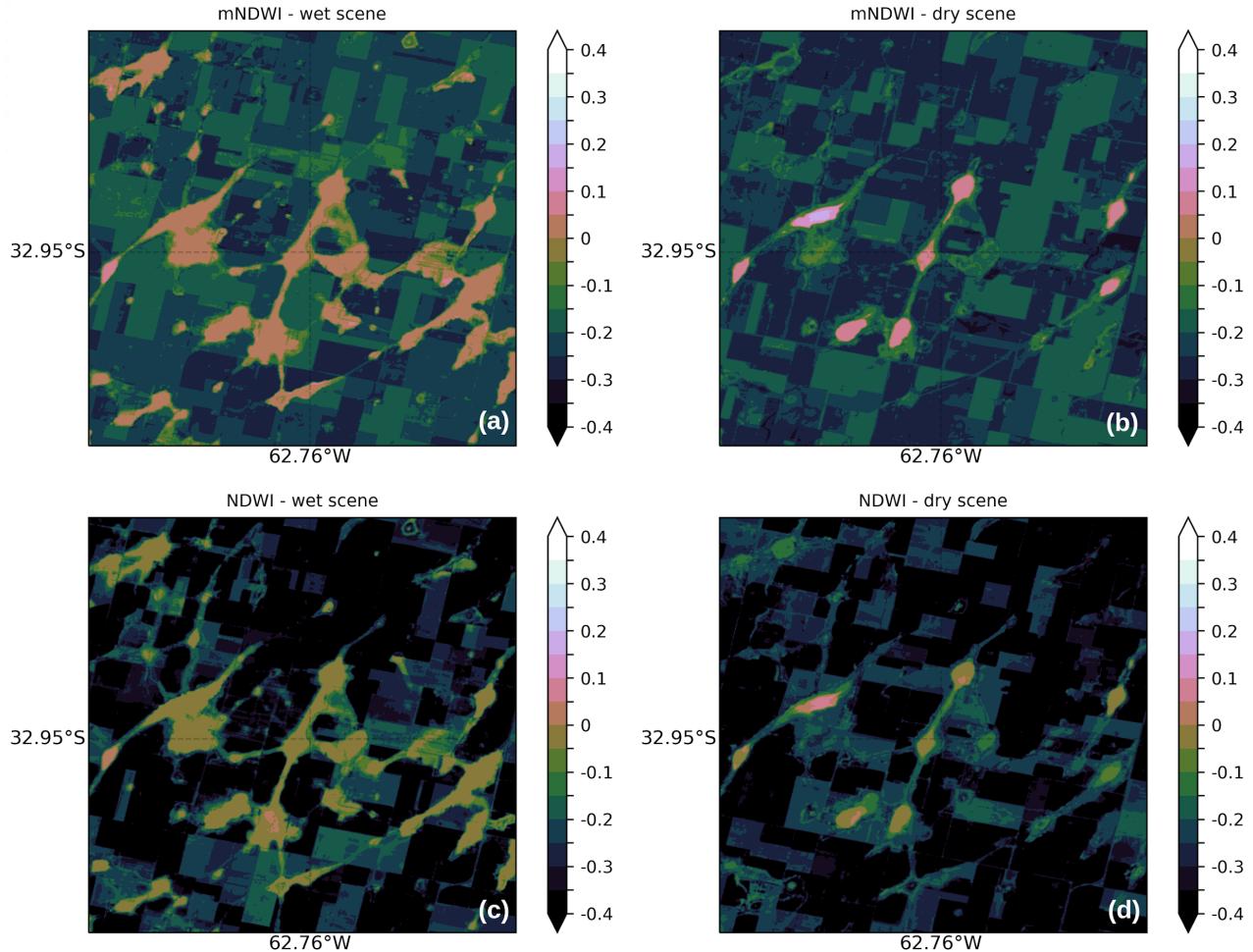


Figure 2: Mapping of the mNDWI and NDWI indices over the study site, based on Landsat 8 scenes from 7 January 2020 (wet scene) and 9 January 2021 (dry scene). (a): mNDWI, wet scene. (b): mNDWI, dry scene. (c): NDWI, wet scene. (d): NDWI, dry scene.

//www.bccba.org.ar, accessed on 25 August 2021) reported that Justiniano Posse, along with other neighbouring cities, suffered severe flooding at the beginning of January. In Figure 2 it can be noticed that both mNDWI and NDWI show analogous patterns in the differentiation of the wet scene from the dry. Using real colour images (RGB: B4-B3-B2 for Landsat 8) and the spectral signatures on pixel samples of both scenes (not shown) we noticed that, for the pixels corresponding to clear water, they presented positive mNDWI values. In the case of NDWI, the values of these same pixels, in general, resulted to be negative. Also, some pixels identified as clear water on both

dates, through visual exploration and spectral signatures, have different values of NDWI and mNDWI; even though the two scenes are from the same period of the year. This is due to the fact that the thresholds are sensitive to different factors and their interplay, such as the year-to-year variability of soil water content and vegetation (Acharya et al., 2018).

The above example shows that obtaining optimal thresholds is a complex task, even in regions such as the one studied in this work, where there are no shadows generated by mountainous terrain. For clustering the pixels we used an unsupervised classification

method. We decided to use the traditional K-Means method, widely used for land cover classification based on remotely sensed data (e.g., Ogilvie et al., 2015) and easy to implement, using scikit-learn (Pedregosa et al., 2011), a Python library. The K-Means algorithm is well adaptable to a large number of samples and requires the number of clusters to be specified by the user.

The mNDWI and NDWI indices were calculated for the pixels of the 18 images, resulting in about 3,200,000 pixels labelled according to two variables each. On these pixels the K-Means method was applied using 10 clusters. Out of these 10 clusters only two contained pixels with positive values of both mNDWI and NDWI. The group with pixels with higher values for both indices (hereafter, cluster A) contains 94,542 pixels, of which 95 % have mNDWI > 0 , but in the case of NDWI, less than 40 % of the pixels have positive values. This behaviour of the same pixel presenting values of $mNDWI > 0$ and $NDWI < 0$ was already noticed in the Figure 2. The other cluster that also has positive values for both indices (B) contains 59,449 pixels, of which 5 % refer to $mNDWI > 0$ and in the case of NDWI less than 1 % are positive. The remaining 8 clusters (grouped as cluster C) are composed entirely of pixels with negative mNDWI and NDWI values (Figure 3). Thus, we used class A to identify Open-Water pixels, B for Mixed-Water and C for the Non-Water label. To define the threshold representing each water condition label, in the case of Open Water we took the 0.05 quantile as its lower limit (90 % of class A). As for class B, approximately 94 % were below the lower limit of class A, thus for Mixed-Water it was decided to use the same limit as the upper limit, and the lower limit corresponding to the 0.05 quantile of class B (Mixed-Water is given by 80 % of class B). As for class B, approximately 94 % were below the lower limit of class A, thus for Mixed-Water it was decided to use the same limit as the upper limit, and the lower limit corresponding to the 0.05 quantile of class B (Mixed-Water is given by 80 % of class B). The other pixels that

did not correspond to these conditions (class C) were treated as Non-Water. Table III shows the thresholds of the labels of interest to be used in the identification of Open Water and Mixed-Water areas.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The area of Open Water and Mixed-Water was calculated using the thresholds shown in Table III. Figure 4 shows the time series of the precipitation corresponding to 5 day moving sum window daily (4a), water table height, from Justiniano Posse's in situ measurements (4b) as well as the number of pixels belonging to Open Water and Mixed-Water (4c). In Figure 4 it is noted that in January and mid-February of 2020 the water table height experiences two increases that are not noticeable in the Open and Mixed-Water areas; this is due to the lack of imagery in that period. The next closest scene is 2020-02-24, at which time the water table decreased in height to around -150 cm since its last notable rise in mid-February.

From April to mid-October 2020, the water table height decreases from -100 cm to approximately -175 cm, with a mean decrease rate of 1.4 cm between days. This stabilisation of the water table height is reflected in the behaviour of the Open Water area; whereas the Mixed-Water area peaks in 2020-09-19, despite the fact that no precipitation was registered in previous days.

Concerning the final months of 2020, 2020-10-25 and 2020-12-18, the water table height rise by approximately 30 cm in two days due to accumulated rainfall above 50 mm. As for the October date, it is possible to notice a slight increase of 870 Open Water pixels between the available scenes of 2020-10-05 and 2020-11-22. At the end of January 2021, on the 2021-01-28 and 2021-01-29, the precipitation exceeded 60 mm and 80 mm respectively, which resulted in an increase of the water table from -228 cm to -72 cm in only two days. In the case of such an event, a notable increase in the area of Open Water and Mixed-Water was expected,

Water Condition	Threshold
Open Water	$MNDWI > 0$ and $NDWI > -0.09$
Mixed-Water	$0 > mNDWI > -0.15$ and $-0.09 > NDWI > -0.19$

Table III: Ranges of values of the mNDWI and NDWI indices established to detect pixels corresponding to the Open Water and Mixed-Water categories.

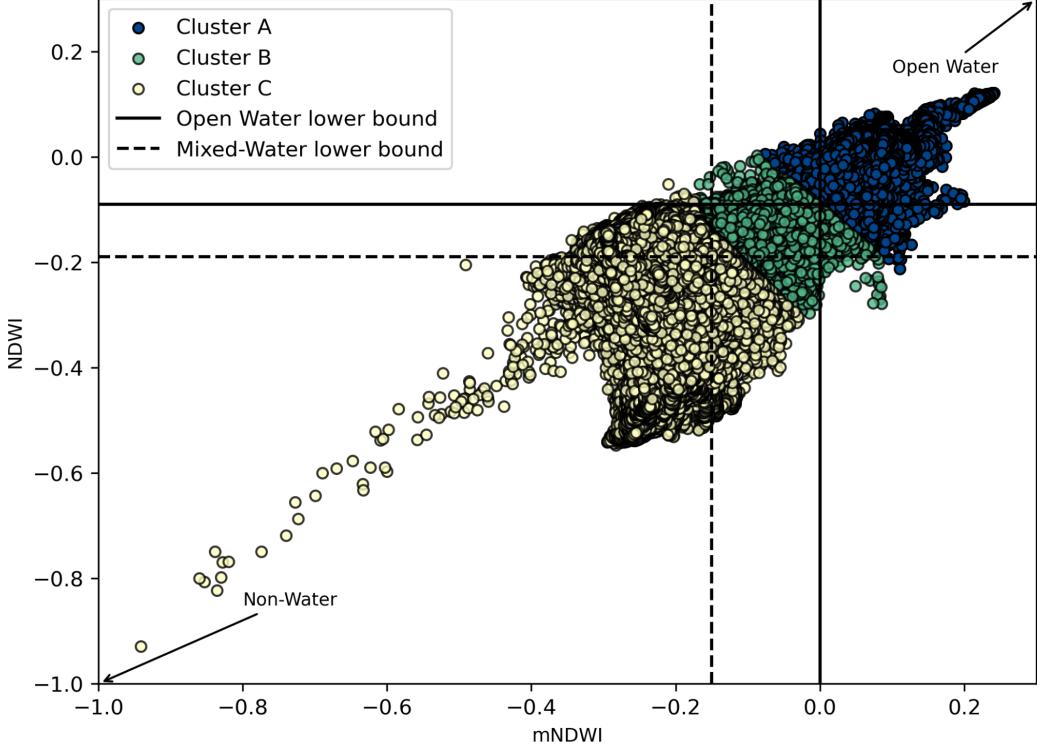


Figure 3: Scatterplot of the pixels of the 18 images analysed in this study according to their mNDWI and NDWI values. The colours identify to which cluster each pixel belongs, according to the unsupervised KMeans classification method and subsequent grouping: cluster A, cluster B and cluster C. Also, the lower bounds of the thresholds referring to Open Water (solid line) and Mixed-Water (dashed line) are plotted.

due to the response of these variables to the similar situation at the beginning of January 2020. Although the rainfall conditions in the summers of 2020 and 2021 are similar, the Open Water area is notably different. This is explained by the fact that in 2020, the difference in days between the extreme precipitation event and the available Landsat scene is 4 days (rainfall: 2020-01-03, available Landsat scene: 2020-01-07), while in 2021 it is

24 days (rainfall: 2021-02-02, available Landsat scene: 2021-02-26). This example showcases the difficulty imposed by the low availability of images, in particular during the summer season since more images are discarded due to cloudiness.

As a graphical example of Open Water and Mixed-Water detection, the categories were mapped onto the dry scene and wet

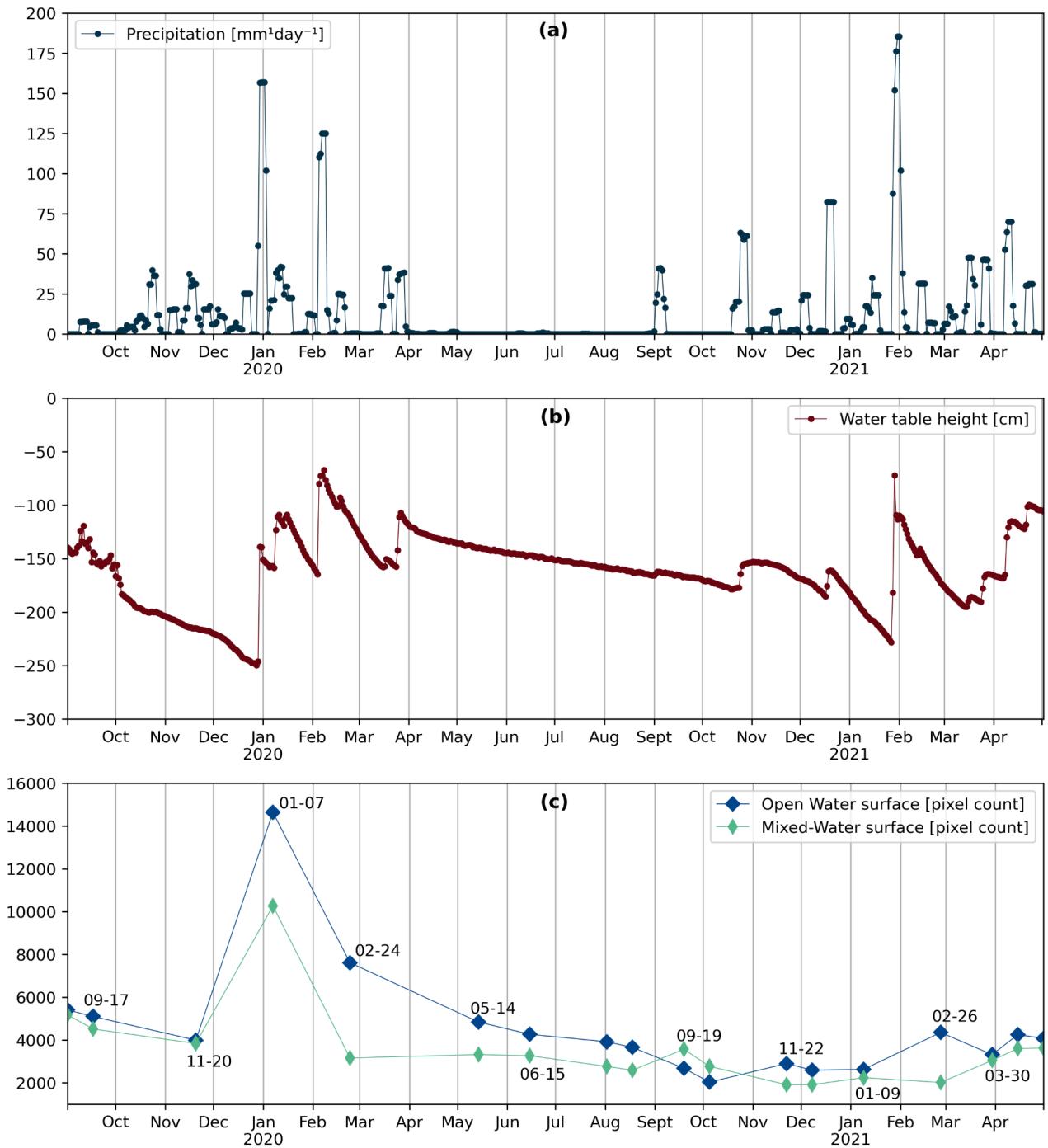


Figure 4: Time series of (a): precipitation corresponding to 5 day moving sum window [mm¹day⁻¹], i.e., the value of a certain day is the sum of the daily precipitation of that day added to those corresponding to 4 previous days, (b): daily water table height in reference to the terrain level [cm]. The daily precipitation and water table height data refer to in situ measurements at Justiniano Posse (INTA Justiniano Posse). (c): number of pixels classified as Open Water and Mixed-Water, according to the thresholds in Table III. Some of the amounts are shown together with the date of the corresponding scene.

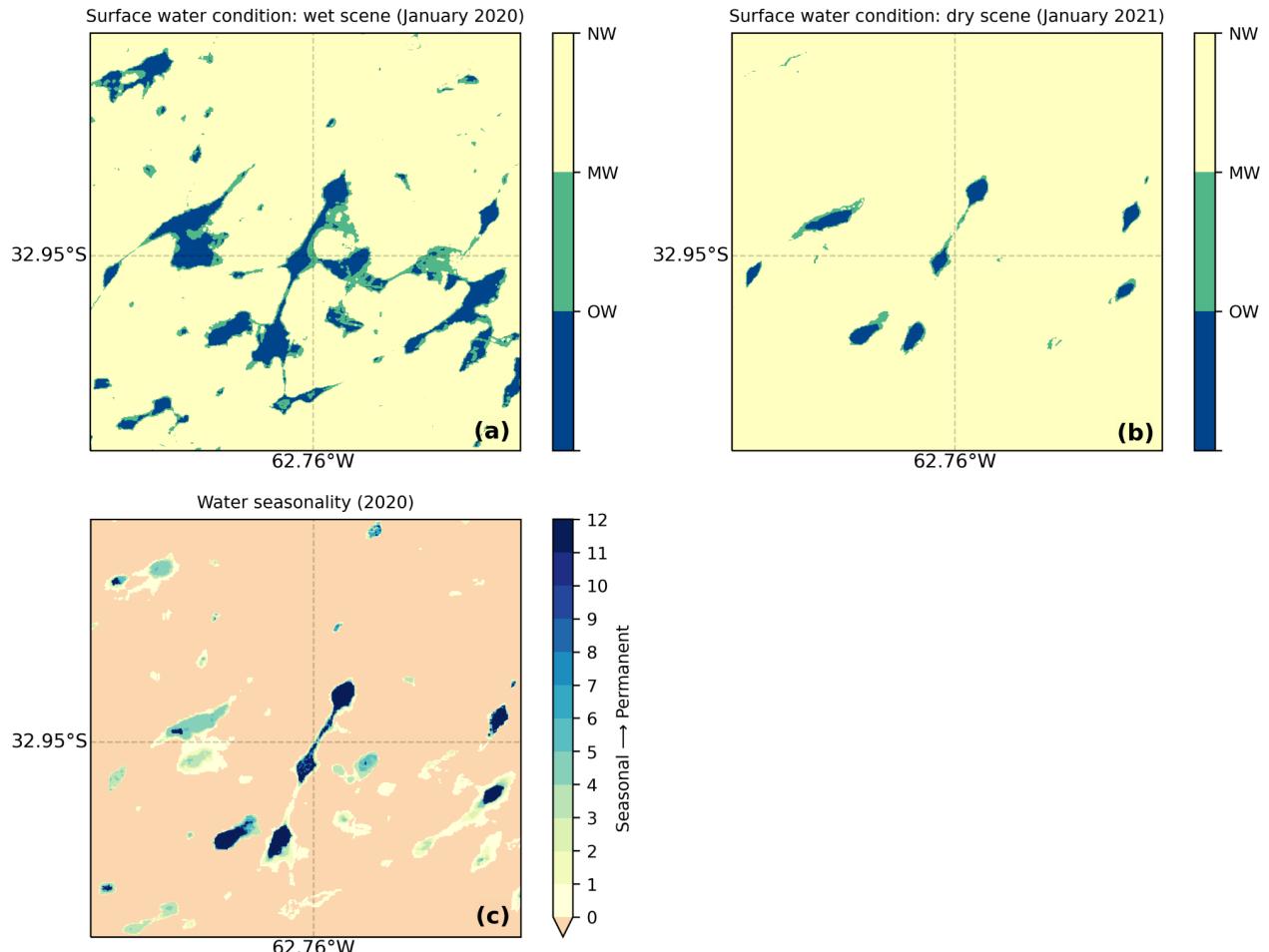


Figure 5: Mapping of Open Water (OW), Mixed-Water (MW) and Non-Water (NW) condition categories over the study site, based on Landsat 8 scenes from 7 January 2020 (wet scene), in panel (a) and 9 January 2021 (dry scene), in (b). Pixels were labelled according to the thresholds set out in Table III. In (c) the Water Seasonality product for the year 2020 (Source: EC JRC/Google) is shown over the same region. Permanent water is shown in dark blue and seasonal water areas are shown in blue with increased white contribution. Data were scaled from 1 month to 12 months for each year, a value of 0 represents zero contribution of the Water Seasonality product.

scene, introduced earlier. Both results were contrasted with information from the monthly and 30 m resolution water maps provided by the Joint Research Center (JRC) of the European Commission (EC), developed from Landsat images (Pekel et al., 2016). This database offers several products, for our study we were interested in using the Water Seasonality 2020 (<https://global-surface-water.appspot.com/map>, accessed on 25 August 2021). The Water

Seasonality product provides information concerning the intra-annual behaviour of water bodies. It separates “permanent” water bodies (those that are present during the whole observation period, in this case 2020) from “seasonal” water bodies (those that are present only during a part of the year); the degree of seasonality is represented by the proportion of the total number of months (from 1 to 12) in which water is present. Figure 5 shows these three mappings. Pixels that belong to Open

Water in the dry scene are also Open Water in the wet scene. As for the JRC EC product, all pixels that refer to permanent water, i.e. they have water 12 months of the year, are Open Water in the wet scene. Regarding the Water Seasonality pixels less than 12 months, most of them refer to Open Water in the wet scene and less to Mixed-Water.

For the example shown, it was more difficult to contrast the information from the Mixed-Water category than the Open Water category. In addition, through the analysis of time series, it was possible to appreciate that Mixed-Water shows a reduced degree of change in relation to fluctuations in the water table, in response to rainfall. In the study conducted by Ferral et al. (2019) it is explained that the Mixed-Water category is more difficult to contrast, as the accurate delineation of pond shorelines or the determination of mixed pixels, composed of soil/vegetation with a certain percentage of water, is difficult to deal with when using data from a single sensor. Additionally, it is worth noting that the use of more than one sensor would help to avoid information gaps due to, for example, image filtering due to cloud cover, a limiting factor in our work.

4. CONCLUSION

We calculated the mNDWI and NDWI water indices of 18 Landsat 8 images, from September 2019 - April 2021, and selected the thresholds to define the Open Water and Mixed-Water categories by applying an unsupervised classification method. We found that the number of pure water pixels and mixed water pixels, i.e. vegetation/soil with a certain percentage of water, vary according to the fluctuations of the water table and daily precipitation. For this study we considered a region contained in the Argentinean Pampas, which in addition to having a low elevation has water tables close to the surface, above 2 m. By means of the simple method implemented, it was possible to note the increase of surface water in the study area on a date when the

area suffered a significant flooding. In the interpretation of the results, it is important to have in mind that the Mixed-Water category is more difficult to detect than the Open Water class due to its heterogeneous behaviour.

The use of data from Landsat 8 posed a limitation on this study since scenes are only available each 16 days. In the next stage, adding and working with another satellite system (e.g., Sentinel 2; European Space Agency, 2015) will provide us with a better temporal resolution of scenes and extra data to mitigate the effect of these situations. Moreover, we consider, incorporating data from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite mission, which measures temporal changes in gravity field which is used to compute monthly variations in terrestrial water storage (e.g., Demirel et al., 2019; Strassberg et al., 2007).

ACKNOWLEDGEMENTS This research was supported by Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT), Argentina (PICTs 2017-1406, 2018-02511). The authors would like to express their special thanks to INTA Justiniano Posse Rural Extension Agency for providing the in situ water table level and precipitation data. They also wish to point out that the Landsat data and associated products were courtesy of the U.S. Geological Survey.

REFERENCES

- Acharya, T. D., Subedi, A., Lee, D. H., 2018. Evaluation of Water Indices for Surface Water Extraction in a Landsat 8 Scene of Nepal. *Sensors*, 18(8).
- Bollatti, P., Andreucci, A., Escolá, F., 2016. Influencia de los excedentes hídricos en la recarga de los acuíferos libres del sudeste de la provincia de Córdoba. INTA Marcos Juárez. <https://inta.gob.ar/marcosjuarez> (accessed on 25 August 2021).
- Boschetti, M., Nutini, F., Manfron, G., Brivio, P. A., Nelson, A., 2014. Comparative analysis of normalised difference spectral indices

- derived from MODIS for detecting surface water in flooded rice cropping systems. *PloS one*, 9(2), e88741.
- Capdevila, J., Francisca, F., Zanni, E., 2016. Patologías estructurales asociadas al ascenso de la napa freática en el sureste de la provincia de Córdoba. XXIII Congreso Argentino de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica. Santa Fe, Argentina
- Demirel, M. C., Özen, A., Orta, S., Toker, E., Demir, H. K., Ekmekcioğlu, Ö., et al., 2019. Additional value of using satellite-based soil moisture and two sources of groundwater data for hydrological model calibration. *Water*, 11(10), 2083. European Space Agency, 2015. Sentinel-2 User Handbook. 1–64. Available online at: https://earth.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_User_Handbook, accessed on 04 October 2021.
- Ferral, A., Luccini, E., Aleksinkó, A., Scavuzzo, C. M., 2019. Flooded-area satellite monitoring within a Ramsar wetland Nature Reserve in Argentina. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 15, 100230.
- Foga, S., Scaramuzza, P. L., Guo, S., Zhu, Z., Dilley Jr, R. D., Beckmann, T., Schmidt, G. L., Dwyer, J. L., Joseph Hughes, M. and Laue, B. 2017. Cloud detection algorithm comparison and validation for operational Landsat data products. *Remote Sensing of Environment*, 194, 379–390.
- Kruse, E., Zimmermann, E., 2002. Hidrogeología de grandes llanuras. Particularidades en la llanura pampeana (Argentina). Workshop Publication on Groundwater and Human Development. La Plata, Argentina.
- Li, L., Vrieling, A., Skidmore, A., Wang, T., Muñoz, A.-R., Turak, E., 2015. Evaluation of MODIS spectral indices for monitoring hydrological dynamics of a small, seasonally-flooded wetland in southern Spain. *Wetlands*, 35(5), 851–864.
- Ma, Z., Liu, Z., Zhao, Y., Zhang, L., Liu, D., Ren, T., Zhang, X., Li, S., 2020. An Unsupervised Crop Classification Method Based on Principal Components Isometric Binning. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 9(11), 648.
- McFeeters, S. K., 1996. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7), 1425–1432.
- Nosetto, M., Jobbágy, E., Jackson, R., Sznaider, G., 2009. Reciprocal influence of crops and shallow ground water in sandy landscapes of the Inland Pampas. *Field Crops Research*, 113(2), 138–148.
- Ogilvie, A., Belaud, G., Delenne, C., Bailly, J.-S., Bader, J.-C., Oleksiak, A., Ferry, L., Martin, D., 2015. Decadal monitoring of the Niger Inner Delta flood dynamics using MODIS optical data. *Journal of Hydrology*, 523, 368–383.
- Oleksiak, A., 2008. Suivi par télédétection de la dynamique de crue du delta intérieur du Niger pour l'élaboration d'un modèle de fonctionnement hydraulique. Doctoral dissertation, Master 2 professionnel TGAE: Télédétection et Géomatique Appliquées à l'Environnement.
- Passucci, V., Carmona, F., Rivas, R. 2017. Identificación de zonas anegadas y no anegadas mediante técnicas de teledetección. *Estudios Ambientales*, 5.
- Pedregosa, F., Varoquaux, G., Gramfort, A., Michel, V., Thirion, B., Grisel, O., Blondel, M., Prettenhofer, P., Weiss, R., Dubourg, V., Vanderplas, J., Passos, A., Cournapeau, D., Brucher, M., Perrot, M., Duchesnay, E., 2011. Scikit-learn: Machine Learning in Python. *Journal of Machine Learning Research*, 12, 2825–2830.
- Pekel, J.-F., Cottam, A., Gorelick, N., Belward, A. S., 2016. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633), 418–422.
- Strassberg, G., Scanlon, B. R., Rodell, M., 2007. Comparison of seasonal terrestrial water storage variations from GRACE with groundwater-level measurements from the High Plains Aquifer (USA). *Geophysical Research Letters*, 34(14).

U.S. Geological Survey, 2016. Landsat—Earth observation satellites (ver. 1.2, April 2020): U.S. Geological Survey Fact Sheet 2015-3081, 4 p.

Vermote, E., Justice, C., Claverie, M., Franch, B., 2016. Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product. *Remote Sensing of Environment*, 185, 46-56.

Viglizzo, E. F., Jobbágy, E. G., Carreño, L., Frank, F. C., Aragón, R., De Oro, L., Salvador, V., 2009. The dynamics of cultivation and floods in arable lands of Central Argentina. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(4), 491-502.

Xu, H., 2006. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 27(14), 3025-3033.

Zhou, Y., Dong, J., Xiao, X., Xiao, T., Yang, Z., Zhao, G., Zou, Z., Qin, Y., 2017. Open Surface Water Mapping Algorithms: A Comparison of Water-Related Spectral Indices and Sensors. *Water*, 9(4)

DINÁMICA ANUAL E INTERANUAL DE LA COBERTURA DE NIEVE EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO COLORADO (ARGENTINA) Y SU RELACIÓN CON EL CAUDAL

Carolina Aumassanne¹, María Eugenia Beget^{2,4}, Patricio Oricchio², Carlos Marcelo Di Bella^{3,4}, Fernanda Julia Gaspari⁵, Francisco Babinec^{6,7}.

¹Agencia de Extensión Rural INTA 25 de Mayo, La Pampa, Argentina;

²Instituto de Clima y Agua de INTA Castelar, Buenos Aires, Argentina;

³Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET);

⁴Departamento de Métodos Cuantitativos- Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires, Argentina;

⁵Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina;

⁶Estación Experimental Agropecuaria Anguil, La Pampa, Argentina;

⁷Facultad de Agronomía, Universidad Nacional de La Pampa, Argentina.

(Manuscrito recibido el 19 de enero de 2021, en su versión final el 19 de octubre de 2021)

RESUMEN

Estudiar las variaciones temporales y espaciales de la cobertura de nieve resulta sumamente importante para la planificación y manejo de las cuencas de régimen nival. En este trabajo se utilizó el producto MOD10A2 con el objetivo de evaluar el área cubierta por nieve y su variación temporal en la cuenca alta del río Colorado desde 2000 a 2018. Se calculó y analizó la superficie cubierta por nieve durante los 19 años de análisis y se estudiaron los atributos de la acumulación de nieve (fechas promedio y más frecuentes de comienzo, máximo, final y rango relativo). Además, se clasificaron las curvas de evolución temporal en años con: *i*) fusión más lenta que la acumulación; *ii*) doble punto de máxima acumulación; y *iii*) acumulación más lenta que la fusión. La superficie máxima cubierta por nieve fue de 13.316 km² en junio de 2018 representando casi el 96 % del área de la cuenca, seguido por julio de 2017 (13.281 km²) y la mínima de 15 km² en febrero de 2011. En promedio, la acumulación de nieve comienza la semana del 15 de marzo y el máximo ocurre durante la semana del 23 de julio. Este análisis representa la serie de tiempo más larga de información de cobertura de nieve estimada mediante información satelital para la cuenca del Colorado. En un contexto de variabilidad y cambio climático, el uso de esta información constituye una valiosa herramienta para el monitoreo de la nieve de forma periódica, en tiempo real, en grandes extensiones de baja accesibilidad.

Palabras clave: teledetección, planificación y gestión de cuencas.

DINÁMICA ANUAL E INTERANUAL DE LA COBERTURA DE NIEVE EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO COLORADO (ARGENTINA) Y SU RELACIÓN CON EL CAUDAL

ABSTRACT

Dirección Electrónica: aumassanne.carolina@inta.gob.ar

Studying the temporal and spatial variations of snow cover is extremely important for the planning and management of snow basins. The MOD10A2 product was used to evaluate the area covered by snow and its temporal variation in the upper Colorado river basin from 2000 to 2018. Snow covered area and snow accumulation attributes (average and most frequent dates of beginning, end and relative range) were calculated and analyzed during the 19 years of analysis. In addition, temporal evolutions were classified by years with: *i*) fusion slower than accumulation; *ii*) double point of maximum accumulation; and *iii*) accumulation slower than fusion. The maximum snow covered area was 13.316 km² in June 2018, representing almost 96 % of total basin area, followed by July 2017 (13.281 km²) and the minimum of 15 km² in February 2011. On average, snow accumulation begins on the week of March 15 and the maximum occurs on the week of July 23. This analysis represents the longest set of snowfall information estimated using satellite information for the Colorado basin. In context of climatic variability, the use of this information constitutes a valuable tool for monitoring snow periodically, in real time and in large areas of low accessibility.

Keywords: remote sensing, planning and watershed management.

1. INTRODUCCIÓN

En cuencas de montaña, el estudio del patrón y la extensión de la cubierta de nieve es importante para comprender el impacto local y regional del cambio climático (e.g. Xu *et al.*, 2008). Las variaciones en la ocurrencia de nevadas, principal aporte de agua a la escorrentía total de estos ríos de montaña, afectan la hidrología de una cuenca nival de manera significativa. En este caso, la hidrología de la nieve se enfoca en el estudio de los procesos físicos que caracterizan la variabilidad espacio temporal y la condición del manto nival, mientras que la dinámica de la cobertura anual de nieve es producto de las condiciones climatológicas (precipitación, temperatura, viento). A su vez, las condiciones morfométricas de la cuenca, tales como tamaño, elevación, pendiente y orientación, también cumplen un papel determinante en dicha dinámica (Aumassanne *et al.*, 2018). Existen estudios que revelan la distribución regional de la nieve, los gradientes de altitud de la acumulación de nieve y las variaciones de su distribución en la superficie en el tiempo (inter e intra-anual), permitiendo identificar sectores de almacenamiento de nieve e identificar áreas

más o menos vulnerables frente a escenarios climáticos (e.g. Aumassanne, 2019).

La evolución del manto nival presenta una periodicidad anual caracterizada por la acumulación de la precipitación en forma de nieve durante los meses de otoño-invierno, y su posterior derretimiento y generación de escorrentía de deshielo, que predomina en primavera-verano. Este ciclo anual se encuentra modulado por la variabilidad atmosférica y, en especial, por la variación latitudinal del Anticiclón del Pacífico Sur (PSA) (e.g. Boninsegna y Llop, 2015) y del cinturón de los oestes. Por otro lado, las variaciones interanuales de la precipitación, están relacionadas a fenómenos de circulación atmosférica y, en particular, al forzante conocido como El Niño – Oscilación del Sur (ENSO). Durante los años El Niño, con anomalías de temperatura positivas en el Pacífico Ecuatorial, la precipitación suele ser mayor que el promedio en la región, mientras que durante los años La Niña se presentan temperaturas por debajo de lo normal en el Pacífico Ecuatorial y la precipitación se ubica por debajo de los valores medios (Boninsegna y Delgado, 2002). En Argentina, particularmente

en las cuencas cuyanas, la influencia de los forzantes climáticos como el ENSO, el PSA y el Monzón Sudamericano regulan la cantidad y el momento de ocurrencia de las precipitaciones níveas generando importante variabilidad interanual en las mismas (Boninsegna y Llop, 2015).

El régimen hídrico de las cuencas del centro oeste de Argentina es esencialmente pluvio-nival y, en consecuencia, fuertemente dependiente de la cantidad de nieve que precipita durante el invierno y se acumula en las altas cuencas (Boninsegna y Llop, 2015). Existe una alta relación entre la cantidad de nieve caída durante la estación invernal con los caudales emergentes del período estival (Masiokas et al., 2006). Tanto los ríos cuyanos como los patagónicos se caracterizan por la gran variabilidad interanual de sus caudales debido a su gran dependencia de las fluctuaciones climáticas reinantes en la región, con la consecuente repercusión en la economía regional y nacional (Campagnucci, 2007). De esta manera, la cuantificación de la extensión de la capa de nieve y el monitoreo de la dinámica temporal anual e interanual resultan esenciales para la gestión del agua en dichas cuencas. Sin embargo, mediante el uso de estaciones meteorológicas y nivológicas se obtienen datos puntuales en el tiempo y en el espacio (Lascano y Velasco, 2007) que resultan insuficientes por el tamaño de las cuencas. Además, las estaciones de terreno requieren de mantenimiento y control, presentando limitantes debido a la difícil accesibilidad en otoño-invierno.

La teledetección, definida como la observación a distancia de los objetos, permite estudiar los usos y coberturas de la tierra, el tipo de vegetación (e.g. Nosetto et al., 2012), los cuerpos de agua y la cobertura de nieve (Salomonson y Appel, 2004; Cartes, 2009; Dahri et al., 2011; Herms y Jorge, 2012), entre otros. En este contexto, la información derivada de sensores remotos permite el seguimiento de grandes extensiones de territorio de forma permanente, objetiva, económica y en tiempo

real; lo cual hace posible el estudio de series temporales, facilitando la caracterización intra anual e interanual de la cobertura de nieve (e.g. Aumassanne et al., 2019). La detección de la cobertura nival a partir de sensores remotos satelitales como MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) es posible debido a la alta reflectancia espectral de la nieve en la porción visible del espectro electromagnético y una baja reflectancia en el infrarrojo cercano. Particularmente, el producto MOD10A2 fue ampliamente utilizado debido a su alta resolución temporal (Hall et al., 2001; 2006). Por ejemplo, estudios de Paudel y Andersen (2011), Telesca et al. (2014), Tahir et al. (2015) y Thapa y Muhammad (2020), entre otros, han evaluado la variabilidad temporal del área cubierta por nieve y la precisión de las estimaciones realizadas por MODIS. En Argentina, trabajos similares se llevaron a cabo por Cogliati et al. (2015) para la cuenca alta del río Neuquén y por Cara et al. (2016) para la cuenca superior del río Mendoza. Sin embargo, no existen investigaciones sobre la dinámica y acumulación de la cobertura de nieve para la cuenca del río Colorado. De esta manera, el objetivo de este trabajo es evaluar el área cubierta por nieve y su variación temporal (anual e interanual) en la cuenca alta del río Colorado, Argentina, y su relación con el derrame, en el período de 2000 a 2018. Al investigar la variación temporal y la distribución espacial de la cobertura de nieve se comprende el funcionamiento del sistema hidrológico, que resulta elemental para la planificación y manejo de las cuencas nivales. El área de estudio constituye la única fuente de agua para el desarrollo de la mayor parte de las actividades agrícolas, industriales y urbanas de una vasta región árida y semiárida de cinco provincias argentinas que componen la cuenca. Por lo tanto, estudiar las entradas del ciclo hidrológico es de interés regional y nacional para el manejo sustentable de los recursos hídricos en los Andes semiáridos de la República Argentina.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

El área de estudio se ubica en zonas de alta cordillera de Los Andes, entre los $34,48^{\circ}$ y $36,53^{\circ}$ de latitud sur, y está conformada por las cuencas de los ríos Grande y Barrancas, los principales afluentes del río Colorado, que recorre 1200 km atravesando parte de las provincias de Mendoza, Neuquén, Río Negro, La Pampa y Buenos Aires. El derrame anual del río Colorado es de 4600 Hm^3 y el caudal medio anual de $138,8 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$, con una marcada estacionalidad primavero-estival (Figura 1 B) (COIRCO, 2013). El Colorado es el que mayor caudal presenta en comparación con otros ríos de régimen similar de cuencas cuyanas como los ríos San Juan ($59,4 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$), Mendoza ($45,9 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$), Tunuyán ($28,7 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$), Diamante ($34,2 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$) y Atuel ($34,6 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$), según Lauro et al. (2016). Sin embargo, presenta menor caudal que los ríos Neuquén ($280 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$), Negro ($930 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$) y Limay ($650 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$), ubicados al sur del área de estudio. La superficie bajo estudio ocupa aproximadamente 13.900 km^2 (29 % de la superficie total de la cuenca) y corresponde a la cuenca hidrológica activa donde se producen los mayores aportes de agua (Figura 1 A). Aquí, durante los meses invernales, se produce la mayor cantidad de precipitaciones en forma de nieve. Al comienzo de la primavera y durante la estación cálida, la nieve acumulada se derrite aumentando el caudal del río Colorado y determinando un hidrograma unimodal con máximo en los meses de noviembre y diciembre (COIRCO, 2013). El río Grande tiene alimentación nival exclusivamente, mientras que el Barrancas es una cuenca de transición entre las hoyas nivales al norte y pluvio-nivales del sur (Inventario Nacional de Glaciares, 2018). La subcuenca del Grande se encuentra en una zona de transición entre la región cuyana seca y la patagónica húmeda, donde el aporte nival y pluvial es más importante debido a que la Cordillera es más baja, permitiendo el ingreso de aire húmedo del Pacífico (Halcrow, 2013).

En esta subcuenca el 0,6 % de su superficie está cubierta por glaciares (Inventario Nacional de Glaciares, 2018). El aporte hídrico de los glaciares existentes en la cuenca alta del río Colorado adquiere mayor importancia hacia el final del verano y sobre todo durante años “secos” o poco nevadores cuando la contribución nival disminuye considerablemente (Masiokas *et al.*, 2006).

En el área de estudio el clima es frío, con una temperatura media anual que no supera los 10°C y las precipitaciones fluctúan entre los 600 y 1000 mm (en promedio) concentradas en la época invernal. En esta zona dominan, especialmente hacia el oeste, los paisajes irregulares compuestos por valles profundos, elevados cordones montañosos sobre los que se imponen volcanes y, de manera subordinada hacia el oriente, serranías más bajas en las cuales se observa un severo control estructural en el diseño de los sistemas fluviales y las formas del relieve (Halcrow, 2013).

2.2. Fuente de datos

Se utilizó el producto satelital MOD10A2 del sensor MODIS para estimar la extensión máxima de la cubierta de nieve cada 8 días (Hall *et al.*, 2001 ; 2006). El mismo cuenta con una resolución espacial de 500 metros para el período de enero de 2000 a diciembre de 2018 (<https://nsidc.org/data/mod10a2>). El valor de píxel indica de manera cualitativa la presencia o ausencia de nieve, con los posibles valores 0 nada, 25 dudoso, 50 nube y 200 nieve. La presencia de nieve en un píxel es registrada cuando, para al menos uno de los 8 días, se detecta nieve. La capa de nieve en este conjunto de datos se deriva del índice de nieve de diferencia normalizada (NDSI). La tierra cubierta de nieve típicamente tiene una reflectancia muy alta en bandas visibles y muy baja reflectancia en el infrarrojo de onda corta; el NDSI revela la magnitud de esta diferencia. El algoritmo lee ocho días de mosaicos MOD10A2 y si encuentra cobertura de nieve con un valor de NDSI ≥ 10 en una celda para cualquier día

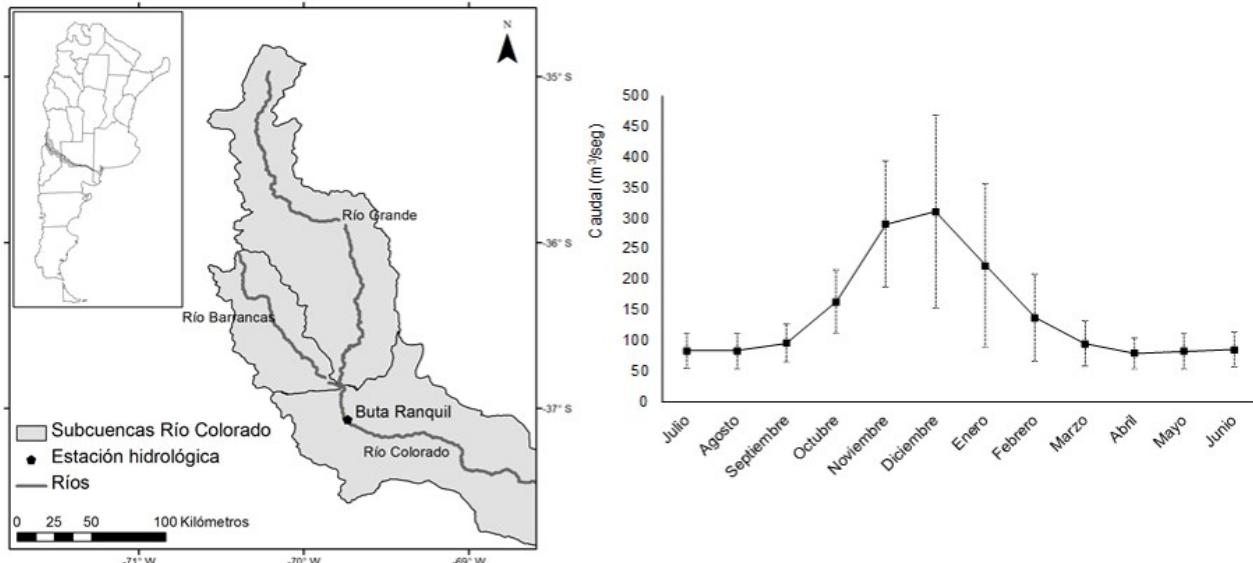


Figura 1: A) Localización de la cuenca alta del río Colorado, B) Caudal medio mensual ($\text{m}^3 \cdot \text{seg}$) ± 1 desvío estándar en la estación Buta Ranquil (Neuquén) para el período 1940-2016. Fuente: Base de Datos Hidrológica Integrada de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de Nación.

del período, la celda se mapea como nieve en la banda *MaximumSnowExtent*. La escena analizada correspondió a la denominada h12v12 para los años 2000 a 2018 con un total de 45 imágenes por año, que suman 855 imágenes en toda la serie. La escena abarca un área de 1200 x 1200 km², de la cual se extrajo únicamente el área perteneciente a la cuenca alta del río Colorado.

Los caudales medios mensuales para la serie desde enero de 2000 a diciembre de 2018 de la estación Buta Ranquil, Neuquén (Figura 1 A) fueron obtenidos de la Base de Datos Hidrológica Integrada perteneciente a la Subsecretaría de Recursos Hídricos (<http://bdhi.hidricosargentina.gov.ar/>). Los datos obtenidos corresponden a caudales medios diarios ($\text{m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$) y luego se calcularon los valores medios mensuales para toda la serie. Además, se calculó el derrame anual (Hm^3) para cada uno de los años de serie y posteriormente se correlacionó el derrame anual del río Colorado en la estación Buta Ranquil (Neuquén) para la serie temporal con el promedio de cobertura de nieve para cada año.

2.3. Análisis de los datos

Para obtener información de la cobertura de nieve se identificaron los píxeles con nieve descartando el resto de píxeles (nube, dudosos, sin dato) en cada imagen para el período bajo análisis. Se estimó la cantidad de píxeles con nubes en cada fecha. En 13 fechas de toda la serie se obtuvo un porcentaje igual o superior al 20 % de píxeles con nube en toda la escena, que representa el 2,8 % de las imágenes analizadas, por lo cual no se consideraron píxeles con valor correspondiente a nube ni se descartaron imágenes. Luego, se calculó y analizó la superficie cubierta por nieve para cada una de las fechas durante los 19 años de análisis. Para el análisis estadístico descriptivo se obtuvo el promedio mensual, máximos, mínimos y sus variaciones para cada año. Por otra parte, se estudiaron los atributos de la acumulación de nieve (fechas promedio y más frecuentes de comienzo, máximo, final, rango relativo, acumulado anual) y fusión (Figura 2). En función de los períodos entre cobertura mínima inicial-máxima y, máxima-mínima final se analizaron los patrones de dinámica de la superficie cubierta por nieve. Posteriormente,

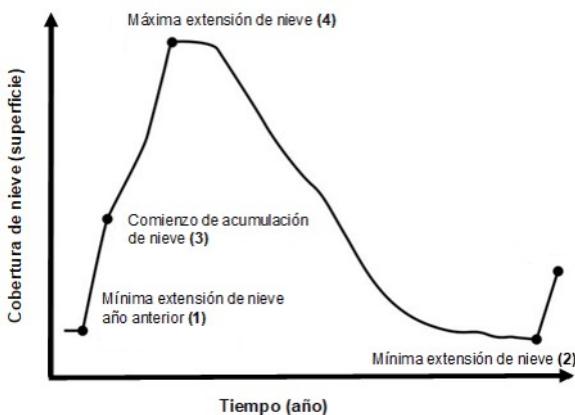


Figura 2: Modelo del ciclo anual de la nieve. Los números entre paréntesis indican los parámetros de la dinámica anual de cobertura de nieve. Tabla 1. Adaptado de Paudel *et al.* 2011

se relacionó el caudal y la cobertura de nieve promedios mensuales mediante una prueba paramétrica. Para ello, se centraron y escalaron los datos de ambas variables de manera tal que las series puedan ser comparables. Además, se realizó un ajuste mediante una tendencia lineal común y se evaluó la pendiente de las curvas de tendencia de cada una de las variables.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El área promedio cubierta por nieve durante los 19 años de análisis fue de 3875 km^2 ($\pm 3477,57 \text{ km}^2$), que equivale a 29 % de la superficie de la cuenca alta del río Colorado, precisamente a las subcuenca de los ríos Grande y Barrancas. El porcentaje promedio de cobertura de nieve osciló entre el 30 y el 97 % del área total en invierno y de 0,1 a 18 % de la superficie en verano, debido a que la precipitación en la Cordillera es sumamente escasa en esta estación del año. La superficie máxima cubierta por nieve fue de 13.316 km^2 en junio de 2018 (97 % de la superficie), seguido por julio de 2017 (13.281 km^2) y la mínima de 13 km^2 en enero de 2014 con una superficie de 0,1 %. Los resultados encontrados en este trabajo reafirman la presencia de una marcada variabilidad interanual modulada en gran parte

por la ocurrencia de los forzantes climáticos mencionados (Boninsegna y Llop, 2015).

Respecto al ciclo anual de la cobertura de nieve, el período de acumulación de nieve se inició en marzo-abril, con máximos en julio, agosto y septiembre, y reducciones de la cobertura en los meses de primavera y verano (octubre-febrero) donde predominó el proceso de fusión (Figura 3). El período de deshielo comenzó a principios de septiembre y el mínimo de nieve se observó durante enero y febrero cuando la cobertura de nieve alcanzó un rango de 0,1-16 % de la superficie cubierta (Figura 3 y 4). Existen algunas nevadas tempranas a principios de febrero, pero el inicio de acumulación de nieve tiene como fecha promedio la semana del 15 de marzo, y más frecuente la primera semana de marzo (Figura 3, Tabla I). Por otra parte, la fecha más frecuente de máxima acumulación en los 19 años de análisis fue la semana del 12 de julio. Desde 2006 a 2014 se observó una evidente disminución de las nevadas ya que la cobertura máxima desarrollada sobre la cuenca alta del río Colorado no ha superado el máximo del promedio de la serie (10.402 km^2). Además, desde 2008 a 2016, la cobertura de nieve mínima no superó el promedio de la serie ($82,7 \text{ km}^2$), evidenciando que la reserva de agua en nieve que se transfiere de un año a otro disminuyó durante los últimos años (Tabla I).

La mayor variabilidad en la superficie cubierta por nieve ocurre en los meses de mayo y junio, meses con el mayor desvió estándar (1704 km^2 y 1726 km^2 , respectivamente), y meses en los que comienzan las nevadas, lo cual indica que el comienzo de la temporada de nieve varía anualmente. La cobertura de nieve en los meses de primavera-verano es menos variable entre años. A partir de esta variabilidad, se clasificaron las curvas de evolución intra-anual de la superficie cubierta por nieve de todos los años bajo análisis (Figura 4 A). En este sentido, se detectaron diferentes patrones según si: *i)* la acumulación de nieve fue un proceso más lento que la fusión en los años 2001, 2004, 2007, 2010, 2011, 2013 y 2015; *ii)* existieron

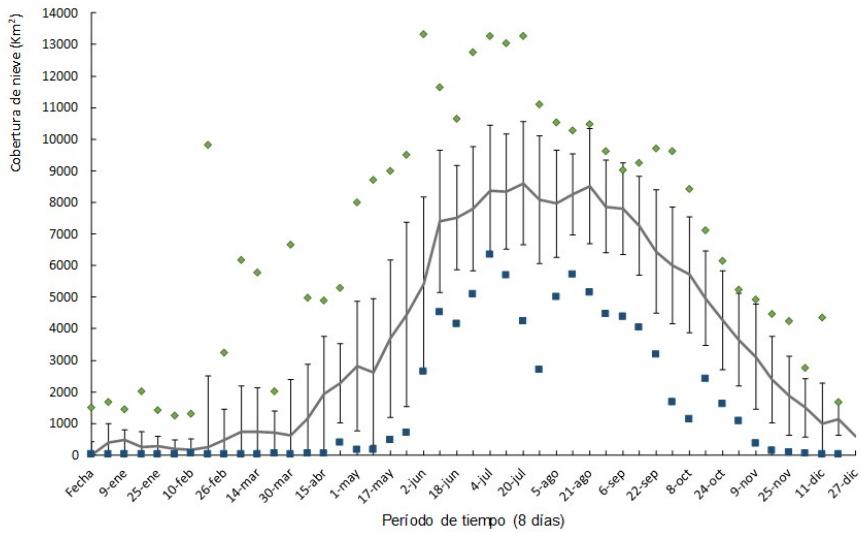


Figura 3: Distribución de la cubierta de nieve cada 8 días (promedio \pm 1 desviación estándar en barras) estimada desde 2000 a 2018. Los valores máximos se representan en rombos color verde y los valores mínimos en cuadrados de color azul.

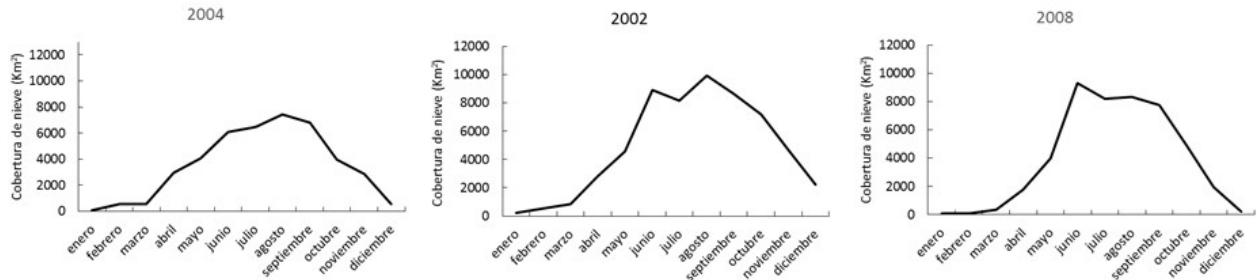
Año	Cobertura mínima (año anterior) (1)		Cobertura mínima del año (2)		Inicio de acumulación (3)	Cobertura máxima (4)		Período de predominio de acumulación (4-1)		Período de predominio de fusión (2-4)	
	Fecha	Superficie (km²)	Fecha	Superficie (km²)		Fecha	Superficie (km²)	Días	Superficie (km²)	Días	Superficie (km²)
2000	6-mar	74	27-dic	990	23-abr	12-jul	12.478	128	12404	168	11488
2001	18-feb	55	27-dic	300	22-mar	5-agosto	10.992	168	10937	144	10692
2002	10-feb	93	27-dic	1056	26-feb	5-agosto	11.113	176	11020	144	10057
2003	2-feb	230	19-dic	95	30-mar	12-jul	9292	160	9062	160	9197
2004	25-ene	59	27-dic	184	2-feb	6-septiembre	9481	224	9422	112	9297
2005	26-feb	45	27-dic	1244	6-mar	10-jun	10.846	104	10801	200	9602
2006	18-feb	164	27-dic	839	26-feb	12-jul	10.241	144	10077	168	9402
2007	14-mar	115	19-dic	50,5	22-mar	21-agosto	10.282	160	10167	120	10232
2008	10-feb	60	19-dic	91	18-febrero	10-jun	10.155	120	10095	192	10064
2009	14-mar	47	27-dic	951	23-abril	6-septiembre	9278	176	9231	112	8327
2010	6-mar	71	19-dic	57	14-marzo	26-junio	8675	112	8604	176	8618
2011	18-feb	26	27-dic	15	6-marzo	21-agosto	9917	184	9891	128	9902
2012	2-feb	22	11-dic	314	18-febrero	18-junio	9979	136	9957	176	9665
2013	2-feb	27	19-dic	23	6-marzo	5-agosto	9352	184	9325	136	9329
2014	9-ene	13	11-dic	203	30-marzo	5-agosto	9231	208	9218	128	9028
2015	2-feb	18	27-dic	555	15-abril	12-julio	10.832	160	10814	168	10277
2016	6-mar	28	19-dic	118	7-abril	12-julio	8897	128	8869	160	8779
2017	18-feb	249	19-dic	1061	26-febrero	12-julio	13281	144	13032	160	12220
2018	10-feb	176,9	27-dic	1098	18-febrero	10-junio	13316	120	13139	200	12218

Tabla I: Valores de cobertura de nieve, fechas de ocurrencia de valores mínimos y máximos desde 2000 a 2018 estimados mediante MOD10A2 y períodos con predominio de acumulación o fusión. Las fechas corresponden al inicio de cada compuesto de 8 días. Los números entre paréntesis se refieren a los parámetros esquematizados en la Figura 2.

dos fechas de máxima acumulación en los años 2002, 2005, 2009, 2014, donde los picos dobles indican un cambio abrupto en el área cubierta de nieve, que puede resultar de un evento de nevadas, donde cada evento modificaría

abruptamente la cobertura. En todos los casos el segundo punto de máxima cobertura siempre fue superior y ocurrió en agosto y septiembre, y iii) el proceso de fusión de nieve fue más lento que la acumulación (2000, 2003, 2006, 2008,

A)



B)

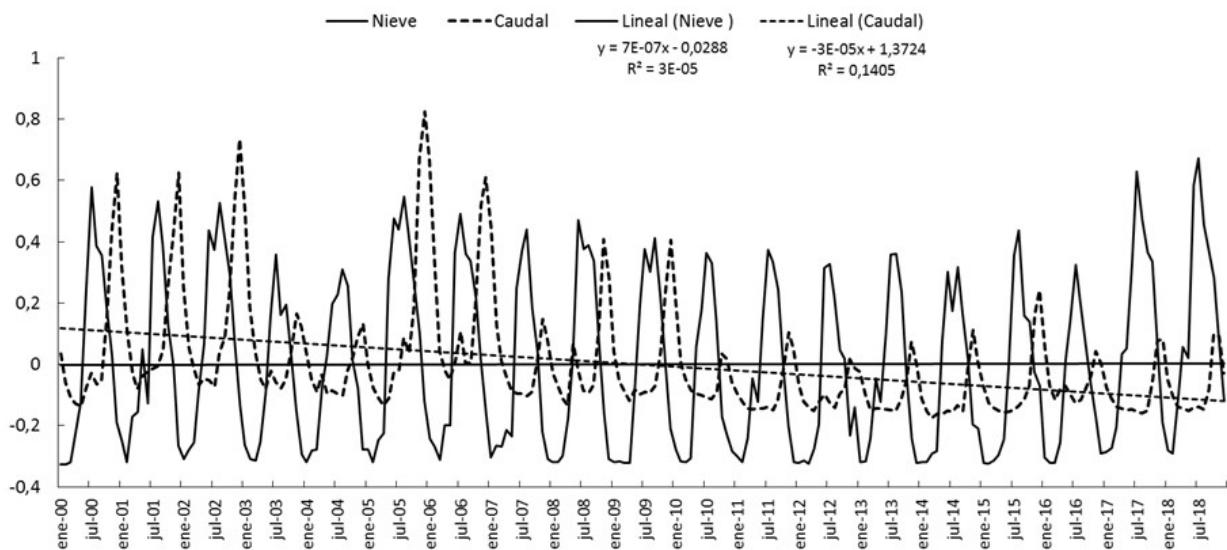


Figura 4: A) Promedio mensual de la cobertura de nieve en la cuenca alta del río Colorado en (i) un año de acumulación más lenta que la fusión (2004), (ii) un año con dos fechas de máxima acumulación (2002), (iii) año con la fusión más lenta que la acumulación (2008). B) Promedio mensual de la cobertura de nieve (líneas continuas en color negro) y del caudal (líneas punteadas en color negro) centrados y escalados desde 2000 a 2018, y sus líneas de tendencia respectivas (en líneas punteadas).

2012, 2016, 2017, 2018). También la tendencia decreciente de cobertura desde 2006 a 2014 estaría influyendo en la variabilidad mensual, por presentar valores muy bajos respecto al promedio mensual del resto de los años.

Por otro lado, el caudal medio mensual registrado en la estación Buta Ranquil mostró una disminución estadísticamente significativa

en la serie de años analizada (2000-2018), especialmente desde el año 2009 (Figura 4 B). El caudal promedio para la serie analizada fue de $134,5 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$, con un máximo de $586 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$ en diciembre de 2005 y mínimo de $38,6 \text{ m}^3 \cdot \text{seg}^{-1}$ en el mes de marzo de 2014. En coincidencia con Lauro et al. (2016) los caudales extremos (máximos y mínimos) son considerablemente variables y con gran

amplitud. Durante los meses de verano el río Colorado en Buta Ranquil evidenció un aumento del derrame del río (Figura 5) producto de la fusión de la nieve acumulada en otoño-invierno. Sus caudales mensuales son mayores en el mes de diciembre, seguido del mes de noviembre, enero y octubre. Esto evidencia que sus aportes provienen de fusión nival y de la precipitación pluvial. A partir de la secuencia de ocurrencia de los caudales es clasificado como un río con régimen simple de alimentación sólida, nival de montaña, subespecie nival mitigado (Lauro *et al.*, 2016). Los ríos cuyanos, como el río Grande y Barrancas, entre los 30° y 40° de latitud sur, se caracterizan por esta gran variabilidad interanual en sus caudales según Vich *et al.* (2014). Existió una relación directa entre el

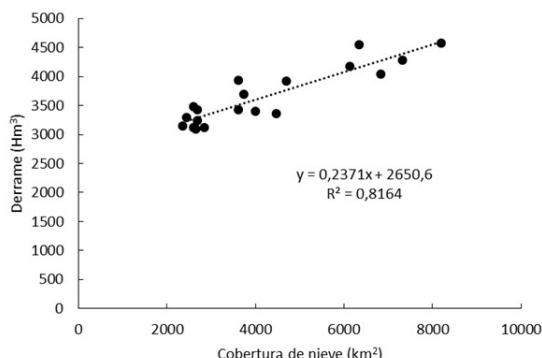


Figura 5: Relación del derrame anual del río Colorado (Hm^3) en la estación Buta Ranquil y la cobertura de nieve promedio (km^2) estimada mediante MOD10A2, desde 2000 a 2018.

derrame anual de la estación Buta Ranquil y el área cubierta por nieve promedio por año para toda la cuenca alta del río Colorado (Figura 5). En el caso de los años secos, la cobertura de nieve registró valores entre 2900 y 3500 km^2 con derrames por debajo del promedio (4600 Hm^3). Si bien los años 2003 y 2010 presentaron similar cobertura de nieve, el derrame registrado presentó una diferencia de 1500 Hm^3 . En años donde las nevadas fueron superiores a los años normales, como en 2000, 2002 y 2005, se observó lo mismo. Es decir, en algunos casos ante similares coberturas estimadas, el derrame

varía ampliamente, lo que puede deberse a sobre o subestimaciones del área cubierta por nieve (Cara *et al.*, 2016), al aporte de las precipitaciones líquidas, el espesor de la capa de nieve o los equivalentes de agua nieve, que no pueden ser cuantificados con la metodología utilizada (Ceballos-Barbancho *et al.*, 2018).

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se obtuvo una serie temporal de datos de cobertura de nieve para la cuenca del río Colorado de 19 años, los patrones de variación intra-anual de la misma y su relación con el caudal. Si bien había antecedentes de estudios similares en otras cuencas argentinas, no existían este tipo de investigaciones para la zona bajo estudio sobre la dinámica y acumulación de la cobertura de nieve para toda la cuenca alta. Por lo tanto, este análisis proporcionó una mayor comprensión de los patrones espaciales y temporales de la cobertura de nieve y su variación anual e interanual.

Los resultados evidenciaron una importante variabilidad intra-anual e interanual en la cobertura de nieve. En cuanto a la primera, este trabajo mostró una elevada variabilidad en la cobertura mensual durante todo el año y, particularmente, en el otoño-invierno. A partir de ella fue posible describir tres patrones en la dinámica de acumulación o fusión de la nieve, a partir del aumento o disminución de la cobertura, respectivamente. El análisis de la cobertura de nieve durante el período de fusión es muy importante para la estimación de los aportes de agua a toda la cuenca. En ese período la cobertura de nubes es menor y la respuesta de la nieve a los cambios de temperatura influye rápidamente en las áreas de menor altitud donde la cobertura de nieve presenta un espesor menor. En cuanto a la variabilidad interanual, se encontró una disminución del área cubierta por nieve desde el 2000 al 2018.

Los resultados presentados ponen en evidencia la importancia del uso de esta información como una valiosa herramienta para el estudio, mapeo

y seguimiento de cuencas de régimen nival de grandes extensiones de baja accesibilidad, y en un contexto prevaleciente de variabilidad climática. A su vez, se ha demostrado que existe una alta correlación entre el derrame y área cubierta de nieve. Esto toma especial relevancia en situaciones de bajo caudal en el río Colorado, que representan la principal limitante para el desarrollo y la extensión de la agricultura bajo riego en la cuenca.

Si bien la metodología utilizada en este trabajo resulta útil y replicable para conocer la cobertura de nieve de forma periódica y en tiempo real, resultaría fundamental contar con mayor información sobre densidad, espesor y humedad de la nieve, ya sea mediante relevamientos a campo, la instalación de una red de monitoreo permanente o imágenes de radar. También sería interesante correlacionar los valores estimados de cobertura de nieve con imágenes de mayor resolución temporal. A su vez, estudiar la temperatura de superficie y la variación de la isoterma de cero grados y su relación con la cobertura de nieve en cada piso altitudinal de las subcuencas serviría para describir los patrones de fusión de la nieve. De esta forma, el monitoreo de la cobertura de nieve a partir de este tipo de estudios, se presenta como una oportunidad para prever la oferta de agua de la cuenca a mediano plazo, y sienta las bases para futuras planificaciones respecto al uso del agua en la cuenca, con vistas al ordenamiento territorial.

REFERENCIAS

- Aumassanne, C. M., Beget, M. E., Gaspari, F. J., Di Bella, C. M., Oricchio, P. y Sartor, P. D. 2018: Morfometría de la cuenca alta del río Colorado: descripción a partir de un modelo digital de elevación. Boletín Geográfico Universidad Nacional del Comahue 40 (1): 13-29.
- Aumassanne, C. M. 2019: Impacto de los cambios en el uso y la cobertura de la tierra y de la variación del clima, sobre los principales componentes del balance de agua en la cuenca del río Colorado, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de La Plata Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales. (Disponible en <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/82130>).
- Aumassanne, C. M., Beget, M. E., Di Bella, C. M., Oricchio, P. y Gaspari, F. J. 2019: Cobertura de nieve en las cuencas de los ríos Grande y Barrancas (Argentina) y su relación con la morfometría. Revista de Investigaciones Agropecuarias (RIA). Recibido 19 de junio de 2018, aceptado 21 de enero de 2019, publicado online 4 de diciembre de 2019. <http://ria.inta.gob.ar/trabajos/cobertura-de-nieve-en-las-subcuencas-de-los-rios-grande-y-barrancas-argentina-y-su-relacion>.
- Boninsegna, J. y Delgado S. 2002: Atuel River streamflow variations from 1575 to present reconstructed by tree rings, their relationships to the Southern Oscillation. In: Trombotto, D. and R. Villalba (eds.), 2002. "IANIGLA, 30 Years of Basic and Applied Research on Environmental Sciences", Zeta Editores, Mendoza, Argentina, pp. 31-34.
- Boninsegna, J. y Llop, A. 2015: Impactos y vulnerabilidad al cambio climático de los principales ríos de Mendoza y San Juan a partir de la evolución de los glaciares cordilleranos. La economía del cambio climático en la Argentina. CEPAL-Serie Medio Ambiente y Desarrollo N° 161.
- Campagnucci, R. H. 2007: Alcances de El Niño como predictor del caudal de los ríos andinos argentinos. Ingeniería hidráulica en México 3, 23-35.
- Cara, L., Masiokas, M., Viale, M., Villalba, R. 2016: Análisis de la cobertura nival de la cuenca superior del río Mendoza a partir de imágenes MODIS. Meteorológica, 41, 21-36.
- Cartes, M. A. 2009: Pronóstico de volúmenes de deshielos mediante redes neuronales recurrentes e imágenes satelitales MODIS. Tesis Ms. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile. Santiago de Chile.

- Ceballos-Barbancho, A., Llorente-Pinto, J. M., Alonso-Gonzalez, E., Lopez-Moreno, J. I. 2018: Dinámica del manto de nieve en una pequeña cuenca de montaña mediterránea: el caso del río Tormes (Cuenca del Duero, España). Revista de Geografía Norte Grande, 71, 9-34. ISSN 0718-3402.
- Cogliatti, M. G., Groch, D., Finessi, F. 2015: Utilización de producto MOD10A1 para el estudio de la variabilidad de cobertura de nieve en la Cordillera del Viento (Neuquén, Argentina): VII Congreso Argentino de Tecnología Espacial. Buenos Aires, Argentina. (Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/320720242_Utilizacion_de_productos_MOD10A1_para_el_estudio_de_la_variabilidad_de_cobertura_de_nieve_en_la_Cordillera_del_Viento_Neuquen_Argentina).
- COIRCO (Comité Interjurisdiccional del Río Colorado). 2013: Programa Integral de Calidad de Aguas del Río Colorado – Calidad del Medio Acuático. Informe Técnico. Comité Interjurisdiccional del Río Colorado, Secretaría de Energía de la Nación, Grupo Interempresario. Disponible en: www.coirco.com.ar.
- Dahri, Z. H., Ahmad, B., Leach, J. H., Ahmad, S. 2011: Satellite-based snow cover distribution and associated snowmelt runoff modeling in SWAT river basin of Pakistan. Proceedings of the Pakistan Academy of Sciences 48 (1), 19-32.
- Halcrow. 2013: Cuenca del río Colorado determinación de áreas de riesgo hídrico. Programa Multisectorial de preinversión III. Préstamo BID 1896/OC-AR. Comité Interjurisdiccional del Río Colorado. Hidroestructuras S.A.
- Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V. 2001: Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow and Sea Ice-Mapping Algorithms. (http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod10.pdf).
- Hall, D. K., Riggs G. A. y Salomonson, V. V. 2006: MODIS/Terra Snow Cover 5-Min L2 Swath 500m. Version 5. Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. <http://sci-hub.tw/10.5067/ACYTYZB9BEOS>.
- Herms, I., y Jorge, J. 2012: Variación anual e interanual del manto nivoso en el Port del CompteSerra del Cadí a partir de imágenes MODIS. XV Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica. Madrid.
- Inventario Nacional de Glaciares. 2018: Informe de la subcuenca del río Grande (sectores norte y sur) Cuenca del Río Colorado. Provincia de Mendoza. (http://www.glaciaresargentinos.gob.ar/wpcontent/uploads/provincias/Mendoza/docs/informes/informe_final_grande_APN_24-04-2018.pdf).
- Lascano, M. E. y Velasco, I. 2007: Estimación de cobertura de nieve en los Andes Centrales con datos NOAA-AVHRR. Cuenca de los ríos Colorado y Neuquén. www.infraestructura.com.ar.
- Lauro, C., Vich, A. y Moreiras, S. M. 2016: Variabilidad del régimen fluvial en cuencas de la región de Cuyo. GEOACTA 40 (2), 28-51.
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C. y Araven, J. C. 2006: Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. J. Climate 19 (24), 6334-6352.
- Nosetto, M. D., Jobbág, E. G., Brizuela, A. B. y Jacksone, R. B. 2012: The hydrologic consequences of land cover change in central Argentina. Agriculture, Ecosystems and Environment 154, 2-11.
- Paudel, K. P. y Andersen, P. 2011: Monitoring snow cover variability in an agropastoral area in the Trans Himalayan region of Nepal using MODIS data with improved cloud removal methodology. Remote Sensing of Environment 115, 1234-1246.
- Salomonson, V. V. y Appel, I. 2004: Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. Remote

- Sensing of Environment 89, 351-360.
- Tahir, A. A., Chevallier, P., Arnaud, Y., Ashraf, M. y Bhatti, M. T. 2015: Snow cover trend and hidrological characteristics of the Astore River basin (Western Himalayas) and its comparison to the Hunza basin (Karakoram region). Science of the Total Environment 505, 748-761.
- Thapa, A. y Muhammad, S. 2020: Contemporary snow changes in the Karakoram region attributed to improved MODIS data between 2003 and 2018. Water 12 (10), 2681. <https://doi.org/10.3390/w12102681>.
- Telesca, L., Shaban, A., Gascoin, S., Darwich, T., Drapeau, L., Hage, M. E. y Faour, G. 2014: Characterization of the time dynamics of monthly satellite snow cover data on Mountain Chains in Lebanon. Journal of Hydrology 519, 3214-3222.
- Vich, A. J., Norte, F. A. y Lauro, C. 2014: Análisis regional de frecuencias de caudales de ríos pertenecientes a cuencas con nacientes en la cordillera de Los Andes. Meteorológica, 39, 3-26.
- Xu, C., Chen, Y., Li, W., Chen, Y. y Ge, H. 2008: Potential impact of climate change on snow cover area in the Tarim River basin. Environmental Geology, 53, 1465-1474.

RED DE MONITOREO DE LA IRRADIANCIA SOLAR UV-TOTAL EN ARGENTINA “SAVER-NET”

Facundo Orte^{1,2}, Elian Wolfram^{1,3,4}, Eduardo Luccini^{5,6}, Raul D’Elia¹, Anabela Lusi^{1,2}, Juan Pallotta², Fernando Nollas³, Facundo Carmona^{1,7}, Sebastián Papandrea³, Marcelo Daniel Cabezas², Gerardo Carbajal Benítez³, Akira Mizuno⁸.

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Buenos Aires, Argentina.

²Centro de Investigaciones en Láseres y Aplicaciones, UNIDEF (CITEDEF-CONICET), Villa Martelli, Buenos Aires, Argentina.

³Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina.

⁴Facultad Regional Buenos Aires, Universidad Tecnológica Nacional, Buenos Aires, Argentina.

⁵CONICET - Centro de Excelencia en Productos y Procesos de Córdoba, Argentina.

⁶Facultad de Química e Ingeniería del Rosario, Pontificia Universidad Católica, Argentina.

⁷Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA), Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires, 7000 Tandil, Argentina.

⁸Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan.

(Manuscrito recibido el 17 de agosto de 2021, en su versión final el 26 de octubre de 2021)

RESUMEN

El monitoreo simultaneo de la radiación solar localizada en diferentes rangos espectrales de banda ancha tiene varias ventajas importantes sobre el monitoreo aislado, tanto para la investigación básica como aplicada. Su integración en una red bajo protocolos estandarizados tiene a su vez valiosos beneficios, incluida la posibilidad de caracterizar geográficamente los niveles de radiación solar en grandes regiones. Recientemente, se ha desplegado en Argentina una red integrada de monitoreo de irradiancia solar UV-Total en 8 estaciones con nuevos instrumentos, sitios de medición y protocolos en el marco del proyecto Saver-Net (Japón, Argentina y Chile) llevado a cabo durante el período 2013- 2018. La red es administrada por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina y el Instituto de Investigaciones Científicas y Técnicas para la Defensa (CITEDEF - UNIDEF). En este trabajo se describe la estructura y capacidad de la red y varios logros iniciales de la red argentina de monitoreo de irradiancia solar UV-Total con el objetivo de dar a conocer a la comunidad científica y poner a disposición estas bases de datos para su amplio uso en la investigación básica y aplicada. Además, se presenta la caracterización de los sitios donde se encuentra cada nodo de monitoreo de la red. Se observan valores extremos por encima de 1000 Wm^{-2} para la irradiancia solar Total, 60 Wm^{-2} para la irradiancia solar UVA e índices UV por encima de 9, aún en los sitios ubicados de la red Saver-Net ubicados más al sur, con su consecuente significancia en aplicaciones prácticas como la generación de energía solar e implicancias en la salud de las personas como el riesgo de contracción de eritema.

Palabras clave: Red de monitoreo de irradiancia, Saver-Net, Argentina.

SAVER-NET UV-TOTAL SOLAR IRRADIANCE MONITORING NETWORK IN ARGENTINA

ABSTRACT

Simultaneous localized solar radiation monitoring in different broadband spectral ranges has several important advantages over isolated measurements for both basic and applied research. Its integration into a network under standardized protocols has, in turn, worthy benefits including the possibility to characterize geographically the solar radiation levels in large regions. Recently, an integrated UV-Total solar irradiance monitoring network has been deployed in Argentina in 8 stations with new instruments, measurement sites, and protocols into the frame of the Saver-Net project (Japan, Argentina, and Chile) carried out during the period 2013-2018. The network is managed by the Argentine Servicio Meteorológico Nacional (SMN) and Instituto de Investigaciones Científicas y Técnicas para la Defensa (CITEDEF - UNIDEF). In this paper, the structure, capability and several initial achievements of the Argentine UV-Total solar irradiance monitoring network are described with the aim to make these databases available to the scientific community for their broad use in basic and applied research. In addition, the irradiance characterization at each monitoring node of the network is presented. Extreme values over 1000 Wm^{-2} of Total solar irradiance, 60 Wm^{-2} of UVA solar irradiance and UV Index of 9 are registered even in the southernmost stations, with their consequent signification for the practical applications of the solar energy and health implications such as the risk to cause erythema.

Keywords: Solar irradiance monitoring Network, Saver-Net, Argentina

1. INTRODUCTION

Starting with its definition as a “source of life” since the origins of our planet (e.g. Rapf and Vaida, 2016), solar radiation at the Earth’s surface has been historically one of the main geophysical parameters to measure. Its local knowledge is crucial for many purposes, but the implementation of a geographically-distributed measurement network expands these possibilities to large-coverage regions. Total shortwave (300-3000 nm) and UV (280-400 nm) solar radiation ranges have by themselves many implications and applications in human health and industry. The study of optical parameters of the atmospheric components constitutes a subject by itself, as they depend on the wavelength to different degrees. For these reasons, reliable simultaneous localized measurements of both UV and Total solar radiation in stations with the maximum

possible geographical coverage within a given region are valuable either for basic and applied research.

Solar radiation levels reaching the Earth’s surface are affected in different spectral ranges due to global phenomena such as stratospheric ozone depletion and greenhouse effect increase, among others (Barnes et al., 2019). The most direct effect of the ozone depletion is the increase in tropospheric UVB (280-320 nm), mainly in polar and sub-polar latitudes where the greatest depletion occurs (Wolfram et al., 2012; Orte et al., 2017; Orte et al., 2019b), although mid-latitudes and tropical regions are also affected (Pinheiro et al, 2012; Bresciani et al., 2018; Bittencourt et al., 2018). Ozone depletion has also contributed to the Southern Hemisphere climate change through modifications in the tropospheric dynamics, especially by the “Antarctic ozone

hole" (AOH), with synergistic consequences (Hossaini et al, 2015; Nowack et al, 2015; Bandoro et al, 2014). In turn, the increase in the greenhouse effect modifies the amount of atmospheric solar radiation throughout the wavelength ranges by changes in the cloudiness and surface albedo patterns (Damiani et al, 2015). The surface solar shortwave radiation budget is a parameter included within the six core 'Surface atmosphere' Essential Climate Variables (ECV's) selected by GCOS (WMO, 2019), considered as "a fundamental component of the surface energy budget which is crucial to nearly all aspects of climate, and needs to be monitored systematically" (<https://gcos.wmo.int/en/essential-climate-variables/surface-radiation>). Hence, reliable monitoring of solar irradiance is particularly important for many applications, but also as local proxies of the global atmospheric changes in course.

Networks for UV and/or Total solar irradiance measurement in Argentina enabled a series of relevant scientific studies on UV and simultaneous UV-Total irradiance analysis (Cede et al., 2002a; Cede et al. 2002b; Cede et al. 2002c; Cede et al., 2004; Luccini et al., 2006; Utrillas et al., 2018). In turn, Total shortwave solar irradiance capabilities have been developed for decades in Argentina with different types of instruments and are being reinforced (Righini et al., 2010). These capabilities allowed, for example, the characterization of the solar radiation energy resource along the country (Grossi Gallegos and Righini, 2007) and also in specific Antarctic sites (Luccini et al., 2005). Following these previous efforts, Argentina has recently deployed an integrated simultaneous UV and Total solar irradiance measurement network incorporating new monitoring sites, new instrumentation, and updated measurement protocols with sustained data acquisition and calibration at eight geographically distributed stations. The Saver-Net network was developed into the framework of the Saver-Net project (<http://www.savernet-satrep.org/es/>)

carried out by CEILAP (Centro de Investigaciones en Láseres y Aplicaciones, CEILAP (CITEDEF-UNIDEF), Argentina) together with the UMAG (Universidad de Magallanes, Chile), and the ISEE (Institute for Space-Earth Environmental Research, Japan) during the period 2013-2018 and it is managed by the Argentine National Weather Service. Other stations, namely La Quiaca (22.10°S, 65.60°W, 3468 m a.s.l.), Mendoza (32.89°S, 68.87°W, 836 m a.s.l.), Puerto San Julián (49.31°S, 67.80°W, 50 m a.s.l.) and Ushuaia (54.85°S, 68.31°W, 18 m a.s.l.) count with solar radiometers whose databases formed part of several mentioned studies, but their measurement protocols are still in course of standardization with Saver-Net network.

In this work, the structure and capabilities of the Argentine integrated UV-Total monitoring network developed during the Saver-Net project are detailed. Section 2 describes the geographical location, instruments and available datasets, presents a characterization of surface total shortwave, UVA and UVI at each station, and details recent goals in research studies with this network's data. Finally, conclusions and future perspectives are summarized in section 3.

2. THE SAVER-NET UV-TOTAL SOLAR IRRADIANCE MONITORING NETWORK

2.1. DESCRIPTION

Figure 1 shows the geographical location of the eight stations that constitute the Argentine UV-Total monitoring network deployed under the Saver-Net project during 2013-2018. Different methodologies which take into account the spatio-temporal variation of the irradiance have been developed to optimize the distribution of solar irradiance monitoring stations for new networks or to determine the optimum location for augmenting an existing one (Davy and Troccoli, 2014; Yang and Reindl, 2015). However, the large territorial

extension of Argentina, their large altitudinal gradients, and the limited number of stations included in the Saver-Net network difficulties the implementation of these techniques. Hence, the stations of the network were strategically deployed from 26°S to 52°S, covering a latitudinal range that is scarcely covered at similar latitudes in the rest of the Southern Hemisphere and includes four stations in Patagonia, the closest continental region to Antarctic Continent. Logistical and maintenance facilities were also aspects considered to determine the placement of the stations. The equipment and measurements



Figure 1: Geographical location of the Argentine Saver-Net UV-Total solar irradiance network stations.

of each station are specified in Table I. The Saver-Net UV-Total network regularly measures surface broadband global solar irradiance on a horizontal plane: in the Total shortwave

range with pyranometers Kipp&Zonen CM-11 (310-2800 nm) and Kipp&Zonen CMP-21 (285-2800 nm), UVA range (315-400 nm) with Kipp&Zonen serieUV-S-A-T and YES UVA-1 radiometers, and erythemal UV (UVE: UV filtered with the erythema reference action spectrum ISO/CIE 17166:2019) with Kipp&Zonen SUV-E, YES UVB-1, and EKO UVB radiometers. From the UVE values, the UV Index (hereinafter UVI) is calculated as follows (WHO, 2002):

$$UVI = UVE \left(\frac{W}{m^2} \right) \cdot 40 \left(\frac{m^2}{W} \right) \quad (1)$$

Where UVE (erythema UV) is defined as:

$$UVE = \int_{250}^{400} E_\lambda \cdot s_{er}(\lambda) d\lambda. \quad (2)$$

E_λ is the solar spectral irradiance, while $s_{er}(\lambda)$ is the action spectrum for each wavelength λ . As an example, Figure 2 shows the set of three instruments (Pyranometer CMP-21, radiometer YES UVA-1 and radiometer YES UVB-1) installed in Bariloche station.

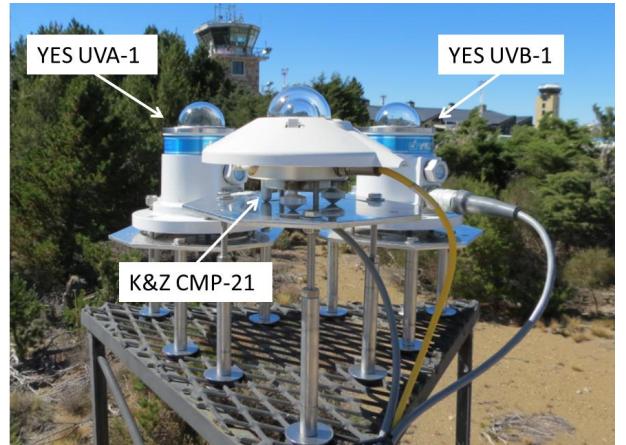


Figure 2: Set of UV-Total solar irradiance instruments installed in Bariloche.

2.2. DATA MANAGEMENT

As detailed in Table I, the whole set of instruments at each station are connected to the same datalogger recording automatically data with a temporal resolution of one minute that results from averaging instantaneous

Station City (Province)	Location (altitude)	Instruments (SN)	Range [nm]	Datalogger (SN)	Start of database
Tucumán (Tucumán)	26.79°S, 65.21°W (456 m a.s.l.)	K&Z CMP-21 (140455)	285-2800	CR-1000 (70404)	27/03/2017
		K&Z UV-A (170143)	315-400		15/11/2017
		K&Z UV-E (170213)	UVE*		15/11/2017
Pilar (Córdoba)	31.68°S, 63.87°W (330 m a.s.l.)	K&Z CMP-21 (140454)	285-2800	CR-1000 (70405)	18/04/2017
		K&Z UV-A (170144)	315-400		01/11/2017
		K&Z UV-E (170212)	UVE*		01/11/2017
Villa Martelli (Buenos Aires)	34.58°S, 58.48°W (25 m a.s.l.)	K&Z CMP-21 (120926)	285-2800	CR-800 (13764)	05/09/2014
		YES UVA-1 (120214-4)	315-400		31/08/2014
		YES UVB-1 (130804)	UVE (280-320)		31/08/2014
Tandil (Buenos Aires)	37.32°S, 59.08°W (205 m a.s.l.)	K&Z CM-11 (830288)	310-2800	CR-800 (21629)	03/10/2018
		EKO UVB (S97088.02)	UVE (280-320)		03/10/2018
Neuquén (Neuquén)	38.95°S, 68.14°W (270 m a.s.l.)	K&Z CMP-21 (120924)	285-2800	CR-800 (21633)	01/09/2014
		YES UVA-1 (060428-2)	315-400		14/12/2016
		YES UVB-1 (60703)	UVE (280-320)		14/12/2016
Bariloche (Neuquén)	41.15°S, 71.16°W (846 m a.s.l.)	K&Z CMP-21 (120928)	285-2800	CR-800 (21632)	16/08/2013
		YES UVA-1 (120214-1)	315-400		16/03/2016
		YES UVB-1 (130805)	UVE (280-320)		16/03/2016
Comodoro Rivadavia (Chubut)	45.78°S, 67.50°W (43 m a.s.l.)	K&Z CMP-21 (120925)	285-2800	CR-800 (21630)	01/09/2014
		YES UVA-1 (120214-3)	315-400		19/01/2016
		YES UVB-1 (130803)	UVE (280-320)		19/01/2016
Río Gallegos (Santa Cruz)	51.60°S, 69.32°W (15 m a.s.l.)	K&Z CMP-21 (120927)	285-2800	CR-800 (21631)	13/10/2014
		YES UVA-1 (120214-2)	315-400		15/09/2014
		YES UVB-1 (130806)	UVE (280-320)		15/09/2014

Table I: Details on the equipment and start of measurement date at the stations of the Argentine UV-Total monitoring network.

registers every 1 second. The raw signals from each site are stored in a common data server. Subsequently, dark-signal correction using nighttime registers taken for solar zenith angles (SZA) > 100° and conversion of all raw signals to irradiance values complete the data reliability process. Pyranometer raw signals are converted to irradiance values through a single absolute calibration constant, having an efficient cosine response close to 1 even for large solar zenith angles. UVA raw signals are converted to irradiance values through a single absolute calibration constant and a cosine correction as a function of the SZA. UVB

raw signals are converted to UVE irradiance values through an absolute calibration constant, a cosine correction as a function of the SZA, and a correction matrix as a function of the SZA and the total ozone column (e.g. Cede et al., 2002; Hülzen and Gröbner, 2007). Then, it is converted to units of UV Index (UVI) using the Equation 1. Finally, the output calibrated irradiance data are stored in text format files with their corresponding security back-ups. A full data processing description can be found in Orte et al. (2018a and 2018b).

2.3. DATABASES

The whole network's available solar irradiance datasets in Total shortwave (black), UVA (red, factor 10), and UVI (blue, right y-axis) ranges at each station are shown in Figure 3. All the sites account for measurement in the mentioned three broadband wavelength ranges except Tandil where only Total solar irradiance and UVI are measured. Tucumán station registered temporary test data during the period 2017-2019 and it is planned to transform it into a permanent measurement station. Seven of the eight UVI databases present a gap of missing data at beginning of 2018 as these instruments were moved to Buenos Aires for a calibration campaign during February and March (Nollas et al., 2019). The UVE radiometer at Tandil station was intercompared against two calibrated radiometers Kipp&Zonen SUV-E (SN70404 and SN70405) before its installation in October 2018 (Orte et al. 2018b; Wolfram et al. 2019). Once assured the mentioned data acquisition and storage, no systematic quality-control algorithm (e.g. Long and Shi, 2006; Roesch et al., 2011; Zo et al., 2017) is employed at this stage since the strong variability effects caused by clouds in both enhancing and attenuation of solar irradiance can lead to erroneous exclusion of valid data in 1-minute databases. In the same way, in order to not confuse data generated by different sources, it is opted by to leave data gaps uncovered since this action can be made by data users with own-selected methods like satellite, modeled or reanalysis algorithms after its validation (e.g. Salazar et al., 2020).

2.4. IRRADIANCE CHARACTERIZATION

In order to characterize the solar irradiance levels at noon in the three measured ranges (Total, UVA, UVI) at each station, the 1-minute data were averaged in 30-minutes intervals around the solar noon for each day as recommended by Cede et al. (2002b). They are shown in Figures 4, 5, and 6 as the result

of applying a 31 day moving median centered at every day in the year for each database containing at least two complete annual cycles of data (more than 60 days into each moving window). For this reason, Tucumán station was not characterized since this site was operative for less than two years. The 16-84 % percentile (dark shaded area), and 5-95 % percentiles (light shaded area) are also shown. As mentioned, the present characterization is based on the procedure by Cede et al. (2002b) but, at users' consideration, other algorithms can be applied to generate statistical data from these available databases (e.g. Roesch et al., 2011).

Extreme values over 1000 Wm^{-2} of Total solar irradiance are registered even in the southernmost stations, with their consequent signification for the practical applications of the solar energy. Additionally, irradiance values over 60 Wm^{-2} in UVA and UV Index over 9 alert on severe biological implications and human health risk including erythema, eye damage or altering plant growth and aquatic ecosystems, as well as aging effects on exposed materials (Lucas et al., 2006).

As expected, the all station present the minimum of the solar irradiance median values in winter and an increase towards December, except for Río Gallegos and Comodoro Rivadavia where the median noon values remain constant between November and December. This behavior is attributed to the high presence of cloudiness at noon in those regions.

On the other hand, the known fact that clouds affect the Total solar irradiance more strongly than the UV solar irradiance in both the enhancing and the attenuation cases (e.g. Cede et al 2002c) is sensitive to the considered lapse time. So, sustained attenuation by large-cloud-optical-depth is generally associated with a high fraction of cloud coverage, as made evident in the 5-16 % percentile ranges of Figures 4, 5 and 6 which are based on 30-minute and monthly averages. It is observed that the

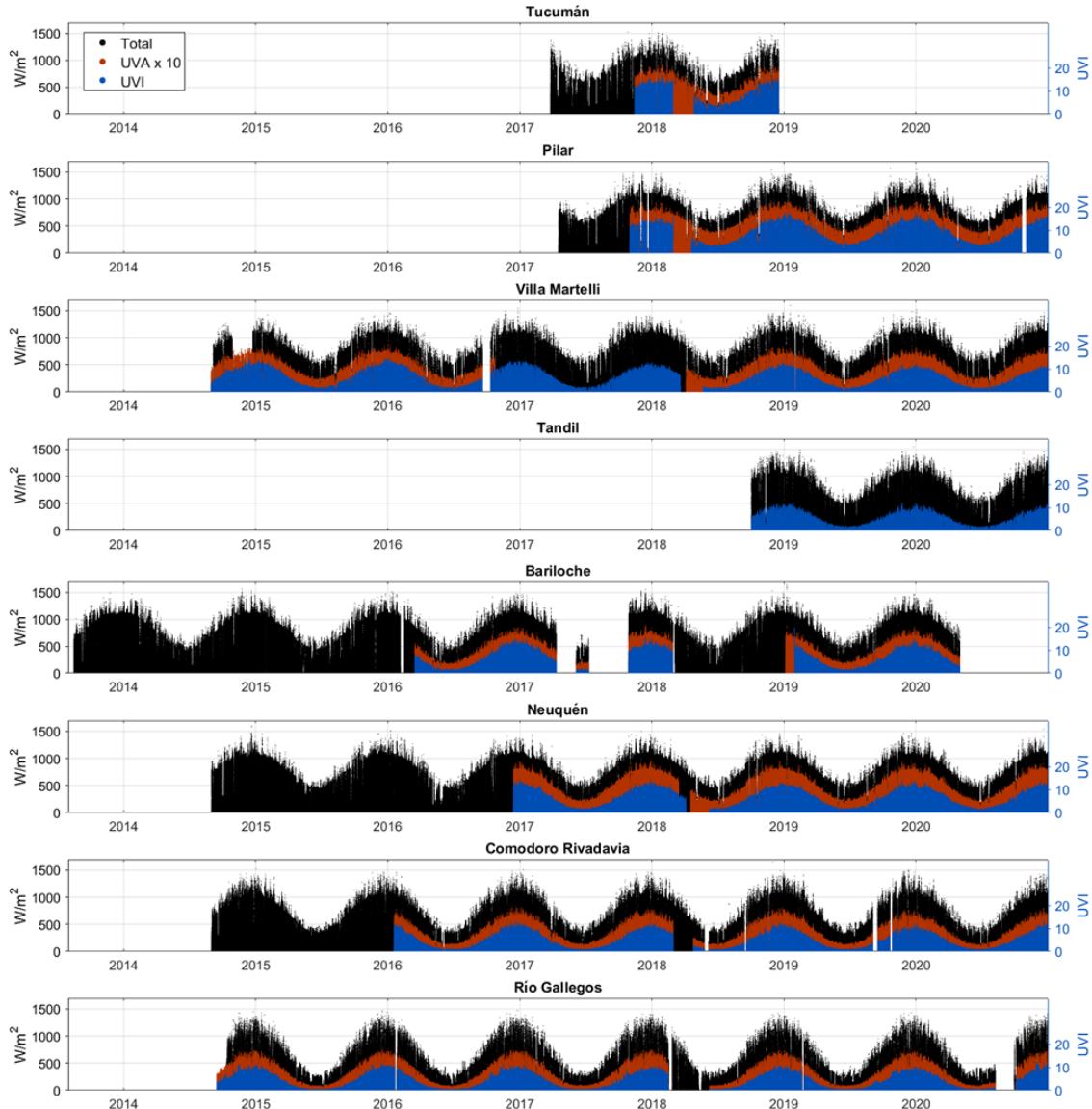


Figure 3: Time series of the whole available solar irradiance measurement database in the Total shortwave (black), UVA (red, factor 10) and UV Index (right-blue y axis) ranges at each station of the Argentine Saver-Net UV-Total solar irradiance network. Tandil station has no UVA measurements.

range between the median value and the 5% percentile is larger in Villa Martelli, Tandil and Pilar which describe that the mentioned attenuation impact is stronger in those sites than the southernmost ones. Contrarily, solar irradiance enhancing is generally related to broken clouds, a short-term phenomenon which is less evident on time lapse averaging of 30 minutes and moving monthly window as

can be seen in the 84-95 % percentile ranges. Nevertheless, it is important to note that the available 1-minute databases in Saver-Net network allow this type of detailed studies like short-term solar irradiance enhancing (e.g. Wolfram et al. 2018).

The Saver-Net UV-Total solar irradiance network's data have been used in several recent

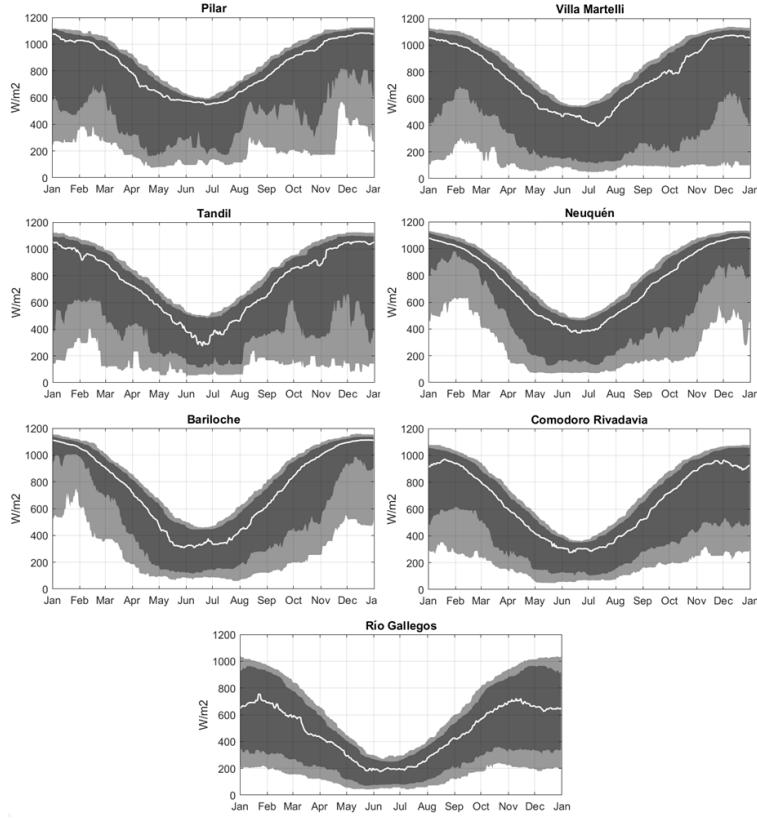


Figure 4: Daily time series of the median noontime Total solar irradiance at each station of the Argentine Saver-Net network, on the base of a 31-days moving window in steps of 1 day during the year. Dark and light grey areas denote the 16-84 % and 5-95 % percentiles, respectively.

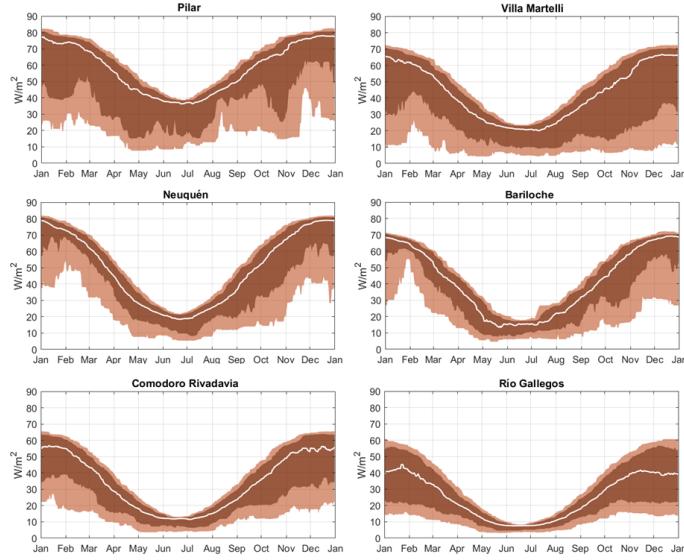


Figure 5: Daily time series of the median noontime UVA irradiance at each station of the Argentine Saver-Net network, on the base of a 31-days moving window in steps of 1 day during the year. Dark and light orange areas denote the 16-84 % and 5-95 % percentiles, respectively.

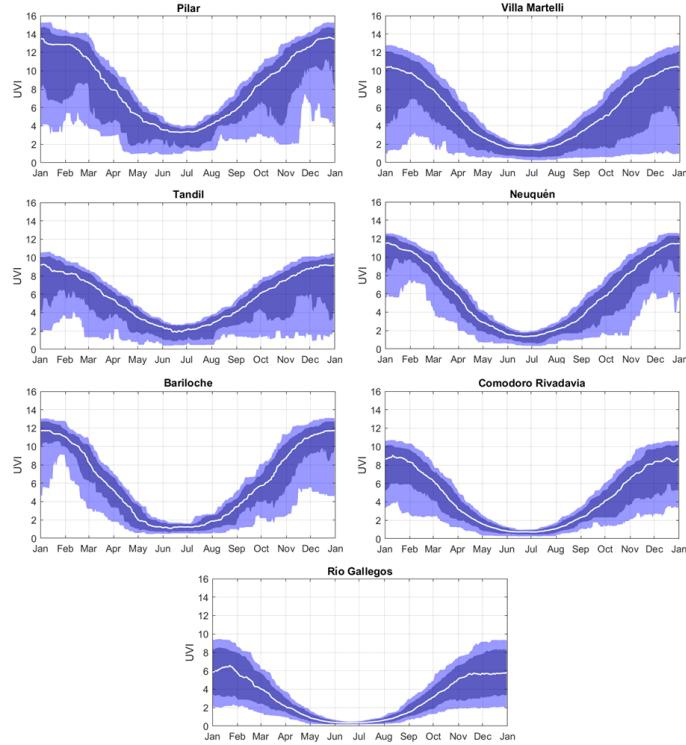


Figure 6: Daily time series of the median noontime UV Index at each station of the Argentine Saver-Net network, on the base of a 31-days moving window in steps of 1 day during the year. Dark and light blue areas denote the 16-84 % and 5-95 % percentiles, respectively.

relevant studies along Argentina. Orte et al. (2019b) analyzed the impact of stratospheric low-ozone-content air masses, related to AOH intrusions over the UVI in the continental sub-polar regions during November 2014. The intrusion of low-ozone air masses were observed over Río Gallegos station (Observatorio Atmosférico de la Patagonia Austral) using Millimetre Wave Radiometer, SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zenithale), and OMI (Ozone Monitoring Instrument) measurements, reaching unusually low values of 230DU, below 2SD from the climatological value. The impact over the surface UVI was analyzed using the daily maximum UVI time series (near noon) reflecting extreme values of 11.5, above the 95 % percentile of the UVI characterization at Río Gallegos site (figure 6). On the other hand, CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System, <https://ceres.larc.nasa.gov/index.php>) satellite-retrieved Total shortwave solar

irradiance was validated against this network's high-quality solar irradiance measurements to elaborate updated solar radiation Atlas and effective cloud cover maps along Argentina (Carmona et al., 2018). The daily solar global radiation and monthly mean daily solar global radiation data (CERES_SYN1deg product) were compared with the same parameters retrieved from the pyranometers measurements installed in five Saver-Net sites. High correspondence between satellite and ground-based measurements was shown. A similar validation of CERES satellite-retrieved UVA solar irradiance was performed with the aim to develop UVA surface irradiance monthly maps over Argentina (Orte et al., 2019a). CERES monthly means of daily UVA (CERES_SYN1deg product) reflected good agreement with ground-based UVA measurements at four sites of the Saver-Net network (Villa Martelli, Bariloche, Comodoro Rivadavia, and Río Gallegos) (Figure 1).

Additionally, industrial photovoltaic power generation is highly conditioned by the sudden variability in irradiance levels caused by clouds (e.g. Reindl et al., 2017; Gueymard, 2017). The high temporal resolution of the irradiance acquisition in the network, with the complement of simultaneous all-sky camera images, allowed a pilot study of the short-term Total solar irradiance variability in the lapse of 1 to 5 minutes (ramp-rate events) for the Buenos Aires area (Wolfram et al. 2018), and it is planned to extend it to other Saver-Net sites.

3. CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

The conformation, equipment and available datasets in the Argentine Saver-Net UV-Total solar radiation monitoring network have been detailed. Their deployment has been pushed with the development of the Saver-Net project (Japan, Argentina, and Chile) during the period 2013-2018, widening the geographical coverage and possibilities for basic and applied radiative studies including climatology, cloud effects, quantification of solar shortwave radiation budget, photovoltaic energy production, health-risk prevention, validation of satellite data, among others, emphasizing that traceable ground-based monitoring is the most reliable technique for obtaining local surface solar irradiance information. With this purpose, a characterization of the median irradiance and variability range levels along the year was provided at each station, together with a summary of the research precedents with these data. For scientific purposes, data are freely available upon request.

The present structure of this solar irradiance monitoring network can be shortly enlarged with the incorporation of stations that count with both UV and Total irradiance radiometers but still request adhering to the standardized measurement protocols detailed in this work.

Data availability. For ground-based datasets and further information, please contact via

email the corresponding author Facundo Orte (porte@citedef.gob.ar) and Elian Wolfram (ewolfram@smn.gob.ar).

Acknowledgments: The authors would like to thank the Japan International Cooperation Agency (JICA) and Japan Science and Technology Agency (JST) for the financial support of the Saver-Net project. This work was supported by the Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina into the framework of the PICT 2017-4135 project. The authors thank to SMN, CEILAP (CITEDEF-UNIDEF) and IHLLA for the operation and maintenance of the Saver-Net network.

REFERENCES

- Bandoro, J., Solomon, S., Donohoe, A., Thompson, D.W.J. and Santer, B.D., 2014: Influences of the Antarctic Ozone Hole on Southern Hemispheric Summer Climate Change. *J. Climate*, 27, 6245–6264.
- Barnes, P.W., Williamson, C.E., Lucas, R.M., Robinson, S.A., Madronich, S., Paul, N.D., Bornman, J.F., Bais, A.F., Sulzberger, B., Wilson, S.R., Andrade, A.L., McKenzie, R.L., Neale, P.J., Austin, A.T., Bernhard, G.H., Solomon, K.R., Neale, R.E., Young, P.J., Norval, M., Rhodes, L.E., Hylander, S., Rose, K.C., Longstreth, J., Aucamp, P.J., Ballare, C.L., Cory, R.M., Flint, S.D., de Gruijl, F.R., Hader, D.P., Heikkila, A.M., Jansen, M.A.K., Pandey, K.K., Matthew Robson, T., Sinclair, C.A., Wangberg, S., Worrest, R.C., Yazar, S., Young, A.R., Zepp, R.G., 2019: Ozone depletion, ultraviolet radiation, climate change and prospects for a sustainable future. *Nature Sustainability*, 2(7), 569-579. <https://doi.org/10.1038/s41893-019-0314-2>.
- Bittencourt, G.D., Bresciani, C., Pinheiro, D.K., Bageston, J.V., Schuch, N.J., Bencherif, H., Leme, N.P., vaz Peres, L., 2018: A major event of Antarctic ozone hole influence in southern Brazil in October 2016: an analysis

- of tropospheric and stratospheric dynamics. *Ann. Geophys.*, 36, 415– 424, <https://doi.org/10.5194/angeo-36-415-2018>.
- Bresciani, C., Bittencourt, G.D., Bageston, J.V., Pinheiro, D.K., Schuch, N.J., Bencherif, H., Leme, N.P., vaz Peres, L., 2018: Report of a large depletion in the ozone layer over southern Brazil and Uruguay by using multi-instrumental data. *Ann. Geophys.*, 36, 405–413, <https://doi.org/10.5194/angeo-36-405-2018>.
- Carmona, F., Orte, F., Rivas, R., Wolfram, E., Kruse, E., 2017: Development and analysis of a new solar radiation Atlas for Argentina from ground based measurements and CERES_SYN1deg data. *Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*.
- Cede, A., Luccini, E., Nuñez, L., Piacentini, R.D., Blumthaler, M., 2002a: Calibration and uncertainty estimation of erythemal radiometers in the Argentine Ultraviolet Monitoring Network. *Appl. Opt.*, 41(30), 6341– 6350.
- Cede, A., Luccini, E., Nuñez, L., Piacentini, R.D., Blumthaler, M., 2002b: Monitoring of erythemal irradiance in the Argentine Ultraviolet Network. *J. Geophys. Res.*, 107(D13), 4165, doi:10.1029/2001JD001206.
- Cede, A., Luccini, E., Nuñez, L., Piacentini, R.D., Blumthaler, M., 2002c: Effects of clouds on erythemal and total irradiance as derived from data of the Argentine Network. *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2223, doi:10.1029/2002GL015708.
- Cede, A., Luccini, E., Nuñez, L., Piacentini, R.D., Blumthaler, M., Herman J., 2004: TOMS-derived erythemal irradiance versus measurements at the stations of the Argentine UV Monitoring Network. *J. Geophys. Res.*, 109, D08109, doi:10.1029/2004JD004519.
- Damiani, A., Cordero, R.R., Carrasco, J., Watanabe, S., Kawamiya, M., Lagun V.E., 2015: Changes in the UV Lambertian equivalent reflectivity in the Southern Ocean: Influence of sea ice and cloudiness. *Rem. Sens. Environ.*, 169, 75–92.
- Davy, R.J., Troccoli, J., 2014: Continental-scale spatial optimisation of a solar irradiance monitoring network, *Sol. Energy*, 109, pp. 36-44, 10.1016/j.solener.2014.08.026
- Grossi Gallegos, H. and Righini, R., 2007: *Atlas de energía solar de la República Argentina*. Universidad Nacional de Luján. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Buenos Aires, Argentina. 74 pp. (ISBN 978-987-9285-36-7).
- Gueymard, C.A., 2017: Cloud and albedo enhancement impacts on solar irradiance using high-frequency measurements from thermopile and photodiode radiometers. Part 1: Impacts on global horizontal irradiance. *Solar Energy*, 153, 755–765. doi:10.1016/j.solener.2017.05.004
- Hossaini, R., Chipperfield, M.P., Montzka, S.A., Rap, A., Dhomse, S., Feng, W., 2015: Efficiency of short-lived halogens at influencing climate through depletion of stratospheric ozone. *Nat. Geosci.*, 8, 186–190. <https://doi.org/10.1038/ngeo2363>.
- Hülsen, G. and Gröbner, J., 2007: Characterization and calibration of ultraviolet broadband radiometers measuring erythemally weighted irradiance. *Applied Optics*, 46(23), 5877. doi:10.1364/ao.46.005877
- Long, C.N., and Shi, Y., 2006: The QCRad Value Added Product: Surface Radiation Measurement Quality Control Testing, Including Climatology Configurable Limits. Office of Science, Office of Biological and Environmental Research.
- Lucas, R., McMichael, T., Smith, W., Armstrong, B., Prüss-Üstün, A., et al., 2006: Solar Ultraviolet Radiation: Global Burden of Disease from Solar Ultraviolet Radiation; Environmental Burden of Disease Series, No. 13.; World Health Organization: Geneva, Switzerland, 2006; Available online: <https://apps.who.int/iris/handle/10665/43505> (accessed on 13 august 2021)
- Luccini, E., Cede, A., Piacentini, R.D., Villanueva, C., Canziani, P., 2006: Ultraviolet climatology over Argentina. *J. Geophys. Res.*, 111, D17312, doi:10.1029/2005JD006580.

- Luccini, E., Gallegos, H.G., Piacentini, R.D., Canziani, P.O., 2005: Characterization of meteorological parameters, solar radiation and effect of clouds at two Antarctic sites, and comparison with satellite estimates. *Meteorológica*, 30(1-2), 27-40.
- Nollas, F., Luccini, E., Carbajal, G., Orte, F., Wolfram, E., Hülsen, G., Gröbner, J., 2019: Report of the Fifth Erythemal UV Radiometers Intercomparison, GAW report No. 243, WMO, Geneva, Switzerland, https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=5772.
- Nowack, P., Luke Abraham, N., Maycock, A.C., Braesicke, P., Gregory, J.M., Joshi, M.M., Osprey, A., Pyle, J.A., 2015: A large ozone-circulation feedback and its implications for global warming assessments. *Nature Climate Change*, 5, 41–45.
- Orte, F., Wolfram, E., Salvador, J., D'Elia, R., Quiroga, J., Quel, E., Mizuno, A., 2017: Attenuation by clouds of UV radiation for low stratospheric ozone conditions. In: AIP Conference Proceedings 1810, 110009. doi: 10.1063/1.4975571
- Orte, F., Wolfram, E., D'Elia, R., Libertelli, C., 2018a: Procesamiento de datos de radiación solar y calibración instrumental del nodo Tandil de la red Saver-Net. CITEDEF, Villa Martelli, Argentina, ISSN 0325-1527, 2018 (available as request).
- Orte, F., Wolfram, E., D'Elia, R., Carmona, F., Rivas, R., Libertelli, C., Amanchantoux, G., Procesamiento de datos de radiación solar y calibración instrumental del nodo Tandil de la red Saver-Net. CITEDEF, Villa Martelli, Argentina, ISSN 0325-1527, 2018b (available as request).
- Orte, F., Wolfram, E., Bali, J.L., Carmona, F., Lusi, A., D'Elia, R., Libertelli, C., 2019a: Comparison of monthly means daily UVA from CERES with ground-based measurements, IEEE Biennial Congress of Argentina, ARGENCON 2018, Article number 8646239, ISBN 978-153865032-5. doi: 10.1109/ARGENCON.2018.8646239.
- Orte, F., Wolfram E, Salvador J, Mizuno A, Bègue N, Bencherif H, Bali JL, D'Elia R, Pazmiño A, Godin-Beekmann S, Ohyama H, Quiroga J. 2019b: Analysis of a southern sub-polar short-term ozone variation event using a millimetre-wave radiometer, *Ann. Geophys.*, 37, 613–629, <https://doi.org/10.5194/angeo-37-613-2019>.
- Pinheiro, D. K., vazPeres, L., Crespo, N. M., Schuch, N. J., and Leme, N. M. P., 2012: Influence of the Antarctic ozone hole over South of Brazil in 2010 and 2011, Annual Active Report 2011 – National Institute of Science and Technology Antarctic Environmental Research, 1, 34–38, doi:10.4322/apa.2014.058.
- Rapf, R.J. and Vaida, V., 2016: Sunlight as an energetic driver in the synthesis of molecules necessary for life. *Phys. Chem. Chem. Phys.* 18 (30), 20067-20084.
- Reindl, T., Walsh, W., Yanqin, Z., Bieri, M., 2017: Energy meteorology for accurate forecasting of PV power output on different time horizons. *Energy Procedia*, 130, 130–138.
- Righini, R., Roldán, A., Grossi, G.H., Aristegui, R., Raichijk, C., 2010: Nueva red de estaciones de medición de la radiación solar. XXXIII Congreso de ASADES, Cafayate, Salta, Argentina. 11:1-5.
- Roesch, A., Wild, M., Ohmura, A., Dutton, E.G., Long, C.N., and Zhang, T.: Assessment of BSRN radiation records for the computation of monthly means, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 339-354, doi:10.5194/amt-4-339-2011, 2011. Corrigendum, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 973-973, doi:10.5194/amt-4-973-2011, 2011.
- Utrillas, M.P., Marín, M.J., Esteve, A.R., Salazar, G., Suárez, H., Gandía, S., Martínez-Lozano, J.A., 2018: Relationship between erythemal UV and broadband solar irradiation at high altitude in Northwestern Argentina. *Energy*, 162, 136–147. doi:10.1016/j.energy.2018.08.021
- World Meteorological Organization (WMO), 2019: GCOS Surface Reference Network (GSRN): Justification, requirements, siting and instrumentation options, GCOS-226, Geneva, Switzerland. <https://library>.

- wmo.int/doc_num.php?explnum_id=6261
 World Health Organization (WHO), 2002:
 Global solar UV index: a practical guide.
 Geneva, Switzerland. <https://www.who.int/uv/publications/en/UVIGuide.pdf>
- Wolfram, E.A., Salvador, J., Orte, F., D'Elia, R., Godin-Beekmann, S., Kuttippurath, J., Pazmiño, A., Goutail, F., Casiccia, C., Zamorano, F., PaesLeme, N., Quel, E., 2012: The unusual persistence of an ozone hole over a southern mid-latitude station during the Antarctic spring 2009: a multi-instrument study, Ann. Geophys., 30, 1435–1449, <https://doi.org/10.5194/angeo30-1435-2012>.
- Wolfram, E., Orte, F., Pallotta, J., D'Elía, R., Libertelli, C., Carmona, F., Luccini, E., Porello, N., Ubogui, J., 2018: Preliminary analysis of the short-term change rate of solar irradiance with photovoltaic energy applications (In spanish). In: proceeding of the Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente, Annals of the XLI Meeting of the Argentine Association of Renewable Energies and Environment, 22, 07.49-07.56.
- Wolfram, E.A., Orte, F., D'Elia, R., Cabezas, M., Carmona, F., Rivas, R., Luccini, E., 2019: Tandil, nuevo sitio de la red SAVER-Net de monitoreo de radiación solar (UV-Total) en la Provincia de Buenos Aires. Revista Proyecciones, UTN-FRBA, 17, 2, <https://drive.google.com/file/d/1A4IhKG146u2P3JjD0eKuZUtusYDGL0Qg/view>.
- Yang, D. and Reindl, T., 2015: Solar irradiance monitoring network design using the variance quadtree algorithm. Renewables 2, 1. <https://doi.org/10.1186/s40807-014-0001-x>
- Zo, I.-S.; Jee, J.-B.; Kim, B.-Y.; Lee, K.-T, 2017: Baseline surface radiation network (BSRN) quality control of solar radiation data on the Gangneung-Wonju National University radiation station. Asia-Pacific J. Atmos. Sci. 2017, 53, 11–19.