# TENDENCIAS EN LA PRECIPITACIÓN EN TUCUMÁN BAJO EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Flavia M. Bazzano<sup>1,2</sup>, Teresita Heredia<sup>3</sup>, Ana G. Elías<sup>2,3</sup>, César M. Lamelas<sup>4</sup> y Jorge Forciniti<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio de Construcciones Hidráulicas, FACEyT, UNT
 <sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET
 <sup>3</sup>Laboratorio de Física de la Atmósfera, Dpto. de Física, FACEyT, UNT
 <sup>4</sup>Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres

(Manuscrito recibido el 19 de octubre de 2017, en su versión final el 22 de abril de 2018)

#### RESUMEN

La evidencia empírica, así como las simulaciones, indican que el calentamiento global induciría un aumento en la humedad del aire y en la intensidad de las precipitaciones en algunas regiones del planeta. Tal es el pronóstico para la provincia de Tucumán comprendida entre las latitudes 26,1°S y 27,8°S y longitudes 64,8°W y 66,0°W que se encuentra en una región geográfica intermedia entre tropical y subtropical. Es allí donde, a partir de los registros diarios de lluvia de 20 estaciones, se analizaron las tendencias en la precipitación total anual, máxima diaria y número de días con precipitación mayor al percentil 95. El análisis se realiza en el período de registro coincidente de las estaciones (1973 a 2015), extendiéndose a un período mayor (1954 a 2016) en las 3 estaciones donde la información lo permite. Las tendencias significativas negativas predominan en la región tanto en los totales anuales como en la cantidad de episodios intensos en el período 1973 a 2015. Sin embargo, en las estaciones con periodos más extensos prevalecen las tendencias positivas significativas. No se observan tendencias significativas en los máximos diarios anuales, excepto en una estación. El análisis estadístico de las series históricas realizado representa una importante herramienta que colabora en la toma de decisiones a fin de mitigar los efectos del cambio climático en la región.

Palabras clave: Precipitación, Tendencias a largo plazo, Cambio climático

## LONG TERM-TRENDS IN RAINFALL OVER TUCUMAN UNDER THE EFFECT OF CLIMATE CHANGE

#### ABSTRACT

The empirical evidence, as well as the simulations, indicates that the global warming would induce an increase in the humidity of the air and in the intensity of precipitations in some regions of the planet. Such is the forecast for the province of Tucumán in the area within latitudes 26.1°S and 27.8°S and longitudes 64.8°W and 66.0°W, located in an intermediate geographical region between tropical and subtropical. From the daily rainfall records of 20 stations in Tucuman, trends in total annual precipitation, maximum daily and number of days with precipitation greater than the 95th percentile were analyzed. Significant negative trends predominate

Dirección Electrónica: fbazzano@herrera.unt.edu.ar

over a few positive ones obtained in the region, both in the annual totals and in the number of intense episodes in the period 1973 to 2015. However, in the stations with longer periods prevail significant positive trends. On the other hand, in the annual daily maximum series prevail non-significant trends. The statistical analysis of the historical series is an important tool that collaborates in the decision making to mitigate the effects of climate change in the region.

Keywords: Rainfall, Long term-trend, Climate change

# 1. INTRODUCCIÓN

El cambio climático representa una alteración en el clima manifestado por modificaciones en las condiciones medias de sus distintos componentes, como la temperatura y la precipitación, o bien trasformaciones en la forma en que ellos varían (o ambos factores a la vez), persistiendo la anomalía por un período extendido, se trate de décadas o un período aún mayor. Dichos cambios pueden deberse a procesos naturales, como cambios astronómicos o geológicos, o por efectos antropogénicos que modifican la composición natural de la atmósfera. Esto último ha sido mostrado ya en varios estudios donde se indica, en las últimas décadas, un incremento cuasi lineal en la concentración de  $CO^2$  en la atmósfera (IPCC, 2007; Trenberth, 2011; Fu et al., 2013). Se proyecta que los cambios percibidos en la actualidad persistirán al menos durante este siglo, considerando un amplio rango de escenarios posibles para futuras emisiones de gases de efecto invernadero, aún bajo supuesto de reducción de emisiones (IPCC, 2007).

El aumento en la temperatura global ha sido materia de numerosos ensayos, al observarse un incremento de aproximadamente  $0,8^{\circ}$ C desde 1880 (IPCC, 2014). Se estima que el calentamiento global producirá un aumento de la humedad atmosférica ya que la capacidad de contener agua de la atmósfera aumenta en 7% por °C de aumento de temperatura. De acuerdo con reportes del IPCC, durante el siglo 20 el vapor de agua atmosférico aumentó alrededor de un 5% en la atmósfera sobre los océanos. Sin embargo, las anomalías en la precipitación no se dan de manera uniforme en el planeta (Trenberth, 2011; IPCC, 2014) sino que se espera una redistribución latitudinal de la variable, con incrementos en las latitudes más altas, decrecimientos en los sub-trópicos y posibles cambios en los trópicos debido al desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (Zhang et al., 2007). Son notables las tendencias positivas en América del Norte, Eurasia y América del Sur, mientras que los resultados son opuestos en el Mediterráneo, sudeste de Asia y África (Trenberth, 2011). De igual forma, las tendencias a largo plazo de las precipitaciones intensas presentan una gran variabilidad geográfica (Seneviratne et al., 2012).

Haylock et al. (2006), en un extenso análisis de precipitación media y extrema de estaciones de América del Sur, mostraron que, para el Norte y Centro de Argentina tanto la precipitación media como la extrema presentan una tendencia a aumentar. Años más tarde, Skansi et al. (2013) observaron tendencias positivas en varios índices representativos tanto de la precipitación acumulada anual como de la magnitud y frecuencia de ocurrencia de valores extremos calculados promediados regionalmente en la porción sur del continente al este de la cordillera de los Andes. Sin embargo, al analizar el comportamiento local de dichos índices en diversos puntos de medición, los resultados mostraron un predominio de tendencias no significativas, con una alternancia de valores positivos y negativos que evidencian la gran variabilidad en las tendencias en la precipitación en la región. En particular, en la provincia de Tucumán los estudios antecedentes demuestran la existencia de una tendencia cuasi – lineal creciente en la precipitación anual en el período 1930 a 2000 (Minetti et al., 2003). Por su parte, Medina y Minetti (2004) postulan que

el incremento de la lluvia total anual observado se asocia a un cambio en los extremos diarios de precipitación, que también manifiesta una tendencia positiva creciente en la segunda mitad del siglo pasado en Tucumán.

A partir de los registros diarios de lluvias registrados en 20 estaciones ubicadas en la provincia de Tucumán, abarcando el período 1973 - 2015, se analizan en el presente trabajo las tendencias en la precipitación extrema y el patrón espacial de las mismas. El resultado obtenido se contrasta contra el observado en 3 estaciones en un período de registro más extenso desde 1954 hasta 2016. La comprensión de distribución espacial de las tendencias a largo plazo en la precipitación en la región se torna esencial para el desarrollo de estrategias para la adaptación y mitigación de los impactos del calentamiento global, donde su análisis cobra gran importancia en tanto se involucra materias tan diversas como son la generación de energía, prevención de inundaciones, obras de regulación de caudales, planes de emergencia temprana, entre otros.

# 2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

## 2.1 SISTEMA EXPERIMENTAL

El régimen de precipitación dominante en Tucumán es subtropical (Prohaska, 1976), con una alta concentración de la precipitación, ocurriendo en el período octubre - marzo más del 80% de las lluvias anuales. El período lluvioso coincide con la estación monzónica en América del Sur (Marengo et al., 2012; Boers et al., 2015). Los factores determinantes en la generación de precipitaciones son la depresión continental con gran influencia en los procesos de transporte-convergencia de humedad hacia el continente, el calentamiento continental y el régimen estacional de la presión atmosférica (Minetti y Vargas, 2005). Además, es importante señalar la influencia de la corriente en chorro en capas bajas activa o jet subtropical durante el verano, que actúa sobre la ladera este de los Andes transportando humedad desde Amazonas

# Meteoro logica

hacia la región norte de Argentina, Paraguay, Uruguay y el sur de Brasil (Doyle y Barros, 2002). Estudios previos evidenciaron que las condiciones ambientales generadas por el ingreso del jet más allá de los 25°S son altamente favorables a la intensificación de la precipitación (Nicolini et al., 2002), existiendo además una notable coincidencia entre la posición del núcleo del jet y la región con tendencias positivas en la precipitación en el país (Castañeda, 1995).

La gran variabilidad climática que posee la provincia de Tucumán, producto de la influencia de los cordones montañosos que la atraviesan, genera regiones con condiciones hídricas bien diferenciadas en una superficie que apenas supera los 20000 km<sup>2</sup>. Es así como las lluvias afectadas por la topografía presentan un gradiente en dirección Este-Oeste muy pronunciado desde la provincia de Santiago del Estero. En esta región de pie de monte, el hombre asentó su principal actividad, la agricultura. Precisamente por ser un gradiente importante de precipitación, la superficie bajo cultivo es heterogénea, ya que en cortas distancias las características agroecológicas cambian en forma significativa. Ascendiendo en esta dirección, se alcanza un máximo pluvial entre 1000 y 1500 m.s.n.m., al encontrarse los vientos húmedos con una sierra de ladera simple de gran altura como es la Sierra del Aconquija donde se superan los 2000 mm anuales de lámina precipitada. El análisis en dirección Sur-Norte es más complejo por la alternancia entre cumbres y valles de diversa elevación presentes al NE de Tucumán. En este caso las sierras de La Ramada y Medina por su escasa elevación, que no llega a los 1000 m.s.n.m. promedio, no alcanzan a producir un máximo importante de precipitación que apenas supera los 900 mm sobre la sierra de La Ramada y los 800 mm en la sierra de Medina. Posteriormente sobre la ladera de las Cumbres Calchaquíes en Trancas-Tucumán, las precipitaciones apenas alcanzan los 700-800 mm (Minetti y Vargas, 2005) (Figura 1).



*Figura 1:* Sistema Experimental: Isoyetas representativas de la Precipitación Media Anual y principales accidentes orográficos.

## 2.2 DATOS UTILIZADOS

Se consideraron aquellas estaciones con registro en el período 1973 a 2015 (Figura 2). Los datos registrados fueron provistos por distintas fuentes constituidas por organismos estatales y entes privados que se indican en cada caso en la Tabla 1 y se describen a continuación:

• Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres (EEAOC): ente autárquico que forma parte del Ministerio de Desarrollo Productivo de la provincia. Centraliza la información pluviométrica de la provincia, tanto mediante su propia red de medición como las aportadas por otras fuentes.

• Dirección de Recursos Hídricos (DRH): organismo provincial descentralizado con dependencia funcional del Ministerio de Desarrollo Productivo. Cuenta con su red de medición de precipitación.

• Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRHN): interviene en la elaboración y ejecución de la política hídrica nacional. Se puede acceder a su base de datos que cuenta con registros provenientes de estaciones propias, así como de otros organismos (http://www.mininterior. gov.ar/obras-publicas/rh-base.php).

• Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA): organismo descentralizado, dependiente del Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca de la Nación.

• Ingenios azucareros: conservan registros de las precipitaciones diarias en forma continua a través del período estudiado, se incluyen los aportados por el Ingenio Concepción.

Los pluviómetros utilizados son manuales y su

Tendencias en la precipitación en Tucumán...



*Figura 2:* Estaciones pluviométricas con registro en el período 1973 a 2015 en la provincia de Tucumán.

emplazamiento sigue los lineamientos propuestos por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) para asegurar que cuenten con la exposición necesaria para el correcto registro de la precipitación.

El análisis fue realizado basado en años hidrológicos, que en la provincia de Tucumán comienzan el primero de septiembre y finalizan el 31 de agosto del siguiente año. En lo sucesivo se menciona a cada año hidrológico por el segundo año que lo conforma, a saber, si un año comienza el 1 de setiembre de 1974 y finaliza el 31 de agosto de 1975, se lo denominará 1975.



*Figura 3:* Curva de Doble Masa para verificar cambios en el instrumental.

# Meteoro logica

Para verificar que no haya habido un cambio de posición o de instrumental que genere cambios significativos en los registros se realizaron curvas de doble masa de la precipitación acumulada contrastando el resultado de cada estación con la sumatoria de las estaciones vecinas y verificando el ajuste a una única recta (Aparicio Mijares, 1999). El resultado obtenido para las estaciones escogidas fue bueno, manifestado por un coeficiente  $\mathbb{R}^2$  superior 0,98 en todos los casos (Figura 3). Para la determinación de los índices se consideraron sólo aquellos años hidrológicos que no presentaban faltantes en el período noviembre - marzo, donde ocurre entre el 50 y el 80 % de la precipitación. Las series de máximos y totales anuales pasaron exitosamente las pruebas estadísticas de homogeneidad. En cuanto al control de calidad de los datos se verificó que no existan fechas duplicadas o fuera de secuencia en las series diarias. Se hicieron controles de rango fijo, inspeccionando que no existan datos negativos o mayores que el máximo histórico registrado en la región (300 mm en un día). Además, se realizó un control de tipo variable, estableciendo umbrales que definen valores sospechosos para cada mes del año. Para definir estos umbrales se utiliza la siguiente fórmula (González-Rouco et al., 2001, Veiga et al., 2013):

# $P_0 = Perc75 + n.r_i$

donde Perc75 es el percentil 75 de los valores diarios de precipitación para todos los registros correspondientes a cada mes,  $r_i$  es el rango intercuartil para el mes calculado como la diferencia entre el percentil 75 y el 25 y n es un factor que multiplica a  $r_i$ . Se verifico que cada valor que quedara por fuera de este límite corresponda a un día de excesiva precipitación en las estaciones vecinas, de forma de no eliminar los máximos registrados de interés para el presente trabajo. En caso de no existir coherencia se eliminó el valor dudoso de la serie.

En búsqueda de las tendencias debidas a cambios en la frecuencia de eventos extremos, o a una variación en su magnitud, se consideró la precipitación máxima diaria anual (PMD)

N°	Estación	Latitud	Longitud	Inicio	Fin	FUENTE
1	Potrero del Clavillo	-27,401	-65,978	1954	2017	SRHN
2	Los Sosa	-27,147	-65,533	1954	2017	SRHN
3	Padilla	-27,018	-65,379	1968	2014	INTA
4	Ingenio Concepción	-26,839	-65,152	1973	2015	Ingenio Concepción
5	EEAOC	-26,787	-65,196	1911	2017	EEAOC
6	San Luis	-26,872	-65,021	1973	2015	Ingenio Concepción
7	Maravilla	-26,861	-65,091	1973	2015	Ingenio Concepción
8	Lote 9-10	-26,803	-65,010	1973	2014	Ingenio Concepción
9	San Pedro	-26,906	-65,233	1973	2015	Ingenio Concepción
10	General Paz	-26,900	-65,104	1973	2015	Ingenio Concepción
11	Lolita	-26,885	-64,951	1973	2012	Ingenio Concepción
12	La Calera Ingenio	-26,760	-65,101	1973	2012	Ingenio Concepción
13	Piedritas	-26,784	-65,123	1973	2012	Ingenio Concepción
14	San Miguel	-26,952	-65,092	1973	2012	Ingenio Concepción
15	El Sunchal	-26,614	-65,048	1975	2014	DRH
16	Villa Benjamín Araoz	-26,558	-64,799	1977	2015	DRH
17	Santa Ana	-27,473	-65,683	1973	2015	EEAOC
18	Dique San Carlos	-27,083	-65,300	1973	2015	DRH
19	El Brete	-26,097	-65,392	1975	2015	DRH
20	Chulcas	-26,195	-65,478	1975	2010	DRH

Tabla I: Estaciones pluviométricas seleccionadas en la provincia de Tucumán.

para detectar variaciones en la intensidad, y el número de días por año con precipitación mayor al percentil 95 (NP95). La determinación del percentil 95 fue realizada en el período de referencia 1973 a 2015 en cada una de las estaciones, excluyendo los días con precipitación nula. También se analiza la variación en los totales anuales precipitados (PTA).

### 3. ANÁLISIS DE TENDENCIAS

Para detectar tendencias se utilizó la prueba de Mann-Kendall, ampliamente utilizada en series temporales climáticas e hidrológicas (Hamed, 2008). La principal ventaja de la prueba es que al ser no paramétrica no requiere que los datos estén distribuidos normalmente. Para una serie de tiempo  $\{x_1, x_2, \ldots, x_n\}$  el estadístico de la prueba de Mann-Kendall viene dado por:

$$S = \sum_{i < j} \operatorname{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 \text{ si } x_i < x_j \\ 0 \text{ si } x_i = x_j \\ -1 \text{ si } x_i > x_j \end{cases}$$
(1)

donde  $i \ge j$  son posiciones secuenciales dentro de la serie de tiempo y se cumple que i < j.

El signo de  $(x_j - x_i)$  es igual al signo de la diferencia de rango de cada dato. Esto quiere decir que S depende no del valor de x sino de su rango, y que no se afecta por la distribución de los datos. Bajo suposición de independencia de los datos, la varianza de S viene dada por Tendencias en la precipitación en Tucumán...

(Kendall, 1975):

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$$
(2)

donde n es el número de observaciones.

Esta varianza se reduce cuando hay observaciones iguales (o rangos empatados) en las series de datos, siendo:

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^{m} t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18}$$
(3)

Donde m es el número de grupos con observaciones equivalentes y t es el número de datos con igual valor en cada uno de los grupos mencionados.

Para muestras grandes (n > 10) como la de nuestro caso, se asume que S se distribuye normalmente, con lo que la significancia estadística puede ser determinada a través del estadístico estandarizado Z que tiene una distribución normal:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{si } S > 0\\ 0 & \text{si } S = 0\\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases}$$
(4)

La sustracción o adición de la unidad es una corrección que tiene en cuenta que S es una variable discreta y que consideramos una distribución continua (Kendall, 1975).

Cuando la serie temporal esta autocorrelacionada, la prueba puede presentar errores en dos sentidos: si la serie analizada tiene autocorrelación positiva la varianza del estadístico de la prueba S es subestimada, aumentando así la probabilidad de detección de tendencia, presentándose el efecto inverso en series con autocorrelación negativa (López et al., 2007).

Hamed y Rao (1998) proponen una prueba de Mann – Kendall modificada para series autocorrelacionadas basada en la corrección de Meteoro logica

la varianza de S en función del número efectivo de observaciones. La varianza modificada es:

$$Var * (S) = Var(S) \times \left[1 + \frac{2T}{n(n-1)(n_2)}\right]$$
(5)  
$$con \ T = \sum_{i=1}^{n-1} (n-i)(n-i-1)(n-i-2)\rho_s(i)$$

donde *n* es el número total de observaciones y  $\rho_S(i)$  es la autocorrelación en los rangos de las observaciones.

Para cuantificar la tendencia utilizamos el estimador no paramétrico de Sen (1968) dado por:

$$\beta = mediana\left(\frac{x_j - x_i}{j - i}\right), \forall i > j \qquad (6)$$

donde  $i \ge j$  son posiciones secuenciales dentro de la serie de tiempo y  $\beta$  representa la mediana de las pendientes existentes entre todos los pares de datos.

Teniendo en cuenta que el incremento en la concentración de gases de efecto invernadero, como el  $CO^2$  por ejemplo, es prácticamente lineal al menos en las últimas décadas, los posibles efectos sobre variables climáticas debieran corresponder a tendencias lineales en el tiempo. Es por ello, que incorporamos el análisis de tendencias lineales obtenidas mediante mínimos cuadrados ordinarios (MCO), además de caracterizarse por una mayor simplicidad lo que facilita su interpretación.

#### 4. RESULTADOS

La Tabla 2 presenta los resultados obtenidos en el análisis de tendencias en el período 1973 – 2015 según los métodos descriptos. Para los tres índices estudiados, la mayoría de las tendencias calculadas no son significativas estadísticamente y en algunas estaciones presentan valores nulos. En particular para los totales anuales (PTA) se observa que 6 estaciones presentan tendencias significativas, siendo 5 de ellas negativas. En el índice NP95 se tiene un resultado similar, aunque en este caso los 6 resultados significativos son negativos. La correspondencia entre las

tendencias en la PTA y las observadas en NP95, no se manifiesta de igual forma para los valores máximos anuales (PMDA) que solo presenta 1 valor significativo negativo. Por otra parte, el análisis de tendencias en el período 1954 -2016 sólo fue posible en 3 estaciones donde se cuenta con un registro más extenso (Tabla 3). El resultado obtenido fue opuesto al descrito anteriormente en la PTA, presentándose en la estación Potrero del Clavillo y Quebrada Los Sosa una tendencia significativa positiva y un valor próximo al nulo de carácter no significativo en la EEAOC. En el caso de la PMDA sólo es significativa la tendencia positiva en la estación Quebrada Los Sosa, mientras que las observadas en las series NP95 son siempre no significativas. Adicionalmente, se analiza la serie completa de la EEAOC por ser la única con un registro de 107 años (Tabla 4). El resultado es positivo en todos los casos, siendo significativos tanto los obtenidos en PTA y en NP95, a diferencia de lo observado en el período 1954 – 2016 donde el resultado no es significativo. El resultado descrito anteriormente indica que las tendencias observadas en las series en el período 1973 – 2015 no son representativas del comportamiento a largo plazo en la región, pues representan una merma inmersa en un aumento de mayor escala, evidenciada en las series de mayor longitud de registro (Figura 4).

La distribución espacial de los resultados en el índice PTA para el período 1973 2015 (Figura 5c) presenta uniformidad en el territorio siendo la gran mayoria de resultados negativos. Esto contrasta con los valores análogos alcanzados en el período 1954 - 2016 que diagnostican un significativo incremento en los totales precipitados en la zona pedemontana con tendencia practicamente nula en la llanura, donde solo se observa dicho incremento al analizar la serie completa (Figura 4c). El gráfico correspondiente al índice NP95 presenta una distribución irregular de incrementos y mermas en la provincia, donde preponderan los valores no significativos aún en el período 1954 – 2016 (Figura 5b). De la misma manera que para los acumulados anuales, el aumento en el número de días con precipitaciones muy intensas (mayores

al percentil 95) deviene significativo en la llanura al considerar la extensa serie que inicia en 1911 (Tabla 4). Finalmente, la PMDA presenta alternancia de tendecias incrementales y mermas no sigificativas en su gran mayoría entre 1973 a 2015 y solo un valor significativo positivo en la estación Quebrada Los Sosa para el período 1954 – 2016, resultado que no se repite en la serie más larga analizada.

# 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Para el estudio regional de las tendencias en la precipitación en la provincia de Tucumán se consideraron 3 índices (PTA, PMDA, y NP95) a fin de evaluar posibles cambios tanto en los totales anuales como en el comportamiento de las lluvias más intensas. El análisis involucró solo aquellas estaciones con registro en el período 1973 a 2015 de forma de poder realizar una comparación. Esto resultó en una distribución heterogénea de las estaciones con concentración alrededor de la ciudad capital y de la zona de mayor productividad agrícola. Por otra parte, se extendió el análisis al periodo entre 1954 a 2016 en las 3 estaciones que contaban con la información necesaria. Finalmente, la extensa serie de 107 años de la EEAOC fue considerada a fin de contrastar con los análisis anteriormente mencionados en períodos más breves.

De acuerdo con los resultados presentes en la bibliografía, Tucumán se encuentra en una zona de transición en cuanto a las estimaciones de tendencias a largo plazo. Zhang et al., (2007) observan tendencias positivas en la precipitación acumulada anual para la franja latitudinal correspondiente a Tucumán (20° S a 30°S), tanto en los valores observados como en los provenientes de los distintos modelos climáticos de simulación. Además, el aumento en el número de eventos extremos en la segunda mitad del siglo 20 ha sido demostrado en varias regiones (Trenberth et al., 2011), incluso donde se redujeron los totales anuales. Por su parte, en los resultados obtenidos por Skansi et al. (2013) predominan las tendencias no significativas en la precipitación en la región estudiada, donde se



*Figura 4:* Contraste de tendencias lineales en las series de precipitación total anual en el período 1973 a 2015 (línea roja de puntos) y 1954 a 2016 (línea negra llena) en a) Estación Potrero del Clavillo, b) Estación Quebrada Los Sosa y c) Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres. En la última se agrega a demás la tendencia observada en la serie completa de 1911 a 2016 (línea negra de trazos).

ón		Total anual				Máximos diarios				Días con precipitación > P95			
taci	Tende	encias	Signi	ficancia	Tend	encias	Signi	ficancia	Tend	encias	Signi	ficancia	
Es	MCO	β <sub>Sen</sub>	рмк	PMK mod	MCO	$\beta_{Sen}$	рмк	p <sub>MK mod</sub>	MCO	${\rm B}_{\rm Sen}$	рмк	p <sub>MK mod</sub>	
1	-0,025	-1,382	0,862	0,862	-0,520	-0,135	0,477	0,398	0,044	0,000	0,154	0,154	
2	-8,719	-11,308	0,217	0,323	-0,139	-0,262	0,653	0,653	-0,031	-0,040	0,169	0,169	
3	-3,798	-3,882	0,109	0,109	-0,263	-0,319	0,255	0,205	-0,014	0,000	0,508	0,508	
4	-0,630	-0,750	0,745	0,745	-0,505	-0,174	0,544	0,544	-0,006	0,000	1,000	1,000	
5	-4,608	-5,100	0,112	0,071	-0,435	-0,213	0,362	0,362	-0,034	-0,043	0,193	0,193	
6	-2,486	-3,382	0,169	0,169	-0,129	0,222	0,688	0,688	-0,011	0,000	0,734	0,734	
7	0,375	-0,588	0,849	0,819	0,188	0,000	0,973	0,971	0,010	0,000	0,596	0,547	
8	-7,579	-8,636	0,019	0,019	-0,564	-0,261	0,224	0,224	-0,041	-0,036	0,049	0,049	
9	4,493	5,194	0,145	0,097	0,676	0,560	0,357	0,357	0,004	0,000	0,889	0,907	
10	-1,805	-2,000	0,492	0,492	0,335	0,167	0,616	0,616	-0,038	-0,037	0,112	0,112	
11	-5,880	-5,889	0,039	0,039	-0,437	-0,400	0,338	0,338	-0,105	-0,107	0,000	0,000	
12	-7,321	-7,867	0,022	0,022	-1,433	-0,938	0,015	0,015	-0,079	-0,071	0,003	0,000	
13	-5,495	-4,667	0,113	0,113	-0,354	-0,150	0,498	0,242	-0,103	-0,095	0,000	0,000	
14	6,564	7,615	0,040	0,040	0,549	0,571	0,230	0,230	-0,019	0,000	0,439	0,439	
15	-9,090	-6,900	0,173	0,000	-1,274	-0,500	0,276	0,276	-0,068	-0,048	0,052	0,047	
16	-10,552	-15,000	0,011	0,011	-0,091	-0,385	0,817	0,817	-0,080	-0,077	0,004	0,004	
17	-6,591	-7,500	0,427	0,427	0,352	0,375	0,342	0,342	-0,036	0,000	0,272	0,496	
18	-3,645	-3,967	0,355	0,355	-0,399	-0,448	0,342	0,342	-0,036	0,000	0,248	0,146	
19	-0,957	-2,591	0,561	0,561	0,690	0,308	0,495	0,591	0,011	0,000	0,570	0,570	
20	-2,394	-1,967	0,314	0,186	0,331	0,333	0,615	0,456	-0,066	-0,056	0,061	0,061	

Tabla II: Tendencias calculadas en el período 1973 a 2015 en las series de precipitación total anual, máximos diarios anuales y número de días con precipitación superior al percentil 95 con mínimos cuadrados ordinarios (MCO), la prueba no paramétrica de Sen ( $\beta_{Sen}$ ), la prueba de Mann - Kendall ( $p_{MK}$ ) y la misma modificada ( $p_{MKmod}$ ). El sombreado corresponde a las tendencias significativas al 5%.

ón		Total	anual		Máximos diarios				Días con precipitación>P95			
taci	Tend	encias	icias Significancia		Tendencias		Significancia		Tendencias		Significancia	
Es	MCO	$\beta_{Sen}$	рмк	p <sub>MK mod</sub>	MCO	$\beta_{\text{Sen}}$	рмк	p <sub>MK mod</sub>	MCO	$\mathbf{B}_{Sen}$	рмк	p <sub>MK mod</sub>
1	4,975	3,670	0,009	0,031	0,047	0,042	1,000	1,000	0,0275	0,020	0,079	0,110
2	8,567	7,400	0,011	0,049	0,745	0,743	0,010	0,002	0,0180	0,000	0,412	0,368
5	-0,138	-0,517	0,827	0,789	0,000	-0,021	0,841	0,781	-0,0134	0,000	0,462	0,468

Tabla III: Tendencias calculadas en el período 1954 a 2016 en las series de precipitación total anual, máximos diarios anuales y número de días con precipitación superior al percentil 95 con mínimos cuadrados ordinarios (MCO), la prueba no paramétrica de Sen ( $\beta_{Sen}$ ), la prueba de Mann – Kendall ( $p_{MK}$ ) y la misma modificada ( $p_{MKmod}$ ). El sombreado corresponde a las tendencias significativas al 5%.



*Figura 5:* Distribución de las tendencias obtenidas mediante la prueba Sen en los índices de precipitación: (a) máxima precipitación diaria anual. (b) número de días con precipitación superior al percentil 95 y (c) precipitación total anual.

	Total anual				Máximos diarios				Días con precipitación>P95			
Estación	Tendencias		Significancia		Tendencias		Significancia		Tendencias		Significancia	
	MCO	$\beta_{Sen}$	рмк	p <sub>MK mod</sub>	MCO	$\beta_{Sen}$	рмк	PMK mod	MCO	$\mathbf{B}_{\mathtt{Sen}}$	рмк	p <sub>MK mod</sub>
5	2,290	2,606	0,002	0,002	0,08	0,084	0,480	0,480	0,019	0,015	0,049	0,047

Tabla IV: Tendencias calculadas en el período 1911 a 2016 en las series de precipitación total anual, máximos diarios anuales y número de días con precipitación superior al percentil 95 con mínimos cuadrados ordinarios (MCO), la prueba no paramétrica de Sen ( $\beta_{Sen}$ ), la prueba de Mann – Kendall ( $p_{MK}$ ) y la misma modificada ( $p_{MKmod}$ ). El sombreado corresponde a las tendencias significativas al 5%.

alternan resultados positivos y negativos.

Las tendencias positivas pronosticadas en los trabajos mencionados, tanto en los totales anuales como el número de episodios intensos, concuerdan con los resultados obtenidos en varias de las estaciones analizadas en el período 1954 a 2016 y en el más extenso que abarca más de 100 años. Esta situación fue disímil para el lapso más breve, donde los resultados fueron dispares v evidenciaron un decrecimiento significativo en gran parte de las series estudiadas. En aquellas donde se disponía de mayor información, se verificó que se trataba de período parcial de decrecimiento en una serie con tendencia general positiva de largo plazo, como puede verse en la Figura 4. La tendencia negativa observada a partir de 1970 podría deberse al efecto de forzantes naturales, que compensarían los efectos del cambio climático mediante variaciones en las fluctuaciones climáticas. Sería conveniente entonces, en trabajos futuros, analizar los posibles forzantes de la precipitación (naturales y antropogénicos) en nuestra región, y la interacción entre ellos para poder determinar claramente sus roles y efectos.

La escasez de series históricas de precipitación y su distribución irregular dificultan arribar a conclusiones definitivas a cerca de las tendencias a largo plazo en la precipitación extrema. Más aún si se tiene en cuenta que al ser los eventos extremos poco frecuentes, serán pocos los datos disponibles para asegurar su alteración en 30 años de registro. La verosimilitud de las conclusiones derivadas de los análisis de datos depende de la calidad y cantidad de datos, así como del análisis realizado, con lo que mientras más extraordinario sea el evento más difícil será asegurar la presencia de tendencias a largo plazo. Se destaca la importancia de continuar investigando las tendencias en la precipitación con series largas y completas, dado que los resultados de las pruebas estadísticas realizadas colaborarían en la formulación de medidas de adaptación a través de la generación de estrategias apropiadas tanto en el manejo de excedentes hídricos como en la regulación de los recursos hídricos.

Agradecimientos: Los autores agradecen a la Estación Experimental Agroindustrial Obispo Colombres, a la Dirección de Recursos Hídricos de la provincia de Tucumán y a la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación por los datos aportados para este trabajo y al proyecto PIP 294 – CONICET dirigido por Gustavo A. Mansilla por su colaboración. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto: PIUNT E541 y PICT 2011-1008.

#### REFERENCIAS

- Aparicio Mijares, F. J., 1999: Fundamentos de Hidrología de Superficie. 1a. Ed.). México: Limusa.
- Boers, N., Barbosa, H.M.J., Bookhagen, B., Marengo, J.A., Marwan, N. y Kurths, N., 2015: Propagation of Strong Rainfall Events from Southeastern South America to the Central Andes. Journal of Climate, 28, 7641-7658.

Tendencias en la precipitación en Tucumán...

# Meteoro logica

- Castañeda, M. E., 1995: La influencia de algunos aspectos de la circulación sobre Argentina, en la climatología de la precipitación (tesis doctoral). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Doyle, M y Barros, V., 2000: Relación entre la precipitación estival y patrones de circulación. CD- ROM of the XI Brazilian Congress of Meteorology. Rio de Janeiro, Brazil. Brazilian Meteorological Soc., 5 pp.
- Fu, G., Yu, J., Yu, X., Ouyang, R., Zhang, Y., Wang, P., Liu, W. y Min, L., 2013: Temporal variation of extreme rainfall events in China, 1961–2009. Journal of Hydrology, 487, 48–59.
- González-Rouco, J.F., Jiménez, J.L., Quesada, V. y Valero, F., 2001: Quality Control and Homogeneity of Precipitation Data in the Southwest of Europe. Journal of Climate, 14(5): 964-978.
- Hamed K. H. y Rao, A.R., 1998: A modified Mann-Kendall Trend Test for Autocorrelated Data. Journal of Hydrology, 204, 182-196.
- Hamed, K.H., 2008: Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis, Journal of Hydrology, 349, 350–363, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.009.
- Haylock, M.R., Peterson, T.C., Alves, L.M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y.M.T., Baez, J., Barros, V.R., et al., 2006: Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature, Journal of Climate, 19, 1490-1512.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2012: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance

Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland.
- Kendall, M.G., 1975: Rank Correlation Methods. Griffin, London, UK.
- López, P. M.; Seoane, R. S.; Fornero ,L.
  A.; Rodríguez, J. L. y Nuñez M. S., 2007: Análisis de Tendencia en Series Autocorrelacionadas. XXI Congreso Nacional del Agua. Tucumán, Argentina. Marengo, J.A., Liebmann, B., Grimm, A.M., Misra, V., Silva Dias, P.L., Cavalcanti, I.F.A., Carvalho, L.M.V., Berbery, E.H., Ambrizzi, T., Vera, C.S., Saulo, A.C., Nogues-Paegle, J., Zipser, E., Seth, A. y Alves, L.M., 2012: Recent developments on the South American monsoon system. Int. J. Climatol.., 32, 1–21. doi:10.1002/joc.2254
- Medina, E. R. y. Minetti, J. L., 2004: El salto climático y su impacto en la frecuencia de precipitaciones máximas diarias en San Miguel de Tucumán. X Reunión y LV Latinoamericana de Agrometeorología. Mar del Plata, Argentina.
- Minetti, J.L., Vargas, W.M., Poblete, A.G., Acuña, L.R., Casagrande, G., 2003: Non-linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999, Atmósfera, 16, 119-135.
- Minetti, J. L. y Vargas W. M., 2005: Circulación Regional en el Noroeste Argentino y Condiciones del Tiempo Asociadas. Cap. 4 en El Clima en el NOA. 410 páginas. ISBN:

987-9390-66-0. Edit. Magna. S Miguel de Tucumán. Tucumán. Argentina.

- Nicolini, M., C. Saulo, J. C. Torres, and P. Salio, 2002: Enhanced precipitation over southeastern South America related to low-level jet events during austral warm season. Meteorologica, 27, 59–70.
- Prohaska, F., 1976: The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In Schwerdtfeger, W. (ed.), Climates of Central and South America. World Survey of Climatology, Elsevier, Amsterdam, 13-73.
- Sen, P.K., 1968: Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. J. Am. Statist. Assoc., 63, 1379–1389.
- Seneviratne, S.I., et al., 2012: Changes in Climate Extremes and their Impacts on the Natural Physical Environment, in IPCC, 2012. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 109-230.
- Skansi, M., Brunet, M., Sigró, J., Aguilar,

E., Arevalo Groening, J., Bentancur, O., Castellón Geier, Y., Correa Amaya, R., Jácome, H., Malheiros Ramos, A., Rojas C., Max Pasten, A., Sallons Mitro, S., Villaroel Jiménez C., Martínez, R., Alexander, L. y Jones P. 2013: Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. Global and Planetary Change 100 (2013) 295–307.

- Trenberth, K.E., 2011: Changes in precipitation with climate change, Clim. Res., 47, 123–138, doi: 10.3354/cr00953.
- Veiga, H., Herrera, N., Skansi, M. y Podestá, G., 2013: Descripción de controles de calidad de datos climáticos diarios implementados por el Cetro Regional del Clima para el Sur de América del Sur. Serie de Reportes Técnicos – Reporte Técnico CRC – SAS 2014 – 002.
- Zhang, X., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C., Lambert, H., Gillett, N.P., Solomon, S., Stott, P.A. y Nozawa, T., 2007: Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. Nature 448, doi:10.1038/nature06025, 2007.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

## SENSIBILIDAD DE UN SISTEMA DE ASIMILACIÓN DE DATOS POR ENSAMBLES A DIFERENTES CONFIGURACIONES, IMPLEMENTADO EN EL SUR DE SUDAMÉRICA.

María Eugenia Dillon<sup>1,2</sup>, Yanina García Skabar<sup>1,2,3</sup>, Eugenia Kalnay<sup>4</sup>, Juan José Ruiz<sup>1,3,5,6</sup> y Estela Ángela Collini<sup>1,7</sup>

## $^{1}\mathrm{CONICET}$

<sup>2</sup>Servicio Meteorológico Nacional <sup>3</sup>UMI-IFAECI, (CNRS-CONICET-UBA) <sup>4</sup>Department of Atmospheric and Oceanic Science, University of Maryland <sup>5</sup>Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. CONICET. UBA <sup>6</sup>Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires <sup>7</sup>Servicio de Hidrografía Naval

(Manuscrito recibido el 22 de noviembre de 2017, en su versión final el 11 de mayo de 2018)

#### RESUMEN

Uno de los mayores desafíos en la predicción numérica del tiempo es el de reducir la incertidumbre de las condiciones iniciales. Con el fin de abordar esta problemática, variados esfuerzos se están llevando a cabo en el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina (SMN). En este artículo se presenta la evaluación del sistema regional de asimilación por ensambles WRF-LETKF (Weather Research and Forecasting model - Local Ensemble Transform Kalman Filter). El dominio cubre el Sur de Sudamérica con una resolución horizontal de 40 km, y el período de prueba utilizado es de dos meses (noviembre y diciembre de 2012). El sistema de asimilación consta de un ensamble de 40 miembros e incorpora observaciones tanto convencionales como provenientes de satélites.

En este trabajo, se evaluó el impacto de utilizar un ensamble multi física incluyendo en sus miembros distintas opciones de parametrizaciones de cumulus y capa límite planetaria. Se halló que dicha estrategia generalmente produce resultados mejores comparada con un sistema de ensamble en el cual todos los miembros poseen las mismas parametrizaciones. También se exploró la inclusión de bordes perturbados, pero no se encontró un impacto significativo con la metodología propuesta. Otro experimento consistió en la inclusión de los perfiles verticales de temperatura y humedad de los AIRS (Atmospheric Infrared Sounders) en la asimilación, cuya evaluación demostró un impacto positivo en los resultados. Finalmente, se comparó la media de los pronósticos por ensamble inicializados con los análisis de las diferentes variantes del sistema WRF-LETKF con un pronóstico determinístico del WRF inicializado con los análisis provistos por el GFS (Global Forecast System). Si bien generalmente dicha comparación mostró un impacto positivo de la asimilación de datos a escala regional, también mostró la necesidad de que el sistema regional

Dirección Electrónica: mdillon@smn.gov.ar

mantenga la información de mayor escala provista por el modelo global. Palabras clave: Asimilación de datos, ensamble multi esquema, AIRS, LETKF.

## SENSITIVITY OF DIFFERENT CONFIGURATIONS OF AN ENSEMBLE BASED DATA ASSIMILATION SYSTEM IMPLEMENTED OVER SOUTHERN SOUTH AMERICA.

#### ABSTRACT

One of the big challenges in numerical weather prediction is to reduce the uncertainty in the initial conditions. At the National Meteorological Service (SMN) of Argentina, many efforts have been carried out to address this issue. In this work, the regional Local Ensemble Transform Kalman Filter coupled with the Weather Research and Forecasting model (WRF-LETKF) system is evaluated. The domain covers most of Southern South America with an horizontal resolution of 40 km and a 2 month period is tested (November and December 2012). A 40 member ensemble is used to assimilate conventional and satellite observations.

In this work a multi physics ensemble that includes different choices for the cumulus and planetary boundary layer parameterizations is evaluated. This experiment shows that, overall, the multi physics approach produce better results than a single physics configuration. The inclusion of boundary perturbations has also been explored although, it does not produce a significant impact in the current experimental settings. In addition, we explore the sensitivity to the assimilation of the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) temperature and moisture retrievals. The results indicate that the inclusion of these retrievals is a valuable alternative to deal with the scarcity of radiosondes observations in Southern South America. Finally, a comparison among the different WRF-LETKF ensemble mean forecasts and deterministic WRF forecasts initialized from the GFS (Global Forecast System) without assimilation, was carried on. Generally a positive impact of the data assimilation technique was achieved, although it was found that the regional system needs to keep large scale information from the global model.

Keywords: data assimilation, multi-scheme ensemble, AIRS, LETKF.

#### 1. INTRODUCCIÓN

En Argentina, existe la necesidad de implementar un sistema de asimilación de datos regional operativo en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) ya que por un lado permitiría contar con análisis regionales de mayor resolución temporal, respecto de los actualmente disponibles; y por otro lado, permitiría incluir observaciones locales que no llegan a asimilarse en los modelos globales, generando de esa manera condiciones iniciales más precisas. En particular, si se aplicara un método de asimilación por ensambles, se contaría con la ventaja de obtener información sobre la incertidumbre de la condición inicial lo cual permitiría producir pronósticos probabilísticos más confiables, lo cual es imprescindible para cualquier centro de predicción operativa. Asimismo, un sistema de análisis y pronósticos por ensambles posibilitaría calcular una estimación del error del modelo.

En Sudamérica, existen algunos estudios realizados con el fin de generar y/o implementar sistemas de asimilación de datos y evaluar su impacto tanto en los análisis como en los pronósticos a escala regional, mediante los cuales

Sensibilidad de un sistema de asimilación de datos...

se obtuvieron resultados alentadores (ej.: García Skabar y Nicolini, 2009; García Skabar y Nicolini, 2014). Actualmente en el Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) se está avanzando con un sistema de asimilación regional de actualización rápida para Sudamérica, utilizando el esquema GSI-3DVar (Gridpoint Statistical Interpolation – three Dimensional Variational data assimilation system) con el modelo de pronóstico Weather Research and Forecasting (WRF; Skamarock y otros, 2008) (Goncalves y otros, 2016, 2017) y también se implementó un sistema de asimilación global con el mismo esquema (Bastarz y Herdies, 2017).

Saucedo (2016)Recientemente, realizó experimentos idealizados para evaluar el impacto de diferentes técnicas para representar los errores de modelo y aquellos asociados a la condición de borde, utilizando el Filtro de Kalman por Ensambles Transformado y Localizado (LETKF; Hunt y otros, 2007) acoplado con el modelo WRF. En dicho trabajo se documentó un impacto positivo de la técnica de ensambles multimodelo (Stensrud y otros, 2000), es decir de la utilización de diferentes parametrizaciones de los procesos de escala no resueltas para representar el error de modelo en el contexto de los sistemas de asimilación, y también de la perturbación de las condiciones de borde para representar la incertidumbre asociada a las mismas (Meng y Zhang, 2011; Houtekamer y Zhang, 2016). Dillon y otros (2016) aplicaron técnicas similares utilizando observaciones reales sobre la región de Sudamérica, confirmando el impacto positivo del uso de ensambles multimodelo.

Respecto a las observaciones a asimilar, es de esperar que el sistema mejore en la medida en que aumente la cantidad disponible de las mismas. En este sentido, la inclusión de datos provenientes de satélites representa un potencial beneficio debido a su amplia cobertura espacial y temporal. La asimilación tanto de variables derivadas (ej. viento, temperatura y humedad) como de radianzas, ha demostrado tener un impacto positivo en análisis y pronósticos (ej. Kopken y otros, 2004; Miyoshi y Sato, 2007; Mc Carty y otros, 2009; Jones y Stensrud, 2012; Ota y otros, 2013; Wu y otros, 2014).

El objetivo del presente artículo es evaluar la sensibilidad del sistema WRF-LETKF a los siguientes aspectos:

1) Representación de los errores de modelo a través de la implementación de un ensamble multi-esquema. 2) Representación de la incertidumbre en las condiciones de borde a través de la utilización de perturbaciones aleatorias en las condiciones de borde (Saucedo, 2016). 3) Impacto de incluir las estimaciones de temperatura y humedad provistas por el sensor hiperespectral Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) (Susskind, 2011; Miyoshi y Kunii 2012; Jones y Stensrud, 2012).

Cabe destacar que este trabajo avanza respecto a Dillon y otros (2016) por un lado en la incorporación del estudio de la sensibilidad a la inclusión de los datos AIRS y a la utilización de bordes perturbados, y por otro lado en una evaluación más detallada del desempeño de los análisis y pronósticos generados.

El presente artículo está organizado de la siguiente manera: la sección 2 describe las características del sistema de asimilación y de los experimentos, en la sección 3 se realiza un análisis de los resultados obtenidos, y la sección 4 presenta las conclusiones.

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

## 2.1 Sistema de asimilación WRF-LETKF

El modelo de pronóstico numérico WRF ha sido utilizado en diversos estudios, tanto teóricos como aplicados, y en particular ha sido acoplado a sistemas de asimilación variacionales y por ensambles. En particular, Miyoshi y Kunii (2011) desarrollaron un código del sistema WRF-LETKF de libre acceso, el cual fue usado para este trabajo. Cabe destacar que el método de asimilación de datos LETKF fue desarrollado en la Universidad de Maryland por Hunt y otros (2007), con el fin de ser un método práctico para aplicarlo a sistemas temporalmente caóticos de alta dimensión, como lo es la atmósfera.

El LETKF es computacionalmente adecuado para su aplicación en sistemas de asimilación de datos atmosféricos (Szunyogh y otros, 2008), ya que al ser altamente paralelizable se puede resolver un sistema complejo con una gran cantidad de observaciones con recursos no tan elevados (Houtekamer y Zhang, 2016). El costo computacional es función principalmente del número de miembros utilizados, de la cantidad de observaciones asimiladas y de la resolución del modelo (Miyoshi y otros, 2014).

Resulta oportuno mencionar que el filtro de Kalman por ensambles consiste en un paso de pronóstico, tanto del pronóstico de las variables como de la matriz de covarianza de los errores de éste  $(P^f)$ , y luego un paso de análisis, en el que está involucrada la matriz de ganancia Kdada por:

$$K_i = P_i^f H_i^T \left[ R_i + H_i P_i^f H^T \right]^{-1} \tag{1}$$

en el tiempo  $t_i$ ; donde  $H_i$  es el operador de las observaciones, que traduce las variables del modelo al espacio de las observaciones, y  $R_i$ es la matriz de covarianza de los errores de las observaciones. Para estimar la matriz  $P^f$ se computa simultáneamente un ensamble de pronósticos, con  $k \in [1, m]$  identificando los miembros del ensamble:

$$P^{f} \approx \frac{1}{m-1} \sum_{k=1}^{m} (x_{k}^{f} - \bar{x}_{f}) (x_{k}^{f} - \bar{x}^{f})^{T} \qquad (2)$$

donde  $x_k^f$  denota el pronóstico de cada miembro del ensamble y  $\bar{x}^f$  es su media. El paso de análisis  $(x^a)$  y su matriz de covarianza  $(P^a)$  se calculan de la siguiente manera:

$$x_i^a = x_i^f + K_i \left\{ y_i^0 - H \left[ \bar{x}_i^f \right] \right\}$$
(3)

$$P_i^a = (I - K_i H_i) P_i^f \tag{4}$$

utilizando las observaciones  $y^0$  en el tiempo  $t_i$ . A partir de estas ecuaciones se desprende que cuanto mayor sea el número de miembros de ensamble y de observaciones disponibles para asimilar, más costoso será el cómputo de las mismas.

En las implementaciones en la atmósfera generalmente el tamaño del ensamble es mucho menor que las dimensiones del sistema, lo cual puede producir que algunos de los elementos de  $P^f$  estén dominados por errores de muestreo. Esto sucede sobre todo en aquellos elementos que representan la covarianza entre variables correspondientes a puntos de retícula que son muy distantes entre sí. Para reducir el efecto de los errores de muestreo se utilizan técnicas de localización de la covarianza. En este trabajo se usa la localización propuesta por Hunt y otros (2007), quienes multiplican el error de cada observación por un factor que aumenta exponencialmente con la distancia entre ésta y el punto de retícula donde se está calculando el análisis. Este tratamiento se combina con la aplicación de una distancia de corte a partir de la cual un determinado punto de retícula no es influenciado por la observación.

Los parámetros correspondientes a la escala de localización horizontal y vertical se fijaron en 400 km y 0.4 ln (hPa) respectivamente, lo que implica que el radio de influencia de las observaciones se extiende en la horizontal 1.460 km y en la vertical 12,5 km aproximadamente (Miyoshi y Kunii, 2011). Para reducir el impacto de los errores de muestreo y representar parte de los errores de modelo, se utilizó la inflación multiplicativa adaptativa propuesta por Miyoshi (2011) e implementada exitosamente en el sistema WRF-LETKF por Miyoshi y Kunii (2012).

El dominio seleccionado incluye el Sur de Sudamérica (Figura 1). Se implementó una retícula de 40 km en el plano horizontal con proyección Lambert (139 x 134 puntos), y 30 niveles sigma-p en el plano vertical con tope en 50 hPa utilizando una mayor concentración de niveles cerca de superficie. Estas características permiten resolver adecuadamente los sistemas de escala sinóptica que afectan a la región y por Sensibilidad de un sistema de asimilación de datos...

Meteoro logica



*Figura 1:* Dominio utilizado y topografía del modelo [m] (sombreado).

tanto son adecuadas para una primera evaluación del sistema de asimilación de datos regional. La cantidad de miembros de ensamble empleados en este trabajo es 40, en concordancia con Miyoshi y Kunii (2012) y Saucedo (2016).

La frecuencia de asimilación usada en este trabajo es de 3 horas, con el fin de diseñar un esquema que permita obtener una mayor frecuencia de análisis que la disponible en la actualidad, considerando los análisis globales producidos cada 6 horas por NCEP (National Centre for Environmental Prediction). Respecto a la ventana de asimilación, la misma comienza 2 horas antes del análisis y finaliza media hora luego de la hora del análisis. Las observaciones disponibles dentro de la ventana de asimilación se agrupan en sub-períodos de 1 hora de duración de forma tal de ser comparados con las salidas horarias del modelo, tal como se esquematiza en la Figura 2. Esta implementación es denominada 4D-LETKF (Hunt y otros, 2007), ya que compara la trayectoria pronosticada por el modelo dentro de la ventana de asimilación, con las observaciones en el tiempo que les corresponde.

El período seleccionado para realizar los experimentos es el de noviembre y diciembre de 2012. El sistema de asimilación se inicializa el 1 de noviembre de 2012 a las 00 UTC. El ensamble se inicializa a partir de la condición inicial del modelo Global Forecast System (GFS) a la cual se le suman perturbaciones generadas a partir de la resta entre dos estados de la atmósfera



Figura 2: Esquema del ciclo de asimilación utilizado (adaptado de Dillon y otros, 2016). Por ejemplo, a las 00 UTC se inicializa un conjunto de pronósticos horarios del WRF, los cuales se van a usar como campos preliminares para los análisis de las 03 UTC (tiempo t). Las observaciones asimiladas para generar dichos análisis son las comprendidas entre las 00:30 y las 03:30 UTC, divididas en porciones horarias (tiempos t-2, t-1, t) para poder contrastarlas con los campos preliminares correspondientes. Luego, como resultado del proceso de asimilación LETKF, se obtienen los análisis a las 03 UTC, a partir de los cuales se inicializa un nuevo conjunto de pronósticos horarios del WRF para poder repetir el ciclo y calcular los análisis de las 06 UTC.

separados entre sí por 24 horas, escalada por un factor de 0.2, de manera de obtener 40 condiciones iniciales diferentes. Dichos estados, usados para la generación de perturbaciones, se obtuvieron de los reanálisis del Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) con resolución  $0,5^{\circ}$ (Saha y otros, 2010) de octubre y noviembre de 2010.

En la Tabla 1 se resumen las características del sistema WRF-LETKF descritas en los párrafos anteriores, las cuales son comunes a todos los experimentos de asimilación que se llevan a cabo.

#### 2.2 Configuración de los experimentos

El primer experimento llevado a cabo se denomina E-CONTROL y será tomado como

Resolución horizontal	40 km (139 x 134 puntos)
Resolución vertical	30 niveles sigma-p (tope en 50 hPa)
Frecuencia de análisis	3 horas
Ventana de asimilación	3 horas (no centrada)
Miembros de ensamble	40
Parámetros de localización espacial	400 km (horizontal), 0.4 ln (hPa) (vertical)
Período de prueba	Noviembre y Diciembre de 2012

*Tabla I:* Características del sistema WRF-LETKF implementado.

experimento de referencia para evaluar la sensibilidad del sistema a diferentes variantes. En el experimento E-CONTROL, todos los miembros del ensamble utilizan un mismo conjunto de parametrizaciones que fueron escogidos siguiendo a Saulo y otros (2008), Ruiz y otros (2010): Kain-Fritsch para cumulus (Kain, 2004); WSM6 para microfísica (WRF Single Moment 6-class scheme; Hong v Lim, 2006); YSU para la capa límite planetaria (Yonsei University scheme; Hong, Noh y Dudhia, 2006); RRTM para la radiación de onda larga (Rapid Radiative Transfer Model; Mlawer y otros, 1997) y Dudhia para la radiación de onda corta (Dudhia, 1989). El modelo de suelo acoplado que se utilizó es el Noah Land Surface Model (Chen y Dudhia, 2001). Todos los miembros del ensamble utilizaron los pronósticos determinísticos del GFS de 0,5° de resolución como condición de borde.

Las observaciones asimiladas son las contenidas en los archivos PREPBUFR (PREP-Binary Form for Representation Universal of Meteorological Data) generados por el NCEP (Keyser, 2013). Los errores asociados a cada observación también se obtienen de dichos archivos y son generados a partir de un control de calidad riguroso llevado a cabo como parte del Global Data Assimilation System (GDAS) operado por NCEP. Los PREPBUFR son generados operativamente 4 veces al día a las 00, 06, 12 y 18 UTC, cada uno conteniendo todas las observaciones correspondientes a las 3 horas precedentes y a las 3 horas posteriores. Estos archivos incluyen la hora de adquisición de las observaciones, lo que permite agruparlas según

la frecuencia requerida, para este trabajo de una hora como se mencionó en la sección 2.1.

Las variables utilizadas son las componentes zonal y meridional del viento, la temperatura, la humedad específica, la temperatura virtual v la presión de superficie. En tanto que las fuentes de observaciones son los radiosondeos (ADPUPA), las estaciones de superficie (ADPSFC), los buques y boyas (SFCSHP), los aviones (AIRCFT), los vectores de movimiento atmosféricos obtenidos a partir de las imágenes del satélite GOES (SATWND) y el viento superficial sobre el océano estimado a partir del Advanced Scatterometer (ASCATW) (Verspeek y otros, 2009). Un ejemplo de la distribución espacial de dichos tipos de observación se encuentra plasmado en el panel superior de la Figura 3.

Combin	aciones de	Esquema de Cumulus						
parametrizacion el experimer	es realizadas para nto E-MULTI	Kain-Fritsch (Kain, 2004)	BMJ (Janjic, 1994)	Grell (Grell y Devenyi, 2002)				
Esquema de Capa Límite	YSU (Hong, Noh y Dudhia 2006)	A (5 miembros)	B (5 miembros)	C (5 miembros)				
Planetaria (CLP)	MYJ (Janjic, 2002)	D (5 miembros)	E (4 miembros)	F (4 miembros)				
	Quasinormal (Sukoriansky y otros, 2005)	G (4 miembros)	H (4 miembros)	I (4 micmbros)				

TablaII:CombinacionesdeparametrizacionesrealizadasparaelexperimentoE-MULTI, indicandolacantidadde miembros correspondiente encada caso.

Para abordar los objetivos propuestos se proponen 3 experimentos de sensibilidad. A continuación se describen las características específicas que distinguen a cada uno de E-CONTROL:

1) Experimento E-MULTI: Este experimento consiste en la utilización de un ensamble multi-esquema, en donde cada miembro del ensamble utiliza una combinación diferente de esquemas para la representación de los procesos de escala no resuelta según las combinaciones Sensibilidad de un sistema de asimilación de datos...

Meteoro logica



Figura 3: Panel superior: Observaciones provenientes del PREPBUFR asimiladas en el ciclo de las 12 UTC del 1 de Noviembre en todos los experimentos. Los símbolos se refieren a: estaciones de superficie (ADPSFC), radiosondeos (ADPUPA), viento superficial sobre el océano (ASCATW), los vectores de movimiento atmosféricos obtenidos a partir de las imágenes del satélite GOES (SATWND), buques y boyas (SFCSHP). Panel inferior: Observaciones provenientes de los AIRS asimiladas en el ciclo de las 06 UTC del 1 de Noviembre en el experimento E-AIRS.

detalladas en la Tabla 2. En este caso, las diferentes configuraciones se basan en distintos esquemas de convección profunda y capa límite ya que, dada la resolución horizontal con la que se realizan estos experimentos, son los esquemas que presentan un mayor impacto. Esta estrategia es una manera de representar la incertidumbre asociada al error del modelo (ej. Meng y Zhang, 2007, 2008; Saucedo, 2016).

2) Experimento E-BPERT: Este experimento consiste en introducir perturbaciones en los bordes, de manera de que cada uno de los 40 miembros del ensamble tenga una condición de borde diferente. Esto es una manera de representar la incertidumbre presente en las condiciones de borde y ayudar a mantener la dispersión del ensamble en el interior del dominio. El método utilizado es análogo al implementado para generar las condiciones iniciales del sistema de asimilación, considerando una evolución temporal coherente para cada miembro.

3) Experimento E-AIRS: En este experimento se incorporan los perfiles verticales de temperatura y humedad estimados por el AIRS (Susskind, 2011). Estos datos incrementan significativamente la cantidad de observaciones de temperatura y humedad en la vertical entre uno y dos órdenes de magnitud. Siguiendo a Miyoshi y Kunii (2012), se redujo la resolución horizontal original de los datos llevándola a 135 km de resolución aproximadamente mediante una técnica de thinning, es decir que se tomó una observación de cada 9. Además, cabe destacar que se utilizaron sólo los datos catalogados como de mejor calidad y por debajo de 200 hPa (Tobin y otros, 2006). Un ejemplo de la distribución espacial de los perfiles de AIRS se puede observar en el panel inferior de la Figura 3.

En la Tabla 3 se resumen las características propias de cada experimento de asimilación llevado a cabo, las cuales fueron descritas detalladamente en los párrafos anteriores.

## 2.3 Métodos de evaluación

Con el objeto de evaluar el comportamiento de cada sistema de ensamble, se calculó la dispersión del análisis para una variable x mediante la

Experimento	Características principales								
	Obs. asimiladas	Parametrizaciones	Condiciones de borde						
E-CONTROL	PREPBUFR	Fijas	Fijas						
E-MULTI	PREPBUFR	Múltiples	Fijas						
E-BPERT	PREPBUFR	Fijas	Perturbadas						
E-AIRS	PREPBUFR + AIRS	Fijas	Fijas						

*Tabla III:* Resumen de las características principales de cada experimento de asimilación, las cuales se encuentran detalladas en el texto.

ecuación:

$$DISPERSION = \sqrt{\frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^{M} (x_m - \bar{x})^2}$$
 (5)

donde M es la cantidad de miembros del ensamble (en este caso 40),  $x_m$  representa el estado del miembro m y  $\bar{x}$  representa la media del ensamble. Esta medida se utilizó para confeccionar gráficos de dispersión en conjunto con la raíz cuadrada de la diferencia cuadrática media (RMSD), cuya expresión está dada en la Ec. 6, donde  $O_i$  corresponde a la observación,  $X_i$ es el análisis medio y N es la cantidad total de registros considerados.

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (O_i - X_i)^2}$$
(6)

Con el objeto de evaluar el comportamiento de los pronósticos de la media de cada sistema de ensamble, se computó el RMSD, el bias (Ec. 7) y el error de energía total húmeda, conocida en la bibliografía como TE (Ota y otros, 2013; Singh y otros, 2014) y cuyo cálculo se detalla en la Ec. 8.

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (O_i - X_i)$$

$$TE_{i,j,k,t} = 0.5 \left( u_{i,j,k,t}^{\prime 2} + v_{i,j,k,t}^{\prime 2} + \frac{C_{pd}}{T_r} T_{i,j,k,t}^{\prime 2} + \frac{L^2}{C_{pd}T_r} q_{i,j,k,t}^{\prime 2} + \frac{R_d T_r}{P_r^2} P s_{i,j,k,t}^{\prime 2} \right)$$
(8)

La TE se calculó para cada punto de retícula (i, j, k) y para cada tiempo t, con Tr = 280

K (temperatura de referencia), L = 2,510,400 J Kg<sup>-1</sup>,  $R_d = 287,04$  J Kg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> (constante del aire seco),  $P_r = 105$  Pa (presión de referencia), y las variables primadas indicando la diferencia entre dos estimaciones del estado de la atmósfera en un instante determinado. La unidad de TE resulta m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>. Para sintetizar la información, se realizaron cálculos del promedio de TE tanto vertical como horizontal y temporalmente.

Los estadísticos de verificación fueron calculados comparando los análisis y/o pronósticos contra los radiosondeos de las 12 UTC disponibles sobre la región (23 en total) y contra los reanálisis cuatri diurnos y globales ERA-INTERIM provistos por el ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) (Dee y otros, 2011; Bao y Zhang, 2013). Dicho conjunto de reanálisis constituye un conjunto de datos independiente de los experimentos realizados para este trabajo.

#### 3. RESULTADOS

En primer lugar se comparó la magnitud de la dispersión del ensamble de análisis con la magnitud del RMSD de la media del ensamble de análisis, calculado en base al ERA-INTERIM sobre el área comprendida entre 80°O y 40°O, 50°S y 15°S. Esta comparación busca determinar en qué medida el ensamble captura adecuadamente la incertidumbre de los análisis. Idealmente, la dispersión del ensamble y el error del análisis medio deberían ser similares (Hou y otros, 2001; Fortin y otros, 2014).

En la Figura 4 se presentan los diagramas de dispersión correspondientes a la componente zonal para los niveles de 975, 850, 500 y 250 hPa. Un aspecto evidente en todos los paneles es que el RMSD es mayor a la dispersión, y es por eso que muchos puntos se encuentran por debajo de la diagonal. Esto indica que la dispersión del ensamble no es lo suficientemente efectiva en representar el error del análisis. A su vez se puede observar que tanto E-MULTI como E-BPERT tienen la mayor dispersión entre sus miembros para todos los niveles. Sin



*Figura 4:* Dispersión del análisis como función del RMSD de la media del ensamble de análisis, calculado a partir del ERA-INTERIM, para la componente zonal del viento; para los niveles verticales de 975, 850, 500 y 250 hPa (columnas) para los experimentos E-CONTROL, E-MULTI, E-AIRS y E-BPERT (filas). Se incluye en cada panel el coeficiente de correlación lineal correspondiente.



*Figura 5:* Perfiles verticales de bias (contornos punteados) y RMSD (contornos llenos) de los pronósticos a 6 hs (válidos a las 12 UTC) de las componentes meridional (V) y zonal (U) del viento  $[ms^{-1}]$ , utilizando radiosondeos como referencia; para la media del ensamble de E-CONTROL (negro), E-MULTI (verde), E-AIRS (magenta) y E-BPERT (marrón). Se incluye el GFS (azul).

embargo los coeficientes de correlación más elevados corresponden a E-AIRS, indicando que en dicho experimento la dispersión del ensamble acompaña mejor a los cambios que se producen en la incertidumbre de la condición inicial, lo cual es una característica deseable. Resultados similares fueron obtenidos para la temperatura y la componente meridional del viento (Dillon, 2017).

Para evaluar el error de la media del ensamble, se computaron el bias y RMSD de los pronósticos a 6 horas de la misma considerando como referencia los 23 radiosondeos disponibles a las 12 UTC en la región de estudio. En la Figura 5 se presentan los perfiles verticales de dichos estadísticos para las componentes meridional y zonal del viento. Se puede observar que tanto E-MULTI como E-AIRS muestran valores de RMSD menores o similares que E-CONTROL en todo el espesor de la atmósfera para ambas variables, evidenciando un impacto positivo tanto del uso de un multi-esquema como de la inclusión de perfiles termodinámicos de satélite en el sistema de asimilación de datos. Mientras que E-BPERT muestra un deterioro en el error

del pronóstico respecto de E-CONTROL. En el caso de la componente meridional todos los experimentos muestran una disminución del módulo del bias respecto a E-CONTROL en niveles bajos, y tanto E-MULTI como E-AIRS también lo hacen en algunos niveles superiores. Mientras que para la componente zonal el módulo del bias más cercano a cero en general está dado por E-CONTROL.

En la Figura 5, también se incluyen el bias y RMSD calculados para el pronóstico a 6 horas del GFS, de manera de contrastar el desempeño del sistema WRF-LETKF regional propuesto con el de un modelo global robusto. A pesar de que los valores de RMSD del GFS son menores en toda la vertical para ambas variables  $(a proximadamente 1 ms^{-1} más pequeños), el$ módulo del bias de algunos experimentos resulta menor en ciertos niveles por debajo de los 500 hPa para la componente meridional y en niveles altos para la componente zonal. Se considera que este comportamiento es razonable teniendo en cuenta que el modelo global incluye radianzas en su sistema de asimilación y que su resolución es mayor que la utilizada en el WRF. Cabe

# Meteoro logica



*Figura 6:* Distribución espacial de bias y RMSD de los pronósticos a 6 hs de la componente meridional del viento  $[ms^{-1}]$  de 700 hPa (paneles superiores) y de la componente zonal del viento  $[ms^{-1}]$  de 250 hPa (paneles inferiores); para la media del ensamble de E-AIRS. Perfiles verticales de bias (contornos punteados) y RMSD (contornos llenos) de los pronósticos a 6 hs de las componentes meridional (V) y zonal (U) del viento  $[ms^{-1}]$ ; para la media del ensamble de E-CONTROL (negro), E-MULTI (verde), E-AIRS (magenta) y E-BPERT (marrón). Se incluye el GFS (azul). En todos los casos se utilizan los reanálisis ERA-INTERIM como referencia.

destacar que se hallaron resultados similares para la temperatura virtual y la humedad específica (Dillon, 2017).

A su vez, se computaron el bias y RMSD de los pronósticos a 6 horas de las medias de los ensambles utilizando los reanálisis ERA-INTERIM como estado de referencia, con el objetivo de realizar una evaluación más integradora. Considerando el pronóstico a 6 horas como un conjunto, teniendo en cuenta la verificación a las 00, 06, 12 y 18 UTC para todos los días, se calcularon dichos estadísticos para ambas componentes del viento, la temperatura y la humedad específica, en 12 niveles verticales, sobre el área comprendida entre 80°O y 40°O, 50°S y 15°S. Todas las configuraciones mostraron diferencias respecto del E-CONTROL en menor o mayor medida en toda el área de estudio, en todo el espesor de la atmósfera. Generalmente se destaca una disminución del módulo del bias y RMSD gracias a la inclusión de perfiles termodinámicos de satélite en el sistema de asimilación, es decir para E-AIRS.

A modo de ejemplo en la Figura 6 se presenta la distribución espacial de ambas métricas de las componentes meridional y zonal del viento en niveles bajos y altos, respectivamente, para E-AIRS (quien muestra el mejor desempeño), y los perfiles verticales de ambas variables para todos los experimentos. A partir de los campos de bias se puede observar que los mayores problemas están dados en la determinación de la posición e intensidad de la corriente en chorro tanto de niveles bajos (del norte) como de niveles altos (del oeste). Los mayores valores de RMSD se concentran al este de los Andes



*Figura 7:* Error de Energía Total Húmeda (TE)  $[m^2s^{-2}]$  de los pronósticos a 6 horas, utilizando los reanálisis ERA-INTERIM como referencia; para la media del ensamble de E-CONTROL, E-MULTI, E-AIRS y E-BPERT.

y se extienden hacia el océano, indicando una posible propagación dada por el flujo medio característico de la región. La estructura de los perfiles verticales de RMSD es similar a la hallada considerando los radiosondeos como referencia.

Con el objeto de tener una visión más integradora del error, en la Figura 7 se observan los campos horizontales del error de energía total húmeda (TE) de los pronósticos a 6 horas de la media del ensamble, teniendo en cuenta la verificación a las 00, 06, 12 y 18 UTC de manera conjunta. Cabe destacar que el dominio presentado para esta variable es reducido a la región de mayor interés en relación al desarrollo de sistemas convectivos, en donde es deseable que todas las variables, en particular la humedad, estén representadas correctamente. En todos los casos se distingue un máximo de TE entre 25°S y 30°S, al oeste de 60°O. Una vez más, se observa que el experimento que más reduce los errores respecto a E-CONTROL es E-AIRS.

Con el fin de evaluar cuál es el término que más contribuye a la energía total húmeda, en la Figura 8 se muestran los perfiles verticales de éste y de los términos relativos a la energía cinética, a la temperatura y a la humedad, los cuales fueron calculados mediante un promedio considerando la región mostrada en la Figura 6 (entre  $64^{\circ}O$  y  $50^{\circ}O$ ,  $40^{\circ}S$  y  $15^{\circ}S$ ). Cabe aclarar que el término relativo a la presión de superficie no se presenta ya que su contribución es de entre uno y dos órdenes de magnitud menor. Se observa que en niveles bajos el término que más aporta al TE es el de humedad, mientras que en niveles altos lo hace el de energía cinética. Una característica común entre los tres términos es el mejor desempeño de E-AIRS en relación a los otros experimentos. En particular se destaca la reducción del error en el término cinético en el experimento E-AIRS, lo cual está relacionado probablemente con un apropiado tratamiento de las covarianzas entre la temperatura, la humedad y el viento, que son estimadas a partir del ensamble.

En la Figura 9 se presentan los perfiles verticales

de TE considerando los horarios de pronóstico por separado para analizar el comportamiento del ciclo diurno. A pesar de que en todos los horarios la forma del perfil vertical de TE es similar, a las 00 UTC todos los experimentos presentan los valores más elevados y a las 18 UTC los valores más pequeños. Es decir que el pronóstico inicializado a las 18 UTC es de menor calidad que el inicializado a las 12 UTC, lo cual puede ser atribuible a la diferencia en la cantidad de observaciones asimiladas en cada ciclo (del orden de 9.000 v 14.000 respectivamente, para E-CONTROL) y al calentamiento radiativo presente en las horas de la tarde, que puede desencadenar procesos convectivos más complejos de pronosticar. En coincidencia con lo mostrado anteriormente, el experimento E-AIRS es el que logra el impacto más positivo en el sistema regional. En particular los pronósticos que verifican a las 00 UTC se ven muy beneficiados por la asimilación de los perfiles de AIRS, lo cual se debe a que éstos incrementan la cantidad de observaciones de 9.000 a 14.000 en este horario (el aumento de observaciones no posee la misma magnitud en todos los ciclos ya que depende de las características de la órbita del satélite, como ser el período de revisita).

Por último, para complementar la evaluación del sistema de asimilación y para evaluar el impacto de la asimilación de datos regional sobre los pronósticos a corto plazo, se realizaron pronósticos determinísticos hasta un plazo de 48 horas, inicializados a partir de la media de los ensambles de cada uno de los experimentos. Se inicializó un pronóstico por día a las 12 UTC durante el período completo. Dichos pronósticos fueron comparados no sólo con el pronóstico del GFS sino también con un pronóstico determinístico realizado con el modelo WRF usando como condición inicial y de borde al GFS (al cual se denomina WRF-GFS). En todos los casos el modelo WRF utiliza la misma configuración y conjunto de parametrizaciones utilizado en el experimento E-CONTROL.

En la Figura 10 se presentan los perfiles verticales de bias y RMSD de la temperatura



Figura 8: Perfil vertical del Error de Energía Total Húmeda (TE) y los distintos términos que contribuyen al TE (Ec. 4)  $[m^2s^{-2}]$ , de los pronósticos a 6 horas, utilizando los reanálisis ERA-INTERIM como referencia; para la media del ensamble de E-CONTROL (negro), E-MULTI (verde), E-AIRS (magenta) y E-BPERT (marrón). Energía Total (TE) y Término cinético (paneles superiores); Término de temperatura y Término de humedad (paneles inferiores). Notar la diferencia de escala entre paneles con el objeto de obtener una representación clara en cada uno.

de los pronósticos a 12, 24, 36 y 48 horas. La estructura vertical del bias es similar para todos los experimentos predominando en general valores negativos, lo cual implica una sobrestimación de la temperatura en los diferentes pronósticos. Igualmente, la misma es menor a 1 K. Dependiendo del nivel y del plazo de pronóstico, la simulación con el bias más cercano a cero difiere. En algunos casos es E-AIRS (sobre todo por encima de 500 hPa), en otros E-MULTI,



*Figura 9:* Perfil vertical del Error de Energía Total Húmeda (TE)  $[m^2s^{-2}]$ , utilizando los reanálisis ERA-INTERIM como referencia, para los pronósticos a 6 horas de la media del ensamble de E-CONTROL (negro), E-MULTI (verde), E-AIRS (magenta) y E-BPERT (marrón); para las 00, 06, 12 y 18 UTC (según lo indicado en cada panel). Se incluye el GFS (azul).

WRF-GFS o GFS (en menor medida). Una vez más se distingue el impacto positivo de asimilar perfiles termodinámicos provenientes de satélite y el uso de un ensamble multi-esquema. Sin embargo también se observa que a veces el bias es más pequeño para la simulación regional que no asimila datos (WRF-GFS). Respecto al RMSD se observa una escasa diferencia entre los experimentos WRF-LETKF para todos los plazos de pronóstico. Un aspecto a destacar es que la estructura del RMSD del WRF-GFS es similar a la de los experimentos con asimilación, y si bien para los pronósticos a 12 y 24 horas sus valores son más cercanos al GFS, para los plazos mayores sus valores se



*Figura 10:* Perfiles verticales de bias y RMSD de los pronósticos a 12, 24, 36 y 48 hs de la temperatura [K] inicializados a las 12 UTC, utilizando los reanálisis ERA-INTERIM como referencia; para la media del ensamble de E-CONTROL (negro), E-MULTI (verde), E-AIRS (magenta) y E-BPERT (marrón); considerando el dominio 80°O - 40°O, 50°S - 15°S. Se incluye el GFS (azul) y un experimento WRF-GFS (rojo) (ver detalles en el texto).

asemejan más a los de WRF-LETKF. Es decir que a medida que avanza el pronóstico tiene mayor peso el error intrínseco del modelo WRF que las distintas condiciones iniciales.

#### 4. CONCLUSIONES

En el presente artículo se evaluó la sensibilidad del WRF-LETKF a distintas configuraciones para un período de prueba, con el fin de avanzar en el diseño de un sistema de asimilación regional que pueda ser implementado en forma operativa en el Servicio Meteorológico Nacional Sensibilidad de un sistema de asimilación de datos...

de Argentina. Los primeros pasos fueron documentados en Dillon y otros (2016), en donde se plasmaron los resultados preliminares del uso de un ensamble multi-esquema en el sistema de asimilación. En este trabajo se incorporaron nuevos experimentos y se presentó una evaluación más exhaustiva del desempeño de los análisis y pronósticos generados, mediante el estudio de la estructura del sistema de ensamble y la inclusión de estadísticos calculados teniendo como referencia los reanálisis globales ERA-INTERIM.

Se estudiaron 4 configuraciones y se encontró que las mismas son capaces de representar satisfactoriamente el estado de la atmósfera, aunque en general todas presentaron una subestimación de la incertidumbre asociada a los pronósticos a corto plazo, lo cual puede tener un impacto negativo sobre la calidad de los análisis generados. Mejorar este aspecto del sistema de ensamble será el foco de futuros desarrollos.

Si bien la evaluación de diversos estadísticos para distintos plazos de pronóstico dentro del período de prueba arrojó resultados dependientes de las variables y el nivel considerado, se encontraron características propias del desempeño de cada experimento en particular:

• La utilización de un sistema multi-esquema compuesto por combinaciones entre parametrizaciones de cumulus y capa límite planetaria, permite mejorar el desempeño de los análisis y pronósticos en la mayoría de los casos, y a la vez brinda un aumento en la dispersión de los miembros del ensamble.

• La inclusión de perfiles verticales de temperatura y humedad estimados a partir de datos satelitales AIRS en el sistema de asimilación impacta positivamente en los análisis y pronósticos producidos por el sistema WRF-LETKF, lo cual se debe a la falta de este tipo de datos en la región. Es importante destacar, que si bien los AIRS proveen información de variables termodinámicas, el impacto positivo se pudo ver claramente también en la circulación, lo cual sugiere que el ensamble está capturando adecuadamente las covarianzas entre los errores entre las diferentes variables que componen el vector de estado. Por otra parte, incluir los datos AIRS mejora la sincronización entre la incertidumbre del pronóstico y la dispersión del ensamble, indicando que el sistema captura de forma más precisa los cambios que ocurren en dicha incertidumbre.

• En este trabajo la inclusión de perturbaciones en los bordes produjo una degradación de la calidad del análisis, a pesar del aumento observado en la dispersión del ensamble. También se observó una degradación de la relación entre la sincronización entre la dispersión y el error. Esto puede deberse a la falta de información de los errores del día en la estructura de las perturbaciones utilizadas en los bordes. Luego, se deberán evaluar otras estrategias para perturbar las condiciones de borde, ya que en un sistema de ensambles regional es necesario considerar la incertidumbre en los bordes del modelo de área limitada para representar adecuadamente las incertezas en las distintas escalas espaciales. En este sentido, se plantea la utilización de un ensamble global ya que se ha mostrado que es una estrategia adecuada (Houtekamer y Zhang, 2016).

Respecto al experimento WRF-GFS, se observó que en algunos casos su desempeño fue superior al de los experimentos WRF-LETKF. Asimismo, se mostró que a medida que avanza el pronóstico tiene mayor peso el error intrínseco del modelo WRF que las distintas condiciones iniciales. Luego, se plantea la necesidad de avanzar en el estudio de metodologías que permitan ajustar el sistema de asimilación periódicamente a un pronóstico global. Esto es necesario con el fin de no perder la consistencia con la circulación global a medida que avanzan los ciclos y mejorar el desempeño del sistema regional.

Para finalizar, se destaca que los resultados mostrados en el presente trabajo constituyen las bases para el diseño de un sistema de asimilación de datos reales moderno y eficiente para el sur de Sudamérica. Si bien existen varios aspectos en los cuales es necesario progresar, se pudo ver que el rendimiento del WRF-LETKF es satisfactorio para la implementación de un sistema regional.

Agradecimientos: Agradecemos al Servicio Meteorológico Nacional de Argentina, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, a la Universidad de Buenos Aires y al Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, quienes apoyan este proyecto. También al NCEP por proveer generosamente tanto los análisis y pronósticos del GFS como las observaciones PREPBUFR. Agradecemos especialmente a Takemasa Miyoshi y Marcos Saucedo por sus valiosas sugerencias, así como a los revisores del artículo. Los siguientes proyectos financiaron parcialmente este trabajo: PICT 2014-1000, PICT 2013-1299, PIDDEF 16/2014 y UBACYT 200201300100820BA.

REFERENCIAS

- Bao, X., F. Zhang, 2013: Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 Reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan Plateau. J. of Clim., 26, 206-214, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00056.1
- Bastarz, C. F., Herdies, D. L., 2017: GSI based hybrid 3Densvar data assimilation for the CPTEC-INPE BAM global model. Seventh International WMO Symposium on Data Assimilation, 11 al 15 de Septiembre de 2017; Florianópolis, Brasil. Resumen disponible http://www.cptec.inpe.br/das2017/
- Chen, F., J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. Mon. Wea. Rev., 129, 569–585, doi:10.1175/1520-0493(2001)129,0569: CAALSH.2.0.CO;2.
- Dee, D. P., y coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Quart. J. Roy. Met. Soc., 137, 553-597.

- Dillon, M. E., Y. García Skabar, J. Ruiz, E. Kalnay, E. A. Collini, P. Echevarría, M. Saucedo, T. Miyoshi, M. Kunii, 2016: Application of the WRF-LETKF data assimilation system over southern South America: Sensitivity to model physics. Wea. and For., 31, 217–236, doi:10.1175/WAF-D-14-00157.1
- Dillon, M. E., 2017: Asimilación de datos reales a escala regional en Argentina. Tesis de doctorado, DCAO, FCEyN, UBA.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. J. Atmos. Sci., 46, 3077–3107, doi:10.1175/1520-0469(1989)046,3077:NSOCOD.2.0.CO;2.
- Fortin, V., M. Abaza, F. Anctil, R. Turcotte, 2014: Why should ensemble spread match the RMSE of the ensemble mean? J. of Hydromet., vol 15, 1708-1713 DOI: 10.1175/JHM-D-14-0008.1
- García Skabar, Y., M. Nicolini, 2009: Enriched analyses with assimilation of SALLJEX data. J. Appl. Meteor. Climatol., 48, 2425–2440, doi:10.1175/2009JAMC2091.1.
- García Skabar, Y., M. Nicolini, 2014: Impact of enriched analyses on regional numerical forecasts over southeastern south america during Salljex. Revista Brasileira de Meteorología, Vol. 29, No3, 315 – 330.
- Goncalves L., B. Silveira, C. Cossetin, L. Sapucci, E. Vendrasco, E. Khamis, 2016: Assessment of the CPTEC/INPE operational Rapid Refresh data assimilation cycle over South America. Geophysical Research Abstracts; Vol. 18, EGU2016-17968; http://meetingorganizer.copernicus. org/EGU2016/EGU2016-17968.pdf
- Goncalves L., L. F. Sapucci, E. Vendrasco, V. B. Machado, C. F. Bastarz, E. Khamis, J. G. Z. De Mattos, 2017: Results from the CPTEC/INPE Rapid Refresh Data Assimilation over South America. Seventh International WMO Symposium on Data Assimilation, 11 al 15 de Septiembre de 2017; Florianópolis, Brasil. Resumen disponible http://www.cptec.inpe.br/das2017/

- Grell, G. A., D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. Geophys. Res. Lett., 29, 1693, doi:10.1029/2002GL015311.
- Hong, S.-Y., J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). J. Korean Meteor. Soc., 42, 129–151.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. Mon. Wea. Rev., 134, 2318–2341, doi:10.1175/MWR3199.1
- Hou, D., E. Kalnay, K. K. Droegemeier, 2001: Objective verification of the SAMEX '98 ensemble forecasts. Mon. Wea. Rev., vol 129, 73-91
- Houtekamer, P. L., F. Zhang, 2016: Review of the Ensemble Kalman Filter for atmospheric data assimilation. Mon. Wea. Rev., vol 144, 4489-4532, DOI: 10.1175/MWR-D-15-0440.1
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. Physica D, 230, 112–126, doi:10.1016/j.physd.2006.11.008
- Janjic, Z. I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. Mon. Wea. Rev., 122, 927–945, doi:10.1175/1520-0493(1994)122,0927:TSMECM.2.0.CO;2.
- Janjic, Z. I., 2002: Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso Model. NCEP Office Note 437, 61 pp.
- Jones, T. A., D. J. Stensrud, 2012: Assimilating AIRS temperature and mixing ratio profiles using an ensemble Kalman filter approach for convective-scale forecasts. Wea. and For., 27, 541–564, doi:10.1175/WAF-D-11-00090.1.
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. J. Appl. Meteor., 43, 170 –181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043,0170: TKCPAU.2.0.CO;2.
- Keyser, D., 2013: PREPBUFR processing at NCEP. NOAA/NWS/NCEP/EMC.

[Available online at http://www.emc. ncep.noaa.gov/mmb/data\_processing/ prepbufr.doc/document.htm.]

- Kopken, C., G. Kelly, J.-N. Thépaut, 2004: Assimilation of Meteosat radiance data within the 4D-Var system at ECMWF: assimilation experiments and forecast impact. Quart.
  J. Roy. Met. Soc., 130, 2277-2292. doi: 10.1256/qj.02.230
- Mc Carty W., G. Jedlovec, T. L. Miller, 2009: Impact of the assimilation of Atmospheric Infrared Sounder radiance measurements on short-term weather forecasts. J. Geophys. Res., vol 144, D18122, DOI 10.1029/2008JD011626
- Meng, Z., F. Zhang, 2007: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part II: Imperfect model experiments. Mon. Wea. Rev., 135, 1403–1423, doi:10.1175/MWR3352.1.
- Meng, Z., F. Zhang, 2008: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part III: Comparison with 3DVAR in a real-data case study. Mon. Wea. Rev., 136, 522-540, DOI: 10.1175/2007MWR2106.1
- Meng, Z., F. Zhang, 2011: Limited-area ensemble-based data assimilation.
  Mon. Wea. Rev., 139, 2025–2045, doi:10.1175/2011MWR3418.1.
- Miyoshi, T., Sato, Y., 2007: Assimilating Satellite Radiances with a Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF) Applied to the JMA Global Model (GSM). SOLA, 3, 37–40
- Miyoshi, T., 2011: The Gaussian approach to adaptive covariance inflation and its implementation with the local ensemble transform Kalman filter. Mon. Wea. Rev., 139, 1519–1535, doi:10.1175/2010MWR3570.1.
- Miyoshi, T., M. Kunii, 2011: The local ensemble transform Kalman filter with the Weather Research and Forecasting Model: Experiments with real observations. Pure Appl. Geophys., 169, 321–333, doi:10.1007/s00024- 011-0373-4.
- Miyoshi, T., M. Kunii, 2012: Using AIRS retrievals in the WRF-LETKF system to improve regional numerical

weather prediction. Tellus, 64A, 18408, doi:10.3402/tellusa.v64i0.18408.

- Miyoshi, T., K. Kondo, and T. Imamura, 2014: The 10,240-member ensemble Kalman filtering with an intermediate AGCM. Geophys. Res. Lett., 41, 5264–5271, doi:10.1002/2014GL060863
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. J. Geophys. Res., 102, 16 663–16 682, doi:10.1029/97JD00237.
- Ota, Y., J. C. Derber, E. Kalnay, T. Miyoshi, 2013: Ensemble-based observation impact estimates using the NCEP GFS. Tellus A, vol 65, 20038, http://dx.doi.org/10.3402/ tellusa.v65i0.20038
- Ruiz, J. J., C. Saulo, J. Nogués-Paegle, 2010: WRF Model sensitivity to choice of parameterization over South America: Validation against surface variables. Mon. Wea. Rev., 138,3342 - 3355, doi:10.1175/2010MWR3358.1.
- Saha, S., y coautores, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bull Amer Met. Soc., 91, 1015 -1057.
- Saucedo M., 2016: Estudio de los efectos de diferentes fuentes de error sobre la calidad de los análisis generados por un sistema de asimilación por filtros de Kalman. Tesis de doctorado, DCAO, FCEyN, UBA.
- Saulo, C., S. Cardazzo, J. Ruiz, C. Campetella, A. Rolla, 2008: El sistema de pronóstico experimental del Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera. Meteorológica, Vol. 33, 83 - 97.
- Singh, R., S. P. Ojha, C. M. Kishtawal, P. K. Pal, 2014: Impact of various observing systems on weather analysis and forecast over the Indian region. J. Geophys. Res. Atmos., 119, 10232–10246, doi:10.1002/2014JD021890.
- Skamarock, W., y coautores, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note TN – 4681STR, 113 pp., doi:10.5065/D68S4MVH

- Sukoriansky, S., B. Galperin, V. Perov, 2005: Application of a new spectral model of stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice. Bound.-Layer Meteor., 117, 231–257, doi:10.1007/s10546-004-6848-4.
- Susskind J., 2011: Improved temperature sounding and quality control methodology using AIRS/AMSU data: The AIRS Science Team Version 5 retrieval algorithm. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 49, 883-907, doi:10.1109/TGRS.2010.2070508
- Szunyogh, I., E. J. Kostelich, G. Gyarmati, E. Kalnay, B. R. Hunt, E. Ott, E. Satterfield, J. A. Yorke, 2008: A local ensemble transform Kalman filter data assimilation system for the NCEP global model. Tellus, 60A, 113–130, doi:10.1111/j.1600-0870.2007.00274.x.
- Tobin, D. C., H. E. Revercomb, R. O. Knuteson,
  B. M. Lesht, L. L. Strow, S. E. Hannon,
  W. F. Feltz, L. A. Moy, E. J. Fetzer,
  T. S. Cress, 2006: Atmospheric radiation measurement site atmospheric state best estimates for Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapor retrieval validation. J. Geophys. Res., 111, D09S14, doi:10.1029/2005JD006103
- Verspeek, J. A., A. Stoffelen, M. Portabella, H. Bonekamp, C. Anderson, J. Figa, 2009: Validation and calibration of ASCAT using CMOD5.n. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 48, 386–395, doi:10.1109/TGRS.2009.2027896.
- Wu T.-C., H. Liu, S. J. Majumdar, C. S. Velden, J. L. Anderson, 2014: Influence of assimilating satellite-derived atmospheric motion vector observations on numerical analyses and forecasts of tropical cyclone track and intensity. Mon. Wea. Rev., 142, 49-71, https: //doi.org/10.1175/MWR-D-13-00023.1

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

## REVISITANDO LA IRRUPCIÓN DE AIRE FRÍO EXTREMA DE JUNIO DE 1967 EN EL CENTRO DE ARGENTINA, CINCUENTA AÑOS DESPUÉS

Ramiro I. Saurral<sup>1,2</sup> y Juan J. Ruiz<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN, UBA. <sup>2</sup>Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET-UBA) y UMI-IFAECI/CNRS.

(Manuscrito recibido el 7 de enero de 2018, en su versión final el 29 de mayo de 2018)

#### RESUMEN

Durante el mes de junio de 1967 aire frío de origen polar avanzó desde el continente antártico hacia el centro de Argentina, donde dejó temperaturas mínimas extremas, nevadas y cuantiosos daños a los cultivos. Cincuenta años después, este trabajo revisita dicha situación sinóptica haciendo uso de datos de reanálisis y modelado numérico con el fin de caracterizar los procesos físicos involucrados. En términos estadísticos, esta irrupción fría fue la más intensa de los últimos 50 años en una amplia región del centro argentino no solamente en superficie sino también en niveles bajos y medios de la troposfera. El ingreso del aire frío se asoció al avance de un intenso frente frío detrás del cual una masa de aire de origen polar se trasladó desde latitudes subpolares hacia el centro y norte de la Argentina. Si bien dicha masa de aire sufrió una profunda transformación durante su desplazamiento por zonas oceánicas, tal como se muestra mediante las simulaciones numéricas, la advección térmica en primer término y el enfriamiento radiativo más tarde actuaron de modo de contribuir a las temperaturas mínimas extremas.

Palabras clave: Irrupciones de aire frío, meteorología sinóptica, temperaturas extremas.

### REVISITING THE EXTREME COLD AIR OUTBREAK OF JUNE 1967 OVER CENTRAL ARGENTINA, FIFTY YEARS LATER

#### ABSTRACT

During the month of June 1967 cold polar air moved from the Antarctic continent into central Argentina, where it brought extremely low minimum temperatures, snow and extensive damage to crops. Fifty years later, this paper revisits such synoptic situation making use of reanalysis data as well as numerical modelling in order to characterize the physical mechanisms at play. In a statistical context, this cold air outbreak was the most intense in the last 50 years in an extensive area covering central Argentina, not only at the surface but also at low and middle levels of the troposphere. The cold air outbreak was associated with the displacement of a cold front, behind which a polar air mass moved from subpolar latitudes onto central and northern Argentina. Although the air mass suffered a noticeable modification while traversing oceanic areas, as seen by the numerical simulations, temperature advection first and radiative cooling afterwards contributed to the extreme minimum

Dirección Electrónica: saurral@cima.fcen.uba.ar

temperatures. Keywords: Cold air outbreaks, synoptic meteorology, extreme temperatures.

# 1. INTRODUCCIÓN

Las irrupciones de aire frío (IAF) son un rasgo distintivo de la variabilidad sinóptica de latitudes medias en general y de Sudamérica en particular. Durante la época fría, estos ingresos de origen polar se asocian con intensos sistemas de alta presión (Walsh y otros, 2001) y suelen provocar impactos negativos en distintas actividades tales como la agricultura (Müller y Berri, 2007), el transporte (Degelia y otros, 2016) y la salud (Roussel y otros, 2016).

Diversos autores han caracterizado la variabilidad de las IAF sobre Sudamérica donde, si bien son más frecuentes e intensas durante el invierno, se dan a lo largo de todo el año (Garreaud, 1999). Lichtenstein (1989) analizó el rol de la cordillera de los Andes en la canalización del aire frío al este de la topografía. Rusticucci y Vargas (1995) identificaron los tres modos principales de circulación asociados a bajas temperaturas en el invierno, en tanto que Garreaud (1999) empleó un modelo numérico para simular el ingreso de aire frío en regiones tropicales y subtropicales de Sudamérica. Escobar y Bischoff (1999) identificaron los patrones principales de la circulación atmosférica en niveles bajos asociados a IAF sobre el centro de Argentina que determinan un incremento en el consumo de energía en Buenos Aires. Vera y Vigliarolo (2000) emplearon un análisis de Funciones Ortogonales Empíricas para mostrar la evolución de los campos de altura geopotencial de 300 y 850 hPa antes, durante y después del ingreso de aire frío en el sur de Sudamérica, considerando además aquellas IAF que ocasionan heladas en el sur de Brasil. Más recientemente, Salio y otros (2006) realizaron una climatología sinóptica de las IAF que ocasionan nevadas en el sudeste de la provincia de Buenos Aires, en tanto que Saucedo y otros (2009) caracterizaron la circulación atmosférica que afectó al sur de Sudamérica durante el

invierno de 2007, uno de los más fríos de las últimas décadas en Argentina. En todos los casos, se encontró que las IAF son precedidas por el avance de un frente frío proveniente de latitudes altas que transporta aire frío hacia latitudes subtropicales (Escobar y Bischoff, 1999), pudiendo en ocasiones alcanzar el sur de Brasil (Müller y Berri, 2007).

Cincuenta años atrás, entre los días 10 y 15 de junio de 1967, una intensa y persistente IAF afectó a gran parte de la Argentina. Este ingreso de aire de origen polar llevó en numerosas localidades a que las temperaturas mínimas alcanzaran nuevos valores mínimos históricos y afectó severamente a varias especies de cultivos en el centro argentino. Scian (1970) documentó la configuración sinóptica asociada a dicha IAF así como también la evolución del perfil vertical de temperatura sobre el centro de Argentina antes, durante y después del ingreso del aire polar. En el marco del quincuagésimo aniversario de dicho evento, el presente trabajo tiene como objetivo principal el de revisitar dicha situación sinóptica, en este caso empleando datos de reanálisis que no estaban disponibles al momento del trabajo de Scian (1970), así como también contextualizando la IAF dentro de los ingresos de aire polar de las últimas décadas, sus trayectorias preferenciales y estructuras verticales. Asimismo, se pretende caracterizar y comprender mejor los procesos físicos asociados al ingreso de la masa de aire frío mediante la utilización de un modelo atmosférico regional. El presente estudio puede resultar útil como modelo conceptual de los ingresos de aire polar sobre latitudes subtropicales del continente sudamericano así como también para avanzar en la comprensión y caracterización de los mecanismos involucrados en dichas situaciones sinópticas.

El trabajo se estructura de la siguiente manera: la Sección 2 incluye los datos y metodologías utilizados en el trabajo. La Sección 3 presenta
un análisis de la IAF desde un punto de vista estadístico, considerando los extremos de temperatura alcanzados, su ubicación dentro de las IAF más intensas de las últimas décadas y sus trayectorias preferenciales antes de alcanzar el continente. También incluye la caracterización de las estructuras verticales de dichas IAF extremas y analiza en particular la situación sinóptica asociada al ingreso de aire polar de junio de 1967. La Sección 4 incluye los resultados de las simulaciones numéricas con el modelo regional. Finalmente, la Sección 5 incluye una discusión de los resultados principales y las conclusiones.

#### 2. DATOS Y METODOLOGÍAS

#### 2.1 Observaciones

Se emplearon datos diarios de temperatura mínima (TMn) de 61 estaciones sinópticas argentinas durante el período 1961-2010 (50 años; ver listado de estaciones en la Tabla 1), así como también datos de tiempo significativo de las mismas estaciones entre los días 10 y 15 de junio de 1967 provenientes de la base de datos del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y del Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos de la Universidad de Buenos Aires (DCAO, FCEN-UBA). Se requirió que las estaciones tuvies en menos de un 5 % de datos faltantes de TMn a lo largo del período 1961-2010 para ser consideradas en el análisis. Se dispuso también de información diaria de perfiles verticales de temperatura de todas las estaciones aerológicas argentinas para el mismo período, obtenida de la base de datos Integrated Global Radiosonde Archive versión 2 (IGRA2; Durre y otros, 2016). Estos datos permitieron caracterizar el perfil termodinámico sobre la vertical de Ezeiza (donde se registraron valores de TMn extremos para la localidad) así como también de aquellas IAF más intensas de los últimos 50 años.

#### 2.2 Reanálisis

En este trabajo se emplearon dos conjuntos de reanálisis: uno conteniendo datos de temperatura de la superficie del mar (TSM) obtenidos de la

### Meteoro logica

base de datos del Hadley Center versión 1.1, HadISSTv1.1 (Rayner y otros, 2003) para el mes de junio de 1967, y el otro incluyendo un conjunto de variables atmosféricas de reanálisis NCEP/NCAR I (Kalnay y otros, 1996) del cual se obtuvo información de altura geopotencial (H), temperatura (T) y viento (V) en 17 niveles de presión, y de presión al nivel medio del mar (PNMM) entre los días 10 y 15 de junio de 1967 con una resolución horizontal de  $2.5^{\circ}$ x 2.5°. Asimismo, y con el fin de determinar las travectorias de las más intensas masas de aire frío que ingresaron en el centro de Argentina durante el período 1961-2010, se empleó el modelo HYSPLIT (Stein y otros, 2015) en forma online (http://www.ready. noaa.gov/HYSPLIT.php). Este modelo calcula trayectorias tri-dimensionales en base al campo de movimiento provisto por el conjunto de reanálisis NCEP/NCAR I. Asimismo, en base a la información de reanálisis se construyeron mapas mostrando la evolución de la situación sinóptica antes, durante y después del ingreso del aire polar sobre el centro de Argentina.

#### 2.3 Modelo regional WRF

Con el objetivo de analizar más en detalle los procesos dinámicos y termodinámicos que dieron lugar a las temperaturas extremas en la región centro de Argentina durante el caso de estudio, se realizó una simulación con el modelo regional WRF-ARW versión V3.7 (Skamarock y otros, 2005). El dominio abarcado por la simulación se muestra en la Fig. 1. La resolución horizontal utilizada es de 50 km con 60 niveles verticales, de los cuales los primeros 7 se ubican en los 100 hPa más próximos a la superficie. Los procesos convectivos son parametrizados utilizando el esquema de Kain-Fritsch (Kain, 2004), la capa límite planetaria utilizando el esquema de Yonsei University (Hong y Pan, 1996) y la radiación utilizando los esquemas de Dhudia (Dhudia, 1989) y RRTM (Mlawer y otros, 1997). Las condiciones iniciales y de borde fueron generadas a partir de los reanálisis NCEP/NCAR I con una resolución horizontal de 2.5 grados y temporal de 6 horas.

Estación	TMn jun	TMn jun 67	TMn abs jun 67	Estación	TMn jun	TMn jun 67	TMn abs jun 67
Aeroparque	8.8	4.7	-4.8	Paraná	7.6	3.8	-5.1
Azul	2.5	-1.2	-10.1	P d l Libres	9.4	7.0	-3.0
Bahía Blanca	3.3	-0.1	-8.5	Pehuajó	3.8	-1.6	-9.6
Bariloche	-0.8	-4.0	-15.7	Pigüé	2.1	-2.3	-10.5
Bolívar	3.7	-0.7	-8.5	Pilar Obs	5.3	-0.4	-9.0
Catamarca	5.5	2.1	-5.3	Posadas	11.9	8.8	-1.5
Cnel Suárez	1.7	-2.3	-10.1	Reconquista	9.6	6.2	-2.0
Concordia	8.2	6.0	-5.0	Resistencia	10.7	6.8	-2.0
Córdoba	4.9	0.1	-8.0	Río Cuarto	4.9	0.7	-7.6
Corrientes	11.3	7.8	-2.0	R Gallegos	-2.1	-1.2	-7.6
Dolores	4.1	0.6	-9.6	Río Grande	-3.2	-3.2	-10.2
Esquel	-2.1	-5.4	-17.3	Rosario	5.7	1.3	-8.1
Ezeiza	5.6	2.0	-7.8	Salta	4.0	0.9	-6.1
Formosa	12.6	9.3	1.3	San Juan	1.3	-3.6	-9.2
General Pico	3.4	-1.9	-11.0	San Julián	-0.3	-0.7	-7.6
Gualeguaychú	6.5	3.5	-7.0	San Luis	4.3	-0.5	-7.8
Oberá	11.1	9.0	-0.8	Santa Rosa	2.7	-2.8	-12.7
Jujuy	6.7	4.6	-2.2	S del Estero	6.7	2.1	-3.4
Junín	4.5	0.3	-9.2	Sauce Viejo	7.5	3.1	-7.0
La Plata	5.8	2.4	-5.7	Tandil	2.6	-0.3	-11.0
La Rioja	5.3	1.0	-5.6	Tartagal	10.5	7.5	1.4
Malargüe	-1.4	-4.5	-12.9	T Lauquen	4.3	-0.8	-8.8
Maquinchao	-3.0	-7.5	-18.6	Trelew	1.0	-2.3	-9.8
M Juárez	5.0	0.9	-10.0	3 Arroyos	3.7	0.1	-7.6
Mar del Plata	4.0	1.5	-5.6	Tucumán	8.1	3.6	-1.1
Mendoza	2.4	-2.1	-7.2	Ushuaia	-1.3	-0.5	-6.7
M Caseros	9.4	6.8	-2.5	V Reynolds	1.0	-3.8	-12.0
Neuquén	1.1	-2.4	-10.8	Victorica	2.2	-2.5	-12.6
9 de julio	4.7	0.5	-7.2	Viedma	2.2	-0.1	-5.7
OCBA	7.9	3.7	-5.3	V María	5.0	0.7	-8.0
El Palomar	5.8	2.7	-8.0				

*Tabla I:* Temperatura mínima media mensual para el mes de junio (período 1961-2010), temperatura mínima media registrada en junio de 1967 y temperatura mínima diaria absoluta durante el mes de junio de 1967 en diversas localidades de Argentina. Los números en itálica negrita en la cuarta columna indican que el valor de temperatura mínima diaria absoluta registrada en junio de 1967 es la mínima más baja entre todos los meses de junio de la serie (período 1961-2010).

La simulación se inicializó a las 00 UTC del día 10 de junio de 1967 y se extendió por un plazo de 7 días. En simulaciones que se extienden durante un plazo de varios días y con un dominio relativamente grande como el que se utiliza en este trabajo, la simulación realizada con el dominio regional puede diferir significativamente respecto del valor de las variables en los bordes del dominio. Por este motivo, y para garantizar que la circulación de gran escala dentro del dominio regional fuera consistente con los reanálisis, se utilizó la técnica de relajación newtoniana espectral (Waldron y otros, 1996). Dicha técnica permite introducir términos de forzado selectivo que se aplica solo en determinadas escalas espaciales y en determinados niveles verticales. En este caso el forzado se aplicó para longitudes de onda de 3000 km o mayores en las variables viento horizontal, geopotencial, temperatura y humedad específica con un tiempo de relajación de 5000 segundos que es aproximadamente la mitad del valor por defecto en WRF (Glisan y otros, 2013). La incorporación del forzado permitió alcanzar un mayor grado de coherencia entre la evolución de los sistemas de escala sinóptica en el reanálisis y en la simulación realizada con el modelo WRF (no se muestra). Por otra parte y dado que uno Revisitando la irrupción de aire frío extrema...



Figura 1: Ubicación del dominio utilizado en la simulación realizada con el modelo WRF y topografía (en metros).

de los focos de este trabajo es el análisis de los procesos dinámicos y termodinámicos que condujeron a las temperaturas extremas, no se aplicó el forzado espectral en los niveles del modelo ubicados por debajo de los 3000 metros de altura por encima del nivel del mar. A partir de dicho nivel, la magnitud de los coeficientes de relajación se fue incrementando linealmente hasta alcanzar el valor indicado previamente.

Las salidas del modelo fueron almacenadas con una frecuencia horaria de manera de permitir por un lado un cálculo más preciso de la trayectoria seguida por las parcelas asociadas a las bajas temperaturas cerca de superficie y por otro lado para poder realizar un análisis más exacto de los términos de la ecuación termodinámica.

# 3. CARACTERÍSTICAS DE LA SITUACIÓN SINÓPTICA

#### 3.1 Estadística de la irrupción

Las series de TMn de las estaciones de superficie fueron en primer lugar empleadas para obtener los valores medios correspondientes al mes de junio (período 1961-2010). Dichos valores medios fueron luego contrastados contra el promedio de TMn de junio de 1967. También se identificó el valor más bajo de TMn alcanzado durante la IAF, y en base al cálculo de los percentiles sobre las distribuciones de TMn se pudo catalogar el valor del percentil correspondiente a la TMn durante la IAF analizada para cada una de las estaciones consideradas.

Temperaturas mínimas y percentiles



Figura 2: Temperaturas mínimas absolutas (sombreado, en <sup>o</sup>C) registradas durante la irrupción fría, en base a datos reportados por estaciones del SMN entre los días 10 y 18 de junio de 1967. Los números dentro del mapa indican el percentil correspondiente a la temperatura mínima absoluta de dicha situación, considerando toda la serie de temperaturas mínimas diarias de los meses de junio entre 1961 y 2010 para cada localidad. Los valores asociados al percentil 0 indican que la temperatura mínima alcanzada durante esta irrupción fría se encontró entre las más bajas de toda la serie de temperaturas mínimas del mes de junio.

La IAF de junio de 1967 fue la más intensa de al menos los últimos 50 años en una gran parte de la Argentina. La Fig. 2 muestra la TMn absoluta registrada en las 61 estaciones sinópticas disponibles (en sombreado) junto con el valor

del percentil que le corresponde en función de la distribución de TMn diarias de junio en el período 1961-2010. Durante el irrupción fría se alcanzaron temperaturas extremas menores a -10°C en un amplio sector del centro del país y de la región patagónica. Entre las estaciones consideradas, la temperatura más baja se registró en Maquinchao (Río Negro) y fue de -18,6°C. Es de destacar que una importante cantidad de estaciones meteorológicas, sobre todo aquellas ubicadas en el centro de la Argentina, registraron valores de TMn que corresponden al percentil 0 en sus respectivas distribuciones, indicando que se trata de valores mínimos extremos en las series. Usualmente en estadística se emplea el concepto de percentil 0 para referir que un valor representa un mínimo absoluto en una dada distribución (en este caso, en la de TMn de junio). Asimismo, los percentiles 1 y 2 también representan valores extremadamente bajos de las series. La rigurosidad del aire frío se observa incluso en el Área Metropolitana de Buenos Aires (AMBA), donde las estaciones Observatorio Central Buenos Aires (OCBA), Aeroparque y Ezeiza registraron valores mínimos de -5,3°C, -4,8°C y -7,8°C, respectivamente, siendo en todos los casos los valores más bajos para el mes de junio. Cabe aclarar que en la estación OCBA, dicho valor es el más bajo de junio no sólo en el período 1961-2010 sino considerando todo el registro de la estación que comienza en 1908 y llega hasta la actualidad. Si bien las temperaturas también fueron muy bajas en el extremo norte y sur del país, las mismas no corresponden a marcas mínimas históricas tal como se ve en los valores de los percentiles, variando entre 1 y 2 sobre estaciones de Jujuy, Salta, Formosa y Chaco y llegando incluso hasta el percentil 5 en Río Gallegos, Río Grande y Ushuaia. La excepción es Posadas, donde el valor registrado de -1,5°C corresponde al valor mínimo de la serie en el período 1961-2010. La Tabla 1 muestra, para cada estación, los valores de TMn media del mes de junio, aquellos correspondientes al mes de junio de 1967, y el valor de TMn absoluta registrada durante la IAF analizada, remarcando aquellos que son mínimos históricos de cada serie. Puede apreciarse que la TMn media del mes

de junio de 1967 fue más baja que el promedio histórico en la gran mayoría de las estaciones argentinas, excepto en Río Gallegos, Río Grande y Ushuaia, todas en el extremo sur patagónico, donde la TMn media de ese mes fue igual o algo más alta que el promedio histórico.



Figura 3: Localidades que reportaron nevada, chaparrón de nieve, aguanieve y/o gránulos de hielo al menos un día entre el 10 y el 18 de junio de 1967, en base a reportes del SMN.

El ingreso de la masa de aire frío durante la primera quincena de junio de 1967 estuvo acompañado por algún tipo de hidrometeoro sólido en varias estaciones patagónicas y del centro de la Argentina. La Fig. 3 muestra las estaciones donde se reportó nevada, chaparrón de nieve, aguanieve y/o gránulos de hielo al menos una vez entre los días 10 y 18 de junio de 1967. En particular, la zona costera patagónica y el sur de la provincia de Buenos Aires se vieron afectados por este tipo de fenómenos, tal como suele ocurrir en IAF intensas sobre la región (Salio y otros, 2006).



*Figura 4:* Trayectoria de la masa de aire entre las 12Z del día 7 de junio de 1967 y las 12Z del día 14 de junio de 1967 (cada 12 horas, círculos rosados) y temperatura de la superficie del mar (TSM) promediada durante el mes de junio de 1967 (sombreado, en  $^{\circ}$ C).

# **3.2** Trayectoria del aire polar en su avance hacia la Argentina

La Fig. 4 muestra la trayectoria seguida por la IAF hacia el centro argentino. Dicha trayectoria fue calculada utilizando el modelo HYSPLIT. Como puede verse en la figura, la masa de aire frío emergió del continente antártico alrededor de las 12Z del 7 de junio de 1967 (exactamente una semana antes de que se registraran las TMn históricas en AMBA), avanzando en forma meridional rumbo al continente y llegando a las costas patagónicas en la mañana del día 11 de junio. Puede apreciarse el poco tiempo de permanencia de la masa de aire polar sobre el océano (sólo 4 días), y al superponer la información de reanálisis de TSM se observa que durante ese mes la isoterma de 0°C en la TSM se ubicaba alrededor de los  $60^{\circ}$ S. En su desplazamiento hacia el norte la masa de aire frío atravesó una zona de fuerte gradiente de TSM al sur de Tierra del Fuego pero nunca avanzó sobre áreas con TSM mayores a los 8°C, acotando así la potencial transformación que pudiese haber sufrido la masa de aire debido a los flujos de calor de la superficie. La masa de aire luego se centró sobre el extremo este de la provincia de

La Pampa en la mañana del día 12 de junio, y dos días después sobre el noreste de la provincia de Buenos Aires.

Trayectorias de las 5 irrupciones más frías de junio



Figura 5: Trayectorias seguidas por las 5 masas de aire frío que dejaron las temperaturas mínimas absolutas en Ezeiza, según los datos de temperatura de superficie en los radiosondeos de las 12Z. Se indican los años de ocurrencia y la temperatura mínima alcanzada en cada caso.

Fecha	T sondeo Ezeiza (12Z)	T Ezeiza Aero	T Obs Ctral Bs As
14/6/1967	-5.7°C	-7.8°C	-5.3°C
16/6/1982	-5.0°C	-5.8°C	-1.4°C
24/6/2009	-4.5°C	-5.0°C	-0.5°C
14/6/1987	-3.9°C	-5.2°C	-1.5°C
17/6/1971	-3.7°C	-4.2°C	-1.5°C

Tabla II: Fechas de ocurrencia de las 5 irrupciones de aire frío más intensas en Ezeiza durante el mes de junio, según la serie de temperaturas medidas en superficie en los radiosondeos de 12Z. También se indican las correspondientes temperaturas mínimas diarias registradas esos mismos días en la estación Ezeiza Aero y Observatorio Central Buenos Aires.

Los datos aerológicos fueron utilizados para describir el perfil termodinámico asociado a la IAF así como también para identificar las cinco IAF más intensas de los meses de junio en

Ezeiza. Las fechas correspondientes a esos cinco eventos se muestran en la Tabla 2, donde se presentan ordenadas en función de los valores de temperatura de 12Z de los sondeos de junio de Ezeiza (período 1961-2010). En esa tabla también se indican las temperaturas de superficie reportadas por los datos aerológicos de Ezeiza y las TMn registradas en el abrigo meteorológico de OCBA para esos mismos días. Es interesante notar que el valor de TMn absoluto en Ezeiza correspondiente a esta situación, de -7,8°C, es 2°C más bajo que el segundo valor extremo de la serie, correspondiente al mes de junio de 1982. También cabe destacar que en el tercer puesto se encuentra una IAF reciente, del año 2009. En todos los casos se aprecian temperaturas algo más altas en los datos aerológicos (los que en rigor corresponden a las 12Z, por lo que no tienen por qué coincidir con el horario de la TMn) así como también en OCBA, localidad en la que se aprecia una marcada diferencia entre el valor correspondiente a junio de 1967 y los valores siguientes de la serie, que son notoriamente más elevados. Con esta información se construyó la Fig. 5, donde se muestran las trayectorias hacia atrás correspondientes a las cinco IAF más extremas considerando a la localidad de Ezeiza y a las 12 UTC del día de ocurrencia del mínimo de temperatura como punto final de la trayectoria. En todos los casos, se considera la trayectoria durante los 7 días previos. Se observa que la segunda IAF más intensa, de junio de 1982, siguió una travectoria similar a la de junio de 1967, incluso con un desplazamiento un tanto más continental al ingresar al continente por Tierra del Fuego y desplazarse hacia el norte, lejos de la influencia del océano. Las siguientes tres IAF en función de su intensidad, de los meses de junio de 2009, 1987 y 1971, presentaron en cambio un desplazamiento mucho más oceánico proveniente desde el Pacífico Sur. Incluso la IAF del año 2009 ingresa al continente en latitudes relativamente bajas, cercanas a 50°S, de forma similar al ingreso típico de las masas de aire frío en Argentina durante el invierno (Escobar y Bischoff, 1999).

En base a los datos aerológicos de la estación

Ezeiza también se obtuvo el perfil térmico medio de las 12Z considerando todos los sondeos del mes de junio entre 1961 y 2010, así como también el perfil registrado en la mañana del 14 de junio de 1967. Dichos resultados se presentan en la Fig. 6. Como puede apreciarse, el perfil medio de temperatura entre superficie y 700 hPa (curva verde) presenta una inversión en niveles próximos a superficie, en tanto que por encima de 1000 hPa la temperatura presenta una disminución gradual desde unos 8°C hasta 0°C en 700 hPa. En el caso del sondeo del 14 de junio de 1967 (curva roja). pueden apreciarse temperaturas por debajo de los valores medios en todos los niveles considerados, ubicándose en el nivel de superficie más de 2 desvíos estándar por debajo del valor medio del correspondiente nivel. Es interesante notar que el valor de -5,7°C corresponde al mínimo de la serie para el nivel de superficie. Para el nivel de 1000 hPa, el mínimo también pertenece a la misma situación sinóptica solo que dos días antes, tal como sucede en el nivel de 700 hPa. En 850 hPa, en cambio, el mínimo de la serie (-8,5°C) pertenece a una IAF ocurrida hacia finales de junio del año 1996. Tal como se discutirá más adelante, la ocurrencia de temperaturas mínimas tan bajas durante esta IAF se debió a una intensa advección fría hacia el centro del país junto a procesos locales diabáticos que permitieron la formación de una inversión térmica intensa cerca de la superficie.

## 3.3 Configuración sinóptica de la irrupción fría

Las Fig. 7-11 muestran la evolución de la situación sinóptica durante la IAF entre los días 10 y 14 de junio de 1967. En diferentes paneles se muestran los campos de las 12Z de H y V en 250 hPa, H, T y vorticidad relativa en 500 hPa, H, T y V en 850 hPa, y de viento a 10 metros, espesor 500/1000 y PNMM. Como puede verse, el ingreso del aire polar se asoció a la amplificación de una vaguada de onda corta sobre el Atlántico Sur durante los días 10 y 11 de junio (Fig. 7b y 8b), acompañada a su vez por el aumento de amplitud de una cuña centrada en el Pacífico Sur frente a las costas de Chile



Figura 6: Perfil vertical medio de temperatura entre superficie y 700 hPa para el mes de junio en Ezeiza a las 12Z considerando el período 1961-2010 (curva verde) y perfil vertical de temperatura a las 12Z del 14 de junio de 1967 (curva roja). La franja gris se obtuvo restando y sumando 2 desvíos estándar (en función del nivel) a la temperatura media de cada nivel de la curva verde. La curva azul a trazos une los valores mínimos absolutos de temperatura en cada nivel para el período 1961-2010 junto con su fecha de ocurrencia. El valor de superficie es de -5.7°C y corresponde al día 14 de junio de 1967 indicado por la curva roja.

y extendiéndose hacia la Península Antártica (Fig. 8b). Esta configuración dio lugar a un incremento en el gradiente horizontal de T sobre el norte de la Patagonia entre los días 10 y 11 (Fig. 7c y 8c), provocando por relación de viento térmico una intensificación en el flujo zonal en niveles altos (Fig. 7a y 8a) que se maximizó durante el día 12 de junio, cuando la corriente en chorro se ubicó sobre el norte argentino con velocidades máximas superiores a los 130 nudos. En el campo de superficie se observa la inestabilización de las ondas tanto del Atlántico como del Pacífico y la intensificación del flujo del sector sur, desde la Península Antártica hacia el continente americano (Fig. 8d). Es interesante notar la evolución en el campo de superficie entre los días 10 y 11, cuando la masa de aire polar



abandonó el Mar Glaciar Antártico tomando una trayectoria SE-NO rumbo a Argentina (Fig. 7d) y alcanzó las costas patagónicas adquiriendo un desplazamiento más meridional (Fig. 8d): durante el día 10, el frente frío responsable de la IAF se hallaba sobre la provincia de Tierra del Fuego, en tanto que 24 horas después (Fig. 8d) se localizaba sobre el centro de la Patagonia, avanzando luego en dirección noreste y advectando valores muy bajos de espesor 500/1000, inferiores a los 5250 mgp. Asimismo, del análisis de la evolución del campo de 250 hPa entre los días 10 y 12 de junio surge cómo la propagación de energía corriente abajo del flujo favoreció la intensificación de los sistemas de cuña-vaguada, ayudando así a la inyección del aire frío desde latitudes altas hacia el centro y norte de la Argentina. Durante el día 12 de junio (Fig. 9), el mínimo de H en 500 hPa arribó al centro de la Argentina, a la vez que el anticiclón de niveles bajos que se encontraba anteriormente sobre el Pacífico comenzó a ingresar (apoyado por la cuña de altura ubicada corriente arriba en niveles medios) al continente alcanzando un valor de 1032 hPa sobre el norte de Neuquén y sur de Mendoza (Fig. 9d). La T en 850 hPa aún registraba los valores mínimos sobre el norte de la Patagonia, La Pampa y sudoeste de la provincia de Buenos Aires (Fig. 9c). A lo largo del día 13 (Fig. 10), el anticiclón migratorio continuó avanzando hacia el centro del país, en tanto que la T en 850 hPa presentaba dos mínimos, uno sobre el centro-oeste argentino y otro sobre el Atlántico Sur, vinculado este último con la vaguada que en el campo de 500 hPa (Fig. 10b) puede observarse saliendo del continente sudamericano y ubicándose parcialmente aún sobre Uruguay y el norte argentino. Finalmente, durante el día 14 de junio (Fig. 11), cuando se alcanzaron los extremos térmicos en varias estaciones del centro-este de la Argentina, se observa al anticiclón bien instalado sobre el norte de la provincia de Buenos Aires y sur del Litoral, a la vez que la Patagonia ya presentaba una intensificación del flujo del oeste (Fig. 11d) y un gradual aumento en las T de niveles bajos (Fig. 11c). El campo de niveles medios (Fig. 11b), en tanto, muestra una configuración de H más zonal.



*Figura 7:* Situación sinóptica a las 12Z del día 10 de junio de 1967, en base a datos de reanálisis NCEP/NCAR: a) Altura geopotencial (contornos, en unidades de mgp), viento (barbas, en nudos) e isotacas (sombreado, en nudos) en el nivel de 250 hPa; b) altura geopotencial (contornos negros, en mgp), temperatura (contornos violetas a trazos, en  $^{\circ}$ C) y vorticidad relativa (sombreado, x105 s-1) en 500 hPa; c) altura geopotencial (contornos, en mgp), viento (barbas, en m s-1) y temperatura (sombreado, en  $^{\circ}$ C) en 850 hPa; y d) presión al nivel medio del mar (contornos, en hPa), viento a 10 mts (barbas, en m s-1) y espesor 500/1000 (contornos de colores, en mgp). En a) se indican también las posiciones de la corriente en chorro subtropical (en verde) y de las ramas norte y sur de la corriente en chorro polar (en celeste y violeta, respectivamente). En d) se muestra, de corresponder, la ubicación de los frentes fríos, cálidos, semiestacionarios y ocluidos analizados en base a los campos de espesores y de presión al nivel medio del mar.

La corriente en chorro de altura (Fig. 11a) se encontraba sobre el norte del país, debilitándose gradualmente respecto a los días previos.

La Fig. 12 muestra cuán anómala fue la IAF a través de los campos de anomalía de PNMM y de espesor 500/1000 de las 12Z del 11 de junio de 1967, respecto a sus respectivos campos medios del mes de junio en el período 1961-2010. En el caso de la PNMM se aprecian anomalías del

orden de unos 30 hPa al este de la provincia de Buenos Aires, poniendo en evidencia la intensidad del ciclón de superficie que favoreció el ingreso de aire polar, a la vez que las anomalías de espesor 500/1000 alcanzan magnitudes mayores a unos -240 mgp, representando así la rigurosidad de la masa de aire frío.

La presencia del anticiclón de niveles bajos sobre el centro argentino junto con la naturaleza de la

### Meteoro logica



Figura 8: Como en la Fig. 7, pero para las 12Z del día 11 de junio de 1967.

masa de aire frío presente en la zona favorecieron un fuerte enfriamiento radiativo durante las horas nocturnas que facilitó la formación de la capa estable de inversión cerca de superficie (Fig. 6), ayudando de esta manera a la ocurrencia de tan bajas temperaturas. En la siguiente sección se recurre al modelado numérico para comprender mejor los procesos termodinámicos que afectaron a la masa de aire a lo largo de su desplazamiento desde latitudes altas hacia el centro de la Argentina.

#### 4. SIMULACIÓN DE LA IRRUPCIÓN FRÍA CON EL MODELO NUMÉRICO WRF

La Fig. 13 muestra las evoluciones de los campos de T2m y PNMM simulados por el modelo regional WRF entre las 12Z del día 11 y las 12Z del día 14 de junio de 1967. En la mañana del día

11 se aprecia cómo las temperaturas más bajas sobre el continente se ubicaban sobre la meseta patagónica, mientras que el campo de presión evidencia la posición de un frente frío sobre el norte de la provincia de Buenos Aires y sur de Uruguay, y un segundo frente frío asociado al aire polar sobre el centro-norte de la Patagonia. Entre los días 12 y 13 de junio (Fig. 13b,c) es notable el avance hacia el norte tanto del frente frío como de las temperaturas más bajas, alcanzando durante el día 13 de junio el centro de la provincia de Buenos Aires y dejando allí valores de T2m variando entre -2 y -4°C. El día 14 de junio (Fig. 13d) presenta valores de T2m similares a los del día 13, junto con una amplia zona de vientos débiles o de calmas afectando al norte de la provincia de Buenos Aires y gran parte del Litoral argentino evidenciada a partir del muy débil gradiente de PNMM.



Figura 9: Como en la Fig. 7, pero para las 12Z del día 12 de junio de 1967.

La trayectoria simulada de la masa de aire que arribó al centro de la provincia de Buenos Aires el día 14 de junio de 1967 se muestra en la Fig. 14. De modo similar a la trayectoria dada por el modelo HYSPLIT en base a los reanálisis (Fig. 4), el modelo regional es capaz de simular el desplazamiento del aire frío desde el Atlántico Sur hacia el noroeste, ingresando al país sobre el este de la región patagónica y luego moviéndose rumbo al norte y noreste. Durante los días 10 y 11, la trayectoria simulada muestra el desplazamiento de la masa de aire sobre superficie oceánica de forma similar a los resultados del modelo HYSPLIT, y tal como se discutió anteriormente esto podría haber llevado a una modificación de sus propiedades termodinámicas. Para analizar este aspecto, en la Fig. 15 se muestran las series temporales de temperatura potencial, altura, calor diabático y flujos de superficie siguiendo

a la masa de aire desde el comienzo de la simulación hasta su arribo en el centro de la provincia de Buenos Aires. Es interesante notar el fuerte aumento de temperatura potencial con el avance de la IAF sobre el océano más caliente (donde se observaban valores de TSM variando entre 4 y 8°C), lo cual llevó a un incremento de temperatura de 8 grados en 36 horas, alcanzando los 276K al momento de alcanzar la costa patagónica (Fig. 15a). Este calentamiento se explica en parte por los intensos flujos de calor desde superficie (Fig. 15d) que luego fueron redistribuidos verticalmente por la turbulencia que surge como consecuencia de este calentamiento en la capa límite y por la convección húmeda que estaba teniendo lugar y que también es en gran medida consecuencia del calentamiento desde superficie. A partir del día 11 de junio, cuando la masa de aire alcanza la costa patagónica, se observa cómo

Revisitando la irrupción de aire frío extrema...

### Meteoro logica



Figura 10: Como en la Fig. 7, pero para las 12Z del día 13 de junio de 1967.

entra en juego el ciclo diurno en la modificación de la temperatura potencial de la masa de aire, generando un calentamiento diabático en horas diurnas y enfriamientos diabáticos durante las noches (Fig. 15a,c). Es importante mencionar que hacia el final de la trayectoria y cerca de superficie, los procesos diabáticos juegan un papel importante en determinar la magnitud de las temperaturas mínimas observadas.

Con el fin de comprender mejor el aporte relativo de los diferentes procesos a la ocurrencia de las TMn extremas sobre el centro de la Provincia de Buenos Aires, la Fig. 16 muestra las evoluciones temporales entre los días 10 y 14 de junio de 1967 de algunos de los términos de la ecuación termodinámica, incluyendo la variación local y total de la temperatura potencial (Fig. 16a y 16b, respectivamente), la advección horizontal de temperatura potencial (Fig. 16c) y el término asociado a los movimientos verticales (Fig. 16d) dentro de la capa límite. Es interesante notar cómo entre los días 10 y 12 de junio la advección fría es evidente sobre el centro de la provincia de Buenos Aires, maximizándose sobre todo alrededor de las 48-60 horas de simulación (entre las 00Z y las 12Z del día 12 de junio; Fig. 16c). Entre los días 12 y 13 de junio, el avance del anticiclón postfrontal da lugar a una clara disminución en la intensidad del viento horizontal (Fig. 16c) así como también a una intensificación de los movimientos verticales descendentes que contribuyen a un calentamiento por compresión adiabática en la parte superior de la capa de mezcla (Fig. 16d). Es interesante notar que los descensos son más intensos durante las horas de la noche que es cuando el enfriamiento advectivo es reforzado por el enfriamiento radiativo en niveles bajos. Este comportamiento podría explicarse en base a la



Figura 11: Como en la Fig. 7, pero para las 12Z del día 14 de junio de 1967.

teoría cuasigeostrófica, dado que un sumidero de calor diabático cercano a superficie durante la noche estaría asociado a un incremento de los movimientos descendentes por encima de los niveles en donde actúa dicho sumidero; por el contrario, durante el día la fuente de calor diabático asociada al calentamiento radiativo y a su redistribución por la turbulencia dentro de la capa limite contribuirían al debilitamiento de los movimientos de descenso.

Los procesos antes mencionados determinaron que entre los días 13 y 14 de junio se alcanzaran los valores extremos fríos ya discutidos, a la vez que a partir del día 14 el alejamiento del anticiclón hacia el este propició una intensificación del viento y que las temperaturas se comenzasen a recuperar en forma gradual. La evolución de la variación local de temperatura potencial (Fig. 16a) muestra la evolución del

ciclo diurno radiativo y de cambios en la estratificación térmica de la atmósfera en niveles bajos, con aumentos (disminuciones) de la estabilidad en horas nocturnas (diurnas), en tanto que a través de la evolución de la variación total de temperatura potencial (Fig. 16b) se observa que el calentamiento diabático es máximo durante el día en niveles cercanos a la superficie pero se redistribuye en la vertical alcanzando alturas cercanas a los 1500 metros sobre el nivel del mar. Esto puede explicarse mediante la Fig. 17, donde se muestran las evoluciones de los cortes verticales de los términos de divergencia de flujo de calor turbulento (Fig. 17a) y radiativo (Fig. 17b). De dicha figura resulta claro que el termino diabático más importante es aquel relacionado con los flujos de calor desde la superficie y su redistribución vertical asociada a la turbulencia. No obstante, existe también un aporte al



Figura 12: Anomalías de espesor 500/1000(sombreado, en unidades de mgp) y de presión al nivel medio del mar (contornos, en unidades de hPa) a las 12Z del 11 de junio de 1967 respecto a los valores medios del mes de junio correspondientes al período 1961-2010.

enfriamiento nocturno vinculado al efecto de la divergencia de flujos radiativos en la atmósfera. Este efecto es más significativo cerca del nivel donde se produce la inversión térmica asociada al enfriamiento desde superficie ya que en ese punto se produce un máximo local del perfil de temperatura que favorece la divergencia de los flujos radiativos verticales en onda larga. Durante los tres primeros días de simulación (entre las horas 12 y 72) se aprecia que la divergencia de flujos turbulentos alcanza alturas mayores, en tanto que a partir del día 13 de junio, con la intensificación de los movimientos de subsidencia, dichos flujos quedan acotados a alturas menores.

#### 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se revisitó la situación sinóptica asociada al ingreso de aire frío que dio lugar a temperaturas mínimas extremadamente bajas en amplias zonas de la Argentina entre los días 11 y 14 de junio de 1967. En términos estadísticos, se documentó que dicha IAF provocó temperaturas mínimas extremas en especial en estaciones del centro de la Argentina y asimismo se mostró que dichos valores extremos representan los valores Meteoro logica

más bajos de temperatura mínima para el mes de junio durante el período 1961-2010, siendo incluso los valores más fríos de temperatura mínima del mes de junio en toda la historia de algunas estaciones (tal como en Observatorio Central Buenos Aires).

El análisis del perfil termodinámico de la IAF se centró en la estación Ezeiza dado que es la estación aerológica más cercana a donde se registraron los valores extremos más anómalos. Durante la ocurrencia de las temperaturas mínimas extremas, dicha localidad mostró un perfil típico de ingreso de aire frío y estabilidad, con una profunda inversión térmica en niveles bajos de la troposfera y temperaturas por debajo de lo normal llegando incluso hasta el nivel de 700 hPa. Es interesante notar que tanto el nivel de superficie como los niveles de 1000 y 700 hPa alcanzaron sus valores mínimos históricos de toda la serie (1961-2010) con esta irrupción fría. En todos los niveles, a su vez, dichos valores se encuentran más de 2 desvíos estándar por debajo de los valores medios para los respectivos niveles.

En términos de circulación, se encontró que la IAF de junio de 1967 se asoció al avance de una profunda vaguada en niveles medios y bajos de la atmósfera, la cual fue responsable de transportar aire muy frío subpolar desde el Atlántico Sur hacia el centro de Argentina. Esta irrupción polar se vinculó a una importante anticiclogénesis sobre el norte patagónico, donde se desarrolló un sistema anticiclónico de PNMM cercana a los 1035 hPa y que ayudó durante los días 13 y 14 de junio a dejar una amplia zona de vientos débiles o calmas, favoreciendo el enfriamiento radiativo y el descenso de temperaturas. Los campos de 250 hPa mostraron además cómo la propagación de energía baroclínica y la correspondiente amplificación de los sistemas de presión favoreció el ingreso del aire frío de latitudes altas hacia latitudes bajas del centro y norte de la Argentina. Este comportamiento ya fue reportado previamente por Garreaud (2000) en su caracterización de IAF sobre el sur de Sudamérica.



*Figura 13:* Campos de temperatura a 2 mts (sombreado, en °C) y presión al nivel medio del mar (contornos, en hPa) simulados por el modelo regional WRF inicializado a las 00Z del día 10 de junio de 1967, válido para las (a) 12Z del 11 de junio de 1967, (b) 12Z del 12 de junio de 1967, (c) 12Z del 13 de junio de 1967 y (d) 12Z del 14 de junio de 1967. Se muestra también, de corresponder, la ubicación de los frentes fríos, cálidos, semiestacionarios y ocluidos analizados en base a los campos de espesores y de presión al nivel medio del mar simulados por el modelo regional.



*Figura 14:* Trayectoria de la masa de aire entre las 00Z del día 10 de junio de 1967 y las 12Z del día 14 de junio de 1967 (cada 12 horas, círculos rosados) derivada a partir de la simulación realizada con el modelo WRF y temperatura de la superficie del mar (TSM) promediada durante el mes de junio de 1967 (sombreado, en °C). El período de simulación abarcó desde las 00Z del día 10 de junio hasta las 00Z del día 17 de junio de 1967.

En este trabajo también se calculó la trayectoria de dicha masa de aire así como también la de las cinco IAF más intensas de los últimos 50 años. En particular, la irrupción de 1967 se originó en el continente antártico y avanzó sobre el Mar Glacial Antártico y el Océano Atlántico Sur, donde fue sometida a una fuerte modificación de sus propiedades termodinámicas a través de los intensos flujos de calor de la superficie del océano. Esto se caracterizó a través de la simulación numérica de esta situación mediante el modelo regional WRF. Dicha simulación fue capaz de mostrar correctamente el desplazamiento de la masa de aire polar desde el Atlántico Sur rumbo al centro argentino y permitió cuantificar los diferentes mecanismos dinámicos y termodinámicos responsables de la IAF. Durante el tiempo de permanencia de la masa de aire sobre regiones oceánicas, la misma fue sometida a una fuerte modificación en niveles bajos a través de

### Meteoro logica

los intensos flujos de superficie. Mediante una intensa advección fría en capas bajas, esta masa de aire ingresó al país por la costa patagónica y fue transportada rumbo al centro de la Argentina. A partir del día 13 de junio, la advección térmica cesó sobre el centro argentino y el establecimiento de altas presiones favoreció una intensificación de los movimientos descendentes sobre la región, ayudando así a la estratificación del aire frío en niveles cercanos a la superficie, la escasa nubosidad y la correspondiente intensa pérdida de radiación en las noches y, así, las muy bajas temperaturas registradas en las mañanas de los días 13 y 14 de junio de 1967.

Indudablemente, la trayectoria de la masa de aire desde la costa antártica hacia la costa patagónica argentina y su tiempo de residencia relativamente corto sobre la superficie oceánica contribuyeron a que se registraran las temperaturas mínimas tan extremas. Aún así, sería interesante avanzar en identificar aspectos adicionales que puedan contribuir a entender porqué ingresos de aire frío que presentan configuraciones sinópticas similares dan lugar a temperaturas extremas en algunos casos y no en otros. Esto podría estar vinculado por ejemplo con el contenido de humedad del suelo previo a la irrupción fría, a la presencia o ausencia de cobertura de nieve sobre la región patagónica y a la extensión del borde de hielo marino alrededor de la Antártida, entre otros. Trabajos futuros podrían avanzar en esta línea, ya sea a través del análisis estadístico de situaciones observadas o mediante el modelado numérico, de modo de identificar los mecanismos implicados en situaciones sinópticas que provocan cada año un importante impacto social y económico sobre el sur de Sudamérica.

Agradecimientos: Los autores agradecen a Franco Piscitelli por sus aportes y comentarios durante el desarrollo de este trabajo y a los dos revisores anónimos por las sugerencias y recomendaciones que ayudaron a mejorar la claridad de la publicación.



*Figura 15:* Series temporales entre las 00Z del 10 de junio y las 12Z del 14 de junio siguiendo la trayectoria que se muestra en la Figura 13 de: (a) temperatura potencial (K), (b) altura (m), (c) calor diabático asociado a los flujos turbulentos en la capa limite y a la convección húmeda profunda (línea contínua) y a la radiación (línea discontinua, K h-1), (d) flujo de calor en superficie (Wm-2), durante el día 10 de junio (línea roja), 11 de junio (línea verde), 12 de junio (línea magenta), 13 de junio (línea celeste) y 14 de junio (línea azul).

#### REFERENCIAS

- Degelia S., Christian J., Basara J., Mitchell T., Gardner D., Jackson S., Ragland J., y Mahan H., 2016: An overview of ice storms and their impact in the United States. Int. J. Climatol., 36, 2811-2822.
- Durre I., Xungang Y., Vose R., Applequist S., y Arnfield J., 2016: Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA), Version 2. NOAA National Centers for Environmental Information, doi: 10.7289/V5X63X0Q.
- Escobar G., y Bischoff S., 1999: Meteorological situations associated with significant temperature falls in Buenos Aires: an application to the daily consumption of

residential natural gas. Meteor. Appl., 6, 253-260.

- Garreaud R., 1999: Cold air intrusions over subtropical and tropical South America: a numerical case study. Mon. Wea. Rev., 127, 2823-2853.
- Garreaud R., 2000: Cold air intrusions over subtropical and tropical South America: mean structure and dynamics. Mon. Wea. Rev., 128, 2544-2559.
- Glisan, J.M., Gutowski W. J., Cassano J. J., y Higgins M. E., 2013: Effects of Spectral Nudging in WRF on Arctic Temperature and Precipitation Simulations. J. Climate, 26, 3985–3999,



*Figura 16:* Perfiles verticales correspondientes a diferentes términos de la ecuación termodinámica como función del tiempo (horas desde el inicio de la simulación): (a) derivada local de la temperatura potencial (sombreado, K hr-1) y temperatura potencial (K, contornos), (b) derivada total de de la temperatura potencial (sombreado, K hr-1) y temperatura (K, contornos), (c) advección horizontal de temperatura potencial (sombreado, K hr-1) y magnitud del viento (m s-1, contornos), (d) advección vertical de temperatura potencial (sombreado, K hr-1) y velocidad vertical (cm s-1, contornos). Todas las variables se encuentran promediadas sobre la región indicada en el rectángulo de la Figura 14.



*Figura 17:* Perfil vertical como función del tiempo de la divergencia de flujo turbulento vertical de calor (sombreado, K hr-1) (a) y de la divergencia del flujo radiativo vertical de calor (b) (sombreado, K hr-1). Todas las variables se encuentran promediadas sobre la región indicada en el rectángulo de la Figura 14.

https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00318.1

- Hong, S.-Y., y Pan H.-L., 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. Mon. Wea. Rev., 124, 2322–2339.
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. J. Appl. Meteor., 43, 170–181.
- Kalnay E., y coautores, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.
- Lichtenstein E., 1989: Some influences of the Andes cordillera on the synoptic-scale circulation. 3rd International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Buenos Aires. Amer. Meteor. Soc., 190-191.
- Mlawer, E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J., y Clough S. A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long wave. J. Geophys. Res., 102 (D14), 16 663–16 682
- Müller G., y Berri G., 2007: Atmospheric circulation associated with persistent

generalized frosts in central-southern South America. Mon. Wea. Rev., 135, 1268-1289.

- Rayner N., Parker D., Horton E., Folland C., Alexander L., Rowell D., Kent E., y Kaplan A., 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. J Geophys Res D: Atmospheres, 108, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Roussel M., Pontier D., Cohen J., Lina B., y Fouchet D., 2016: Quantifying the role of weather on seasonal influenza. BMC Public Health, 16, 441.
- Rusticucci M., y Vargas W., 1995: Synoptic situations related to spells of extreme temperatures over Argentina. Meteor. Appl., 2, 291-300.
- Salio P., Campetella C., Ruiz J., García Skabar Y., y Nicolini M., 2006: Nevadas en el sudeste bonaerense: climatología sinóptica y un caso de estudio. Meteorologica, 31, 67-83.
- Saucedo M., Bertolotti M., y Saurral R., 2009: Circulación predominante sobre el sur de Sudamérica durante el invierno del año 2007. Actas del CLIMET XIII/CONGREMET X, Buenos Aires.
- Scian B. V., 1970: Situación sinóptica asociada a las temperaturas extremas observadas en junio de 1967. Meteorologica, 1, 22-37.
- 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. NCAR Tech Note NCAR TN-4681STR, 100 pp.
- Stein A., Draxler R., Rolph G., Stunder B., Cohen M., y Ngan F., 2015: NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. Bull. Amer. Meteor. Soc., 96, 2059-2077.
- Vera C., y Vigliarolo P., 2000: A diagnostic study of cold-air outbreaks over South America. Mon. Wea. Rev., 128, 3-24.
- Waldron, K. M., Peagle J., y Horel J. D., 1996: Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited-area model to outer model options. Mon. Wea. Rev., 124, 529–547.
- Walsh J., Phillips A., Portis D., y Chapman W., 2001: Extreme cold outbreaks in the United

Revisitando la irrupción de aire frío extrema...

eteopo ]02 CA

States and Europe. J. Climate, 14, 2642-2658.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la

licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

#### EVALUACIÓN PRELIMINAR DE UN SISTEMA DE PRONÓSTICO DE PRECIPITACIÓN A MUY CORTO PLAZO BASADO EN LA EXTRAPOLACIÓN DE DATOS SINTÉTICOS DE RADAR

Aldana Arruti<sup>1,3</sup>, Juan Ruiz<sup>1,2,3</sup>, Paola Salio<sup>1,2,3</sup> y Yanina García Skabar<sup>1,3,4</sup>

#### $^{1}$ CONICET

<sup>2</sup>Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, CONICET, UBA <sup>3</sup>UMI-Instituto Franco Argentino sobre Estudios del Clima y sus Impactos CNRS 3351 <sup>4</sup>Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 7 de noviembre de 2017, en su versión final el 28 de junio de 2018)

#### RESUMEN

El centro y norte de Argentina es una de las regiones más favorables a nivel mundial para la ocurrencia de eventos meteorológicos de alto impacto. Dichos eventos pueden generar precipitaciones intensas, granizo de gran tamaño y/o vientos extremos, causando enormes perjuicios para la población. Por ello, es fundamental avanzar en la mejora del pronóstico a muy corto plazo (0-6 horas) de este tipo de eventos.

En el presente trabajo se desarrolla y evalúa un modelo de pronóstico basado en técnicas de extrapolación del campo de reflectividad medida por los radares meteorológicos, partiendo de la hipótesis de que la evolución de los sistemas precipitantes puede ser pronosticada en el muy corto plazo asumiendo persistencia lagrangiana. El método consiste en un primer paso, en la estimación del campo vectorial que describe el desplazamiento de la reflectividad. Posteriormente ese campo de movimiento es utilizado para extrapolar el desplazamiento del campo de reflectividad utilizando un método advectivo semi-lagrangiano. En este trabajo se comparan diferentes variantes del algoritmo que estima el desplazamiento del campo de reflectividad y su impacto en el pronóstico de la evolución del campo de reflectividad a 2 horas de plazo.

Los experimentos son llevados a cabo para un caso que representa la evolución de un sistema convectivo sobre la zona central de Argentina. Se utilizan datos sintéticos de radar generados a partir de una simulación numérica con alta resolución que resuelve explícitamente la dinámica de la convección.

Palabras clave: pronóstico a muy corto plazo, radar, reflectividad.

#### PRELIMINARY EVALUATION OF A VERY SHORT TERM PRECIPITATION FORECAST SYSTEM BASED ON THE EXTRAPOLATION OF RADAR SYNTHETIC DATA

#### ABSTRACT

Central and northern Argentina are one of the most favorable regions for the occurrence of high impact meteorological events. These events can generate intense precipitation, large hail and/or extreme winds, causing enormous damages to the

Dirección Electrónica: aarruti@smn.gov.ar

population. Therefore, it is essential to make progress in improving very short-term weather forecasts (0-6 hours) of this type of events.

In this work, a very-short term forecast model based on extrapolation techniques of the reflectivity field is developed and evaluated. This method assumes that precipitating systems can be described from their movement, estimated from the latest available information and consists in two steps. Firstly, it estimates a vector field describing the displacement of the reflectivity field. Secondly, this motion field is used to extrapolate the reflectivity field displacement using a semi-lagrangian advective method. In this work we compare different variants in the algorithm that estimates the displacement of the reflectivity field and its impact on 2-hr reflectivity field forecasts.

Experiments were performed for a case that represents the evolution of a convective system over central Argentina. We use synthetic radar data generated from a numerical simulation with high resolution that explicitly resolved convection dynamics.

Keywords: nowcasting, radar, reflectivity.

#### 1. INTRODUCCIÓN

Los pronósticos de precipitación se han convertido en una herramienta esencial para diferentes aplicaciones. No obstante, es uno de los que presenta un grado mayor de incertidumbre debido a la complejidad de los mecanismos físicos involucrados en la generación de la precipitación y en la naturaleza multiescala de dichos mecanismos.

De acuerdo con Reyniers (2008), los modelos numéricos globales no pueden pronosticar adecuadamente la precipitación durante las primeras horas de pronóstico, debido a que los sistemas de asimilación de datos en estas escalas no están preparados para inicializar adecuadamente la estructura de los sistemas precipitantes. Si bien existen sistemas de asimilación en alta resolución capaces de mejorar significativamente el desempeño de los pronósticos numéricos en las primeras horas, los mismos solo se encuentran disponibles en algunas regiones y son sumamente costosos computacionalmente. Por tal motivo, es necesario contar con metodologías que permitan obtener un pronóstico de precipitación confiable a corto plazo (0-6 horas) y que se encuentre disponible en tiempos operacionales. La extrapolación temporal de los datos medidos

por sensores remotos (radar, satélite y detectores de descargas eléctricas) ha sido una de las técnicas más utilizadas para este fin (Wilson et al., 1998).

Dichas técnicas se basan en la utilización de información de sensores remotos para realizar una descripción de la ubicación y desplazamiento de los sistemas precipitantes. Dicho desplazamiento es luego utilizado para realizar un pronóstico por extrapolación. Las técnicas pueden dividirse en dos grandes grupos: las técnicas basadas en la identificación y seguimiento de objetos individuales (seguimiento de celdas) y las técnicas basadas en la estimación de un campo de vectores de movimiento (VM).

Las técnicas basadas en la identificación y seguimiento de objetos utilizan criterios para segmentar un campo escalar como puede ser el de reflectividad o tasa de precipitación en una cantidad limitada de objetos a los cuales se puede asignar una serie de propiedades (tamaño, forma, intensidad, velocidad). Por otro lado, dichas técnicas realizan un seguimiento en el tiempo de los objetos, asociando los objetos identificados en imágenes sucesivas. El pronóstico a corto plazo puede llevarse a cabo en este caso extrapolando el movimiento de los

objetos en base al desplazamiento observado en el pasado. Existen diversas técnicas basadas en estos principios que difieren en la manera en la que se definen los objetos, la forma en la que se identifica la continuidad de los objetos en imágenes sucesivas y la manera en la que se tratan las fusiones y separaciones de objetos. Entre las técnicas más utilizadas podemos citar TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting; Dixon and Wiener, 1993), SCIT (Storm Cell Identification and Tracking; Johnson et al., 1998), TRACE3D (Handwerker, 2002). Una de las principales limitaciones de estas técnicas es que en muchos casos es difícil definir objetos individuales (por ejemplo en presencia de sistemas convectivos de gran tamaño o la presencia de áreas de precipitación estratiforme) que puedan ser caracterizados adecuadamente por un único VM.

Las técnicas basadas en la obtención de un campo de VM buscan definir un campo de movimiento que pueda caracterizar el desplazamiento y la deformación de las áreas precipitantes, a partir de una secuencia de imágenes. Dicho campo de movimiento, se usa luego para advectar en el tiempo un campo escalar que puede ser la reflectividad, la tasa de precipitación u otra cantidad. Existen numerosas técnicas basadas en este principio: Rinehart and Garvey (1978) propusieron la técnica de Tracking Radar Echoes by Correlation (TREC) para determinar el campo de movimiento que mejor explica la transición entre 2 o más imágenes sucesivas utilizando el concepto de seguimiento de áreas. Una de las limitaciones de la técnica TREC, es que las velocidades estimadas muchas veces presentan poca coherencia espacial, produciendo entre otras cosas fuertes convergencias y divergencias en el campo de movimiento. Para solucionar este problema, Li et al. (1995) introdujeron la técnica CO-TREC, en donde se impone al campo de movimiento horizontal estimado la condición de no divergencia. Por otra parte, Laroche et al. (1994) propusieron una forma alternativa para la obtención del campo de VM, basado en un algoritmo variacional que busca el campo de movimiento que minimiza

la distancia entre la advección de una imagen y la imagen obtenida en un tiempo posterior. Incorporando además un término adicional en la función de costo que impone una condición de suavidad espacial sobre el campo de movimiento obtenido. Este algoritmo fue implementado en el MAPLE (McGill Algorithm for Precipitation Nowcasting by Lagrangian Extrapolation; Germann and Zawadzki, 2002). Dado que las escalas espaciales más pequeñas tienen asociados tiempos de vida menores y por ende son menos predecibles, Seed (2003) propuso el modelo S-PROG (Spectral Prognosis), el cual tiene la habilidad de filtrar las escalas menos predictibles a medida que el tiempo de pronóstico aumenta. Este tipo de consideraciones también fue incorporada en el algoritmo MAPLE (Turner et al., 2004).

En la actualidad existen numerosos sistemas de pronóstico a muy corto plazo funcionando de forma operativa. El Observatorio de Hong Kong emplea el sistema SWIRLS (Short-range Warnings of Intense Rainstorms in Localized Systems; Li and Lai, 2004; Woo and Wong, 2017) que combina las técnicas TREC y GTrack (Group Tracking of Radar echoes). Europa central cuenta con INCA-CE (Integrated Nowcasting Comprehensive Analysis - Central Europe; (Wang et al., 2017) desarrollado originalmente en Austria y usado por 24 servicios meteorológicos de Austria, República Checa, Alemania, Hungría, Italia, Polonia, Eslovaquia y Eslovenia. El sistema del National Center for Atmospheric Research (Mueller et al., 2003) es uno de los más complejos, ingesta datos de reflectividad, velocidad doppler, satélite, sondeos, entre otros. El algoritmo MAPLE brinda un pronóstico de tres tipos de precipitación a 3 horas a partir de un mosaico de imágenes de radar sobre el sudeste de Quebec y el noreste de Estados Unidos (Radhakrishna et al., 2012). La oficina meteorológica del Reino Unido utiliza el sistema NIMROD que integra técnicas de pronóstico a muy corto plazo con productos de un modelo numérico y el sistema STEPS que genera un pronóstico probabilístico de precipitación basado en ensambles (Golding et al., 1998; Bowler et al.,

Evaluación preliminar de un sistema de pronóstico...

### Meteoro logica

#### 2006).

Actualmente, el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) emite avisos a muy corto plazo (ACP; Lohigorry et. al., 2018) cuando en un área determinada se observan condiciones favorables para la ocurrencia de tormentas fuertes o severas basados en el análisis de imágenes satelitales y de radar. Por tal motivo, la emisión de estos avisos, se produce únicamente en el área de cobertura de la red de radares con la que cuenta actualmente el país, los cuales se encuentran ubicados en Ezeiza, Córdoba, Pergamino, Paraná y Anguil. La cobertura de radares continúa en expansión a través del Sistema Nacional de Radares Meteorológicos. Actualmente, el desplazamiento de los sistemas precipitantes que se utiliza para la elaboración de los ACP, así como la evaluación de su intensidad y potencial de severidad se obtiene de forma subjetiva. Los ACP tienen una validez de 3 horas desde su emisión. Finalizadas las tres horas el pronosticador actualiza el polígono del área afectada y los posibles fenómenos. La implementación de las técnicas de extrapolación de datos de radar que brindan información detallada sobre la posible estructura y evolución de las tormentas convectivas podría conllevar a una mejora de los ACP proveyendo una forma objetiva de estimar la evolución futura de los sistemas precipitantes. Por otra parte, las técnicas de pronóstico a muy corto plazo pueden ser extendidas a la extrapolación de regiones favorables para la ocurrencia de granizo, o asociadas a actividad eléctrica intensa como se ha implementado en el sistema SWIRLS, lo cual contribuiría a mejorar también el pronóstico a muy corto plazo de este tipo de fenómenos.

En Argentina son pocos los trabajos que han abordado el estudio del desempeño de técnicas de pronóstico a muy corto plazo basado en extrapolación de datos de radar (Gimenez and Macor, 2015). En particular interesa saber cómo se comportan este tipo de técnicas en presencia de sistemas precipitantes como los que frecuentemente ocurren en la zona centro y norte de Argentina. En esta zona, la convección frecuentemente ocurre organizada en forma de sistemas convectivos de mesoescala que presentan extensiones espaciales extremas a nivel global (Zipser et al., 2006). Este tipo de sistemas explica aproximadamente el 80 % de la precipitación que se registra durante la estación cálida (Zipser et al., 2006; Vidal 2014). Es por tal motivo que resulta de particular interés avanzar en el estudio del desempeño de las técnicas de extrapolación para el pronóstico de la evolución del campo de precipitación asociado a dichos sistemas.

El objetivo de este trabajo está centrado en un análisis de sensibilidad de un algoritmo de pronóstico a corto plazo basado en la extrapolación de ecos de radar. En particular se explora la sensibilidad de dicho algoritmo a diferentes parámetros involucrados en el cálculo de los VM. La técnica está basada en un algoritmo de tracking similar a TREC para determinar los VM y en la utilización de un esquema advectivo semi-lagrangiano para advectar el campo de reflectividad. El estudio de la sensibilidad se realiza a través de un experimento idealizado, en donde las observaciones de radar son simuladas en forma sintética a partir de una simulación de alta resolución realizada con un modelo numérico. Dicha simulación corresponde a la ocurrencia de un sistema convectivo de mesoescala sobre la zona central de Argentina.

Este trabajo está organizado de la siguiente forma: en la sección 2 se presentan los datos utilizados, la metodología empleada para el cómputo de los VM, la advección para la obtención de un pronóstico y el seteo experimental para los diferentes parámetros utilizados. En la sección 3 se discuten los resultados obtenidos. Finalmente en la sección 4 se presentan las conclusiones.

# DATOS Y METODOLOGÍA DATOS DE REFLECTIVIDAD

Los campos de reflectividad que se utilizan en el presente trabajo se simulan utilizando el modelo numérico Weather Research and Forecasting con núcleo dinámico ARW (WRF-ARW V3.6.1). Se emplean 3 retículas anidadas de 10km, 2km y 500m de resolución espacial y paso temporal de 40, 6 y 2 segundos respectivamente. Las retículas 1 y 2 fueron inicializadas a las 12 UTC del 22 de enero de 2014 (4 horas antes del inicio de los experimentos de pronóstico a muy corto plazo) y la retícula 3 se inicializa a las 15UTC usando como condición inicial el estado de la retícula 2 en dicho momento.

La reflectividad se calcula a partir del contenido de agua de lluvia, graupel y nieve en la simulación realizada con el modelo WRF. Dichos valores de reflectividad son interpolados a una altura de 2 km por encima de la superficie que se encuentra dentro del rango de valores típicamente utilizados para este tipo de aplicaciones (Sokol et. al., 2017; Woo and Wong 2017) y a una retícula con una resolución horizontal de 2 km cubriendo un dominio con una dimensión horizontal de 500 km x 500 km. La frecuencia temporal de los datos sintéticos es de 5 minutos y el período simulado se extiende entre las 15 y las 22UTC del 22 de enero de 2014. Durante este período se produjo la iniciación y desarrollo de un sistema convectivo de mesoescala que produjo precipitaciones intensas sobre el centro de Argentina (Figura 1). La resolución utilizada en el modelo permite la representación explícita de la convección húmeda profunda que ocurre en la parte delantera de dicho sistema dando lugar a un comportamiento realista en términos de las tasas de crecimiento y desplazamiento del sistema durante la etapa de formación y madurez.

Dado que la condición inicial utilizada no contiene información sobre las nubes, la convección húmeda profunda se inicia durante las primeras horas de la simulación. Este período es considerado como el proceso de spin-up del modelo, no obstante en este trabajo se lo asocia con la etapa de iniciación de la convección (Sobash et al., 2013; Otsuka et al., 2015).

La utilización de una simulación numérica para

generar los campos de reflectividad permite evaluar la potencialidad de la técnica de extrapolación en un contexto controlado, sin la complejidad asociada a los errores presentes en los datos de radar. A la vez el modelo numérico es capaz de reproducir en forma realista los procesos que llevan al crecimiento y propagación de los sistemas precipitantes como el que se discute en el presente trabajo. No obstante la utilización de datos sintéticos puede sobreestimar la calidad del desempeño de los algoritmos de pronóstico a muy corto plazo (Otsuka et al., 2015). Esto se debe fundamentalmente al filtrado de las escalas que el modelo no puede simular explícitamente y que son las que pierden predictibilidad más rápidamente (Seed, 2003), la ausencia de atenuación, ecos no meteorológicos y otros efectos que normalmente afectan negativamente el desempeño de los pronósticos por extrapolación debido a que dificultan la estimación del campo de vectores de movimiento (Zawadzki, 1984).

#### 2.2 METODOLOGÍA

El método de extrapolación implementado utiliza una técnica basada en la advección de un campo de reflectividad. Esta técnica parte de la metodología TREC (Rinehart and Garvey, 1978), pero incluye también la posibilidad de utilizar error cuadrático medio como medida de similitud (e.g. Sokol et al., 2017) y se complementa con una etapa de post-procesamiento de los VM que busca reducir las limitaciones de la técnica TREC mediante el control de calidad y el suavizado de los VM obtenidos. Por ese motivo denominamos a esta implementación Smooth Tracking Reflectivity Echos by Similarity (S-TRES). A partir del campo estimado de VM, se realiza la advección del campo de reflectividad utilizando un esquema advectivo semi-lagrangiano. Este método consta de 3 etapas: a. Estimación preliminar de un campo de VM basados en métricas de similitud; b. Control de calidad y suavizado del campo obtenido; c. Extrapolación del campo de reflectividad utilizando el esquema advectivo semi-lagrangiano. La implementación

Meteoro logica



*Figura 1:* Secuencia de datos sintéticos de reflectividad a 2 km correspondiente al día 22 de enero de 2014 para las horas de 16 UTC (a), 17 UTC (b), 18 UTC (c), 19 UTC (d), 20 UTC (e), 21 UTC (f).

del algoritmo se llevó a cabo utilizando un código de desarrollo propio que combina Python 2.7 y Fortran y que se encuentra paralelizado

para sistemas de memoria compartida utilizando OpenMP. El código se encuentra disponible en: https://github.com/arrutia/MV.git.

#### 2.2.1. ESTIMACIÓN DE LOS VECTORES DE MOVIMIENTO

En el presente estudio, la determinación de los VM se realiza en dos pasos, el primer paso consiste en una estimación preliminar de los VM a partir de una técnica que mide la similitud entre 2 campos de reflectividad en tiempos sucesivos basada en la propuesta por Rinehart and Garvey (1978) y Sokol et al. (2017). Se calcula el VM para cada punto de retícula, para lo que se define un área cuadrada alrededor de cada uno de los puntos. A fin de definir los bloques correspondientes a los puntos de retícula del borde o cercanos a éste, se extiende el dominio original en forma artificial en todas las direcciones asignando un valor de 0 a los puntos de retícula que resultan de dicha extensión.

Cada bloque del campo de reflectividad correspondiente a un tiempo determinado  $(t_0 - \Delta t)$  se compara con los bloques correspondientes a una imagen posterior  $(t_0)$  que se encuentran a una distancia menor a un umbral fijo (Figura 2). Este umbral establece una cota superior a la intensidad de los VM que se fija en función de las velocidades máximas que se estima pueden alcanzar los sistemas precipitantes en una determinada región. Con el fin de incrementar la precisión de los VM estimados y para reducir el costo computacional de la técnica, los VM solo se calculan a partir de bloques en donde más de un 4 % de los píxeles tienen valores de reflectividad por encima de 0 dBZ.

Otro aspecto importante de la técnica que puede tener un impacto sobre el cálculo de los VM es la medida de similitud que se emplea para comparar los bloques correspondientes a diferentes tiempos. En este trabajo, se utilizan dos medidas de similitud para la comparación entre los bloques de reflectividad de los campos sucesivos. La primera métrica es el coeficiente de correlación lineal, en cuyo caso para cada punto de retícula, podemos definir una matriz de similitud (MS) cuyos elementos contienen la correlación entre los bloques de reflectividad en el tiempo  $t_0 - \Delta t$ y los bloques de reflectividad en el tiempo  $t_0$ desplazados  $\delta i$  y  $\delta j$  puntos de retícula en la dirección de i y j respectivamente:

$$MS_{\delta i,\delta j} = \frac{\sum_{i} \left[ \left( R(i)_{(x,y,t_{0}-\Delta t)} - \overline{R_{(x,y,t_{0}-\Delta t)}} \right) \left( R(i)_{(x-\delta i,y-\delta j,t_{0})} - \overline{R_{(x-\delta i,y-\delta j,t_{0})}} \right) \right]}{\sqrt{\sum_{i} \left[ R(i)_{(x,y,t_{0}-\Delta t)} - \overline{R_{(x,y,t_{0}-\Delta t)}} \right]^{2} \sum_{i} \left[ R(i)_{(x-\delta i,y-\delta j,t_{0})} - \overline{R_{(x-\delta i,y-\delta j,t_{0})}} \right]^{2}}}$$
(1)  
con  $|\delta i| \leq \delta i_{m \acute{a}x}, |\delta j| \leq \delta j_{m \acute{a}x}$ 

Donde, x e y son las coordenadas del centro del bloque,  $\delta i \ge \delta j$  representan los desplazamientos cuyo módulo está acotado por  $\delta i_{m\acute{a}x} \ge \delta j_{m\acute{a}x}$  respectivamente.  $R_{(x,y,t_0-\Delta t)}$  es un vector que contiene el valor de la reflectividad en todos los puntos de retícula contenidos en el bloque centrado en x e y al tiempo  $t_0 - \Delta t$ ,  $\overline{R_{(x,y,t_0-\Delta t)}}$  es el valor medio de los elementos de dicho vector.  $R_{(x-\delta i,y-\delta j,t_0)}$  es un vector conformado por el valor de reflectividad en los puntos de retícula del bloque centrado en  $x - \delta i = y - \delta j$  en  $t_0 \ge \overline{R_{(x-\delta i,y-\delta j,t_0)}}$  el valor medio de dicho vector.

La otra métrica de similitud utilizada se basa en el error cuadrático medio (ECM). En este caso, los elementos de la MS se definen de acuerdo a la siguiente expresión:

$$MS_{\delta i,\delta j}(x,y) =$$

$$N$$

$$\frac{N}{\sum_{i} \left[ R(i)_{(x,y,t_0-\Delta t)} - R(i)_{(x-\delta i,y-\delta j,t_0)} \right]^2 + N}$$
(2)

Donde N es la cantidad total de puntos de retícula en el bloque.

Para estimar el VM, primero se identifica el

Evaluación preliminar de un sistema de pronóstico...





*Figura 2:* Esquema de la técnica TREC para la obtención del VM de reflectividad (sombreado) entre los tiempos  $t_0 - \Delta t$  y  $t_0$ .

desplazamiento óptimo  $(\Delta x_{opt}, \Delta y_{opt})$  que se define como aquel que produce el máximo de similitud entre los dos campos de reflectividad. En este trabajo y siguiendo a Otsuka et al., (2015), el desplazamiento que se utiliza para estimar el VM, es un promedio pesado de los desplazamientos que corresponden a las posiciones que rodean al desplazamiento asociado al máximo de la MS y el peso utilizado es el valor de la similitud. Este desplazamiento pesado puede tomar esencialmente cualquier valor, mientras que el desplazamiento calculado a partir de la posición del máximo de la norma sólo puede tomar valores enteros.

$$u_{(x,y)} = \frac{\Delta x}{\Delta t} \delta i \tag{3}$$

$$v_{(x,y)} = \frac{\Delta y}{\Delta t} \delta j \tag{4}$$

Con

$$\overline{\delta i_{(x,y)}} = \frac{\sum \delta i M S_{\delta i, \delta j}}{\sum M S_{\delta i, \delta j}} \tag{5}$$

$$\overline{\delta j_{(x,y)}} = \frac{\sum \delta j M S_{\delta i, \delta j}}{\sum M S_{\delta i, \delta j}} \tag{6}$$

Donde  $\delta i$  y  $\delta j$  son los desplazamientos alrededor del desplazamiento que corresponde al máximo de la norma.

Una de las debilidades de la técnica TREC es que la estimación de los VM suele presentar resultados ruidosos cuando se intentan analizar los detalles de menor escala asociados al desplazamiento y deformación de los sistemas de precipitación (Li et al., 1995). Existen en la literatura diversas alternativas para reducir esta limitación de la técnica. Por ejemplo, la técnica COTREC (COntinuity TREC; Li et al., 1995) impone la condición de no divergencia para el campo movimiento en una etapa de post-procesamiento con el fin de reducir los errores en la estimación de los VM, la técnica SWIRLS (Li y Lai., 2004), en cambio, emplea un umbral para el ángulo de desviación entre los VM obtenidos utilizando TREC y luego aplica un filtro de Cressman al campo de movimiento. Por otra parte, Sokol et. al. (2017) emplean el error cuadrático medio como medida de similitud entre las imágenes consecutivas de reflectividad y luego aplica un filtro gaussiano a las componentes del campo de movimiento. En el presente trabajo se emplean dos pasos adicionales orientados a incrementar la suavidad del campo de movimiento. En primer lugar se aplica un control de calidad que permite detectar desplazamientos estimados que se encuentran muy afectados por el ruido, y en segundo lugar se aplica un suavizado espacial del campo de

VM mediante un filtro Gaussiano que permite filtrar parte del ruido remanente. El control de calidad desarrollado en este trabajo se basa en el cálculo de anomalías locales en el campo de VM. A tal efecto, se calcula la diferencia entre la magnitud del VM obtenido en cada punto de retícula y la media local de la magnitud en un área de 61 x 61 puntos de retícula centrado alrededor de dicho punto de retícula. Si el módulo de la diferencia excede los 7 m/s, el VM en dicho punto es considerado dudoso y reemplazado por un código de dato faltante.

Una vez realizado el control de calidad, se procede a completar el campo de VM. Dado que la técnica utilizada solo produce estimaciones de VM en los puntos de retícula cercanos a los sistemas precipitantes, es necesario proveer un valor en todos los demás puntos de forma tal de producir una estimación completa de los VM sobre todo el dominio, la cual es requerida para llevar adelante la extrapolación. Para ello se toma el VM medio sobre todo el dominio, y se asigna dicho VM a todos los puntos de retícula donde la técnica no permite estimar los VM dada la ausencia de valores reflectividad de sistemas precipitantes. Una vez completo el campo de VM sobre todo el dominio, se aplica un filtro gaussiano en dos dimensiones. El mismo tiene dos finalidades: por un lado reducir el efecto de las discontinuidades introducidas al momento de completar el campo de VM y por otro lado reducir el ruido en la estimación de los VM. El filtro gaussiano se implementa con una escala horizontal de 40 km.

#### 2.2.2. EXTRAPOLACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DE LOS SISTEMAS PRECIPITANTES

La advección del campo de reflectividad a partir de los VM obtenidos con S-TRES, se realiza utilizando un esquema advectivo semi-Lagrangiano (Robert, 1981) hacia atrás. El problema a resolver presenta la siguiente forma:

$$\frac{\partial R}{\partial t} + u_{(x,y)}\frac{\partial R}{\partial x} + v_{(x,y)}\frac{\partial R}{\partial y} = 0 \qquad (7)$$

Donde R representa el campo de reflectividad y u y v representan las componentes zonal y meridional de los VM respectivamente. La Ecuación 7, asume persistencia en el sentido lagrangiano, es decir que la variable R es transportada por el campo de VM, pero no existen fuentes o sumideros de R que puedan modificar la intensidad de los sistemas precipitantes en el tiempo. Por otra parte, los VM se asumen constantes durante el pronóstico lo que puede llevar a errores dado que el campo de movimiento real puede variar ante cambios en la situación sinóptica, como por ejemplo ante el pasaje de un sistema frontal. Esta invariabilidad supuesta en el campo de movimiento genera errores que producen una menor performance de los pronósticos obtenidos (Woo and Wong, 2017). En diferentes trabajos se intenta considerar la variabilidad en la intensidad del sistema precipitante, por ejemplo, Torres et al. (2016) desarrollan una técnica de predicción inmediata implementando un modelo no lineal con componentes estocásticos y deterministas.

El esquema advectivo semi-lagrangiano hacia atrás implementado determina la posición de la cual proviene la parcela en cada paso temporal mediante las siguientes ecuaciones:

$$x_i = x_f - u_{(x_f, y_f)} \frac{\tau}{\Delta x} \tag{8}$$

$$y_i = y_f - v_{(x_f, y_f)} \frac{\gamma}{\Delta y} \tag{9}$$

Donde  $x_i$  e  $y_i$  representan las coordenadas del punto de retícula inicial del cual proviene la parcela.  $x_f$  e  $y_f$  representan las coordenadas del punto de retícula al cual llega en un tiempo  $t_i + \tau$ luego de ser advectada por el campo de VM.

Así, la solución para el problema de advección (Ecuación 7) está dada a través de la siguiente ecuación:

$$R_{(x_f, y_f, t_i + \tau)} = R_{(x_i, y_i, t_i)} \tag{10}$$

Donde  $R_{(x_f, y_f, t_i + \tau)}$  es el valor del campo de reflectividad a pronosticar para el tiempo  $t_i + \tau$ y el punto de retícula  $x_f$  y  $y_f$ .  $R_{(x_i, y_i, t_i)}$  es el valor del campo de reflectividad en la posición de origen de la parcela. Este punto no coincide con un punto de retícula por lo que para poder determinar el valor del campo de reflectividad allí se realiza una interpolación a partir de splines cúbicos.

#### 2.3 VALIDACIÓN DE LOS PRONÓSTICOS

A fin de evaluar la calidad de los pronósticos obtenidos se utilizan índices basados en la ocurrencia de valores de reflectividad por encima de un determinado umbral y una tabla de contingencia, en donde se indican las frecuencias de los siguientes eventos: aciertos, corresponden a los casos en donde la reflectividad observada v la pronosticada están por encima del umbral seleccionado, sorpresas corresponden a los casos en donde la reflectividad observada está por encima del umbral, pero la pronosticada está por debajo; falsas alarmas corresponden a los casos en los que la reflectividad pronosticada se encuentra por encima del umbral pero la observada se encuentra por debajo; y correctos negativos que corresponden a los casos en los que tanto la reflectividad observada como pronosticada están por debajo del umbral. A partir de dicha tabla, se calcula el índice categórico Equitable Threat Score (ETS), que tiene en cuenta la habilidad del pronóstico para representar la magnitud y ubicación de los sistemas precipitantes y se define como:

$$ETS = \frac{A - A_{azar}}{A + S + FA - A_{azar}}$$
(11)

$$A_{azar} = \frac{(A+S)(A+FA)}{N} \tag{12}$$

Donde A es la frecuencia de aciertos, S es la frecuencia de sorpresas, FA es la frecuencia de falsas alarmas,  $A_{azar}$  es la frecuencia de aciertos que ocurren por azar y N es la cantidad total de pares pronóstico-observación considerados en el cálculo. El rango de valores que puede tomar este índice se extiende entre  $-\frac{1}{3}$  y 1, siendo el valor de 1 el que corresponde a un pronóstico perfecto y un valor de 0 el que corresponde a un pronóstico que tiene el mismo nivel de acierto que un pronóstico al azar.

#### 2.4 DEFINICIONES EXPERIMENTALES

La técnica de extrapolación propuesta se basa en la hipótesis de persistencia Lagrangiana del campo de reflectividad. Debido a esto, se espera que el desempeño de la misma sea mejor durante la etapa madura del sistema convectivo, en donde dicha hipótesis está más cerca de cumplirse. Por otra parte, es esperable que la técnica presente un peor desempeño durante la etapa de desarrollo del sistema convectivo, cuando se incrementa el área abarcada por el sistema y la intensidad de la reflectividad asociada al mismo. Por este motivo la verificación de los pronósticos se lleva adelante agrupando los mismos en dos períodos, uno correspondiente a la etapa de desarrollo, y otro correspondiente a la madurez del sistema convectivo.



*Figura 3:* Porcentaje del área total del dominio con reflectividad mayor a 20 dBz (línea azul) y tasa de crecimiento (% de área con reflectividad mayor a 20 dBZ por minuto) multiplicada por un factor de 100 (línea verde).

La Figura 3 muestra la evolución temporal del porcentaje del dominio con reflectividad observada mayor a 20 dBZ y la tasa de crecimiento del área calculada a intervalos de 5 minutos. A partir de la evolución observada, se define a la etapa de desarrollo como el período caracterizado por una fuerte tasa de crecimiento e intensificación de la reflectividad que comprende el período entre las 16:00 y 17:30 UTC. La etapa de madurez, se define como aquella en donde las tasas de crecimiento son menores a las observadas durante la iniciación. Esta etapa se extiende aproximadamente entre las 18:00 y 19:30 UTC. En total se realizan 4 pronósticos en cada una de las etapas, inicializados con una frecuencia de 30 minutos y extendiéndose por 120 minutos. Por lo cual durante el desarrollo se dispone de los pronósticos inicializados a las 17:00, 17:10, 17:20 y 17:30; y para la madurez aquellos inicializados a las 18:00, 18:10, 18:20 y 18:30.

- Comparación entre S-TRES y TREC: En primer lugar se busca cuantificar el beneficio de usar la técnica S-TRES, en la que se realiza un control de calidad y se aplica un filtro Gaussiano que permite reducir el ruido asociado a la estimación de los VM. Para esto se utiliza un tamaño de bloque de 80x80 puntos de retícula y un intervalo temporal de 10 minutos entre las imágenes de reflectividad.
- Sensibilidad al tamaño de bloques: Con el fin de evaluar la sensibilidad del pronóstico de reflectividad a los distintos parámetros empleados para el cálculo de los VM se estudia el impacto a la variación del tamaño de los bloques que se utilizan en el cálculo de los VM. Este parámetro puede tener un impacto importante en el cálculo de los VM y por ende en el pronóstico por lo que se busca seleccionar un valor óptimo para el tamaño de los bloques para nuestra configuración experimental. Se evalúa la sensibilidad del método a dicho parámetro tomando 10 tamaños de bloques cuadrados que van desde áreas de 40km de lado (21 puntos de retícula) hasta 400 km (201 puntos de retícula). Notar que en este caso, los bloques más pequeños permitirían calcular algunos aspectos de la circulación de mesoescala, mientras que los bloques más grandes abarcan prácticamente todo el dominio y pueden capturar únicamente el desplazamiento medio de los sistemas precipitantes dentro del mismo. La Tabla

1 muestra todos los tamaños de bloque considerados. Para evaluar la sensibilidad a este parámetro se decide utilizar como medida de similitud el ECM y fijar un intervalo temporal de 10 minutos entre las imágenes de reflectividad.

- Sensibilidad a la medida de similitud: Un factor que influye en el resultado del campo de movimiento es la métrica utilizada en el cálculo de los VM. En este trabajo se utilizan el coeficiente de correlación (CC) y el error cuadrático medio (ECM). A su vez se fija un bloque de 80x80 puntos de retícula y un intervalo temporal de 10 minutos entre las imágenes de reflectividad.
- Sensibilidad al intervalo temporal: Otro factor que influye en el resultado del campo de VM es el intervalo temporal entre las imágenes de reflectividad empleado para su cálculo. Este factor determina la resolución con la que se puede calcular el desplazamiento de los sistemas precipitantes que es igual a  $\Delta x/\Delta t$ . Tomar intervalos de 5, 10, 15, 20 y 30 minutos permite estimar los VM con resoluciones de de 6.6, 3.3, 2.2, 1.6 y 1.1 m/s respectivamente. Para evaluar la sensibilidad del pronóstico a este parámetro se decide tomar un bloque de 80x80 puntos de retícula y utilizar el ECM como medida de similitud entre las imágenes de reflectividad.

Tamaño de los bloques (puntos de retícula)	Longitud del lado del bloque (km)
21	40
41	80
61	120
81	200
121	240
141	280
161	320
181	360
201	400

*Tabla I:* Tamaño de los bloques considerados para el cálculo del campo de VM.

Evaluación preliminar de un sistema de pronóstico...

### Meteoro logica

#### 3. RESULTADOS

La Figura 4 muestra el campo de VM obtenidos a partir de la técnica TREC y S-TRES. El post-procesamiento implementado en S-TRES permite obtener un campo de movimiento con mejor coherencia espacial y menor ruido de la estimación. La Figura 5 exhibe la evolución del índice ETS para los pronósticos obtenidos a partir de la advección de un campo VM calculado con TREC y con S-TRES. Se puede notar una mejor performance de los pronósticos obtenidos a partir de S-TRES, sobre todo para los umbrales de reflectividad más bajos y para los plazos de pronóstico más largos.

Como habitualmente sucede en el pronóstico de precipitación, el desempeño del pronóstico es peor para los umbrales de reflectividad altos respecto de los umbrales de reflectividad más bajos. Esto se debe a que existe una relación entre los umbrales de intensidad y la escala espacial, los umbrales más altos están generalmente asociados a patrones de menor escala (extremos en el campo de reflectividad) que tiene asociada menor predictibilidad (Germann and Zawadzki, 2002). Por otra parte y de acuerdo a lo esperado, el desempeño de la técnica es peor durante el período de desarrollo del sistema convectivo debido principalmente a las restricciones impuestas por la hipótesis de persistencia lagrangiana del campo de reflectividad.

La Figura 6 presenta los campos de reflectividad pronosticada a partir de los VM obtenidos con S-TRES inicializados en un horario correspondiente a la etapa de desarrollo y otros correspondientes a la etapa de madurez del sistema precipitante. Superpuesto a estos campos se encuentra la reflectividad sintética obtenida a partir del modelo WRF. Se puede observar que en este caso, los VM tienden a subestimar la velocidad del sistema convectivo. Esto puede tener dos posibles causas: por un lado una aceleración de la velocidad de desplazamiento del sistema convectivo a lo largo de su ciclo de vida. Este cambio en la velocidad de desplazamiento puede estar vinculado tanto a cambios en el entorno sinóptico como a cambios en la dinámica interna del sistema (por ejemplo aumento de la velocidad de desplazamiento del frente de ráfagas). Otro aspecto que puede contribuir a esta subestimación es el hecho de que la técnica empleada para estimar los VM, tiende en casos de sistemas precipitantes compuestos por varias celdas, a detectar el movimiento individual de las celdas que componen el sistema en lugar de detectar el movimiento del sistema precipitante en su conjunto (Woo and Wong, 2017). En este caso particular, el VM resultante subestima el movimiento del sistema, ya que el mismo se desplaza hacia el este a mayor velocidad debido a la continua generación de nuevas celdas sobre el frente de ráfagas. La Figura 7 muestra los diagramas de Hovmoller de la reflectividad observada y pronosticada realizando un promedio para todas las latitudes. El pronóstico utilizado corresponde al inicializado a las 18 UTC. En el diagrama se puede ver que el desplazamiento del sistema precipitante hacia el este se acelera hacia el final del pronóstico. Por otra parte la evolución del sistema pronosticado, muestra el comportamiento contrario ya que durante esta etapa, el desplazamiento hacia el este se desacelera. Esto último puede deberse al ingreso del sistema convectivo en una región en donde el campo de movimiento estimado está dominado principalmente por el desplazamiento medio, ya que inicialmente no había ecos en esta región del dominio que permitieran una mejor estimación de los VM. De acuerdo con lo que se puede ver en la Figura 4, la componente zonal de los VM estimados globalmente es menor a la que se estima en la región donde se encuentra el sistema convectivo en la latitud a la que se realizó el hovmoller de la Figura 7.

A continuación se discuten los resultados del experimento de sensibilidad al tamaño de los bloques utilizados en el cálculo de los VM. La Figura 8 muestra las componentes zonal (u) y meridional (v) de los VM obtenidos a las 18:35 UTC, previo a la aplicación de un control de calidad, utilizando bloques de 40 km, 160 km y 320 km de lado. Se puede observar que para



Componente Zonal de los Vectores de Movimiento (sombreado)

Figura 4: VM obtenidos a partir de la técnica TREC (a), luego de aplicar el control de calidad (b) y luego de completar el campo de movimiento y aplicar el suavizado (c).



Figura 5: ETS en función del plazo de pronóstico para las técnicas TREC y S-TREC y para los umbrales de 15 dBZ (líneas llenas) y 50 dBZ (líneas punteadas) para las etapas de desarrollo (a) y madurez (b).



*Figura 6:* Campos de reflectividad pronosticada (sombreado) y reflectividad sintética (contornos). El contorno negro corresponde al umbral de reflectividad de 15 dBZ y el contorno azul a 50 dBZ. Los plazos de pronóstico ilustrados corresponden a 20 (a, b), 40 (c, d) y 60 (e, f) minutos respecto a un pronóstico inicializado a las 16:30 UTC (a, c, e) y otro inicializado a las 18:00 UTC (b, d, f).

el área de menor tamaño, los VM presentan saltos importantes en magnitud y dirección con grandes gradientes de velocidad en áreas reducidas, mientras que a medida que aumenta el tamaño del bloque considerado, se tiene un campo de movimiento más suavizado.

La Figura 9 muestra la variación del índice ETS para cada tamaño de bloque utilizado para el cálculo de los VM para los umbrales de reflectividad de 15 y 50 dBz para las etapas de desarrollo y madurez. A las 16 UTC no se tienen VM para los bloques de 121, 141, 161, 181 y 201 puntos de retícula y a las 16:30 UTC no se tienen VM para el bloque de 201 puntos de retícula debido a que no se cuenta con un área de reflectividad extensa para el cálculo de los VM. Por ende, para dichos horarios de inicialización de pronósticos sólo se verifican los pronósticos utilizando los VM disponibles. Por esta razón, la comparación de los pronósticos obtenidos según el cambio en el parámetro del tamaño de cada bloque se realiza para todos los bloques en la etapa de madurez, y para los bloques correspondientes a 21x21, 41x41, 61x61, 81x81 y 101x101 puntos de retícula en la etapa de desarrollo. Hacia el inicio del pronóstico, se observan valores de ETS similares para todos los bloques debido principalmente a que todos los pronósticos parten de la misma condición inicial. En la etapa de madurez, para el umbral de reflectividad más bajo se puede notar que durante la primer hora de pronóstico el bloque de menor tamaño (21x21 puntos de retícula) se aparta respecto a los demás bloques evidenciando una menor calidad del pronóstico. Durante la primera hora de pronóstico y durante la etapa de madurez, los valores de ETS más grandes se obtienen con cajas de 61x61 km y 81x81 km, mientras que durante la segunda hora de pronóstico, los mejores resultados se obtienen con cajas más grandes, siendo la de 161x161 km la que presenta los valores más altos de ETS. Un comportamiento similar se observa durante la etapa de iniciación, aunque en este caso son las cajas de 101x101 km las que producen los mejores resultados para los plazos de pronóstico más largos y la sensibilidad observada al tamaño

de las cajas es menor que durante el período de madurez. Los resultados obtenidos sugieren que a medida que aumenta el plazo de pronóstico, utilizar un campo de movimiento más suave (es decir calculado con subdominios más grandes) lleva a mejores resultados, mientras que en plazos de tiempo más cortos (menores a 60 minutos) retener escalas más pequeñas en el campo de movimiento produce mejores resultados. Este resultado es consistente con la idea de que las escalas más pequeñas son menos predecibles y por ende pueden producir un impacto positivo en los pronósticos a corto plazo, pero generan un impacto negativo en los pronósticos a más largo plazo. Los tamaños de bloques que dan mejores resultados en el caso analizado, son mayores en tamaño que los bloques utilizados en otros estudios (Liang et al., 2010; Kato et al., 2017; Woo and Wong, 2017). Esto puede deberse a que en el presente caso, al tratarse de un sistema convectivo de mesoescala, el movimiento del sistema precipitante está dominado por escalas de movimiento relativamente grandes que son adecuadamente capturadas por los bloques de mayor tamaño existiendo poco valor agregado en la incorporación de detalles de menor escala en el campo de VM. Por otra parte, el algoritmo de similitud sobre el cual se basa la estimación de los VM resulta más robusto cuando el tamaño de los bloques es mayor lo cual también puede contribuir a los resultados obtenidos.

La Figura 10 muestra los resultados del experimento de sensibilidad a la métrica utilizada para el cálculo de los VM. El mejor desempeño correspondiente a la utilización del ECM sobre el CC se evidencia aproximadamente a partir de los 30 minutos de plazo de pronóstico en el ETS en la etapa de madurez. Sin embargo, para la etapa de desarrollo, la diferencia en la calidad de los pronósticos obtenidos a partir de las dos metodologías no es tan evidente. Por otra parte, el tiempo de cómputo de los VM es menor cuando se utiliza el ECM. Esto es debido a que el cálculo del CC requiere realizar una mayor cantidad de operaciones de punto flotante. A modo de ejemplo para el bloque de 81 puntos de retícula, el tiempo empleado para el cálculo de los VM a

### Meteoro logica



*Figura 7:* Diagrama de Hovmoller de reflectividad pronosticada (a) y observada (b) para el pronóstico inicializado a las 18 UTC.

partir del ECM fue de 33.68 segundos, mientras que mediante el CC fue de 96.42 segundos. De esta manera, el buen desempeño del ECM sobre el CC se ve reflejado tanto en la calidad del pronóstico obtenido como en el tiempo de cálculo del mismo.

La Figura 11 muestra los resultados del experimento de sensibilidad al intervalo temporal entre imágenes utilizadas en el cálculo de los VM. Como se indicó previamente, un mayor intervalo temporal entre dos imágenes sucesivas permite obtener una mayor resolución en velocidad en el campo de VM lo que a su vez permite representar con mayor precisión el desplazamiento de los sistemas precipitantes. Sin embargo, al incrementar dicho intervalo disminuye la capacidad de identificar y seguir los sistemas dado que cuanto mayor es el tiempo que transcurre entre dos imágenes sucesivas, mayores son los cambios que experimenta el sistema convectivo en términos de forma e intensidad, lo cual puede afectar negativamente la correcta asociación entre una determinada región del

sistema y su continuación en un tiempo posterior. En la Figura 9 se observa que el pronóstico correspondiente a un intervalo temporal de 10 minutos presenta un mejor desempeño en la mayoría de los casos, con la excepción de los plazos de pronósticos más cortos y el umbral de reflectividad más alto durante la etapa de iniciación. Esto se observa aproximadamente a partir de los 20 minutos de plazo de pronóstico y se evidencia cada vez más a medida que avanzaba el tiempo de pronóstico. Esto sugiere que un intervalo de 10 minutos corresponde a un adecuado balance entre la resolución con la cual se estiman los VM y la capacidad de la técnica de identificar correctamente la continuidad del campo de reflectividad en imágenes sucesivas. La mayor resolución del campo de VM permite obtener un mayor detalle en el movimiento del sistema precipitante cuando se realiza la extrapolación del mismo lo que se traduce a una mejor performance del pronóstico obtenido. En términos del costo computacional, el mismo se incrementa con el aumento del intervalo utilizado, dado que se incrementan los desplazamientos máximos permitidos para la



*Figura 8:* Componentes zonal u (a, c, e) y meridional v (b, d, f) de los vectores de movimientos correspondientes a las 18:35 UTC, para 3 tamaños de bloques distintos, 21 (a, b), 81 (c, d) y 161 puntos de retícula (e, f).


*Figura 9:* ETS en función del plazo de pronóstico para los diferentes tamaños de bloque y para los umbrales de 15 dBz (líneas llenas) y 50 dBz (líneas punteadas) en las etapas de iniciación (a) y madurez (b).



*Figura 10:* ETS en función del plazo de pronóstico utilizando el ECM (azul) y CC (rojo) como medida de similitud en el cálculo de los vectores de movimiento y para los umbrales de 15 dBz (líneas llenas) y 50 dBz (líneas punteadas), para las etapas de iniciación (a) y madurez (b).

comparación entre los bloques ( $\delta i_{m\acute{a}x}$  y  $\delta j_{m\acute{a}x}$ ). A modo de ejemplo, el tiempo empleado para el cálculo de los VM es de 33.38 segundos en el caso de un intervalo temporal de 5 minutos y de 117.03 segundos en el caso de un intervalo temporal de 10 minutos.

## 4. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se realiza un análisis de sensibilidad a diferentes parámetros de un algoritmo de pronóstico a corto plazo basado en la extrapolación de ecos de radar para un caso asociado a la presencia de un sistema convectivo en la zona central de Argentina. Para alcanzar el objetivo propuesto se desarrolló un código propio para el cálculo de movimiento a partir de las imágenes sucesivas de reflectividad y para el cálculo de la advección del campo de reflectividad siguiendo un esquema de extrapolación semi-lagrangiano.

La modificación propuesta en el presente trabajo a la versión original del algoritmo TREC permitió obtener un campo de movimiento con menor ruido en la estimación de los VM que permitió a su vez obtener una mayor performance de los pronósticos asociados. También se observó que a medida que aumentaba el plazo de pronóstico los detalles de menor escala ocasionan una disminución del desempeño del pronóstico dado que estas son menos predecibles. Por esto, el valor óptimo para el tamaño de bloque depende del plazo de pronóstico. Existen diversos trabajos en los que se desarrollan diferentes técnicas para considerar la predictibilidad de las diferentes escalas espaciales. Turner et al. (2004) definieron un filtro de pronóstico en el que se separa la influencia de cada escala espacial para los diferentes plazos de pronóstico, para esto separan las contribuciones de cada escala al error del pronóstico. Los pronósticos obtenidos una vez aplicado el filtro reflejan la falta de previsibilidad de escalas pequeñas asociadas con intensidades más altas para los plazos de pronóstico más largos. Por ello a medida que la información de pronóstico sobre estructuras más pequeñas del sistema precipitante se vuelve imprecisa, el filtro utilizado elimina estos detalles para reducir la medida del error de pronóstico.

Un mayor intervalo temporal entre las imágenes de reflectividad permitió obtener una mayor resolución del campo de VM que describe el movimiento del sistema precipitante, sin embargo al aumentar este intervalo temporal, las celdas convectivas sufren mayores cambios en su movimiento, forma e intensidad que dificultan su reconocimiento a través de ese período.

principal limitación técnica La de la de extrapolación propuesta reside en el comportamiento que mantiene el sistema de precipitación. La técnica no es capaz de identificar áreas de iniciación e intensificación de los sistemas precipitantes, por lo que en la etapa de desarrollo del sistema se debe buscar otra alternativa para la obtención de información detallada acerca de su próxima ubicación e intensidad. Por otro lado, la técnica empleada presenta resultados ruidosos en el campo de movimiento cuando se analizan los detalles de menor escala asociados al desplazamiento y deformación de los sistemas precipitantes.

Una de las ventajas de este tipo de técnicas reside en que, una vez desarrollado el sistema, logra brindar información detallada respecto a la intensidad y dirección de velocidad de desplazamiento del sistema. Así también, el costo computacional para su cálculo no es elevado, por lo que es factible su implementación operativa lo cual se espera, tenga un impacto positivo sobre los pronósticos de precipitación a muy corto plazo y sobre los avisos y alertas por posible ocurrencia de fenómenos severos.

Actualmente se está trabajando con datos del radar de Anguil (La Pampa, Argentina) en un rango más amplio de situaciones incluyendo sistemas precipitantes de tipo estratiforme y convectivo que permitan tener un conocimiento más preciso de la aplicación de la técnica en nuestra región. Se pretende tener un mejor conocimiento de la performance del algoritmo al utilizar observaciones reales de radar, dado que



*Figura 11:* ETS en función del plazo de pronóstico para los pronósticos generados a partir de los vectores de movimiento estimados con un intervalo temporal de 10 minutos (rojo) y 30 minutos (verde) para los umbrales de 15 dBz (líneas continuas) y 50 dBz (líneas punteadas), para las etapas de iniciación (a) y madurez (b).

la utilización de observaciones sintéticas puede llevar a una sobreestimación de la performance de la técnica. Un aspecto fundamental en todo sistema de pronóstico es la cuantificación de su incertidumbre. En trabajos futuros se implementarán y evaluarán técnicas que permitan estimar la incertidumbre asociada a los pronósticos a corto plazo basados en la extrapolación de datos de radar.

Agradecimientos: El presente trabajo fue realizado en el marco de una beca de estímulo de la Universidad de Buenos Aires y continúa por una beca de doctorado del CONICET. Las actividades son financiadas los proyectos PIDDEF por 16/2014,ANPCyT PICT 2013-1299, PICT 2014-1000, CONICET Cooperación Internacional 787/17, CONICET-FAPESP SPRINT 2016/50458-1, UBACyT 20020130100618BA, UBACyT 20020130100820BA y el Proyecto de Desarrollo Tecnológico Social ALERT.AR.

## REFERENCIAS

- Bellon, A., y G. L. Austin., 1978: The evaluation of Two years of real-time operation of a short-term precipitation forecasting procedure (SHARP). Journal Applied Meteorology, 17, 12, 1778–1787.
- Bowler, N. E., Pierce, C. E., Seed, A. W., 2006: STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 132(620), 2127-2155.
- Da Silva Farias, J. F., y Pereira Filho, A., 2013: Previsão de chuva a curtíssimo prazo na área de abrangência do radar meteorológico de São Paulo. Revista Brasileira de Meteorologia, 28, 2, 199-209.
- Dixon, M., y Wiener, G., 1993: TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting—A Radar-based Methodology. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 10, 6, 785-797.
- Germann, U., y Zawadzki, I., 2002: Scale-Dependence of the Predictability of

Precipitation from Continental Radar Images. Part I: Description of the Methodology. Monthly Weather Review, 130, 12, 2859–2873.

- Giménez D., y Marcor J., 2015: Desarrollo de un modelo de nowcasting operacional para prevision de tormentas severas: primer avance.XII Congreso Latinoamericano e Iberico de Meteorología, Mar del Plata, Argentina.
- Golding, B. W., 1998: Nimrod: A system for generating automated very short range forecasts. Meteorological Applications, 5(1), 1-16.
- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D—A new algorithm. Atmospheric Research, 61(1), 15-34.
- Johnson, J. T., MacKeen, P. L., Witt, A., Mitchell, E. D. W., Stumpf, G. J., Eilts, M. D., Thomas, K. W., 1998: The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. Weather and forecasting, 13(2), 263-276.
- Kato, R., Shimizu, S., Shimose, K. I., Maesaka, T., Iwanami, K., Nakagaki, H., 2017: Predictability of meso-γ-scale, localized, extreme heavy rainfall during the warm season in Japan using high-resolution precipitation nowcasts. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 143(704), 1406-1420.
- Laroche, Zawadzki I., S., У 1994:А variational analysis method for retrieval of three-dimensional field wind from single-Doppler radar data. Journal of Atmospheric Sciences, 51, 18, 2664–2682.
- Li, P. W., y Lai, E. S., 2004: Applications of radar-based nowcasting techniques for mesoscale weather forecasting in Hong Kong. Meteorological Applications, 11(3), 253-264.
- Li, L., Schmid, W., y Joss, J., 1995: Nowcasting of Motion and Growth of Precipitation with Radar over a Complex Orography. Journal of Applied Meteorology, 34, 6, 1286-1300.
- Liang, Q., Feng, Y., Deng, W., Hu, S., Huang, Y., Zeng, Q., y Chen, Z., 2010: A composite approach of radar echo extrapolation based on TREC vectors in combination with model-predicted winds. Advances in Atmospheric Sciences, 27(5),

1119-1130.

- Lohigorry, P., de Elía, R., Russian, G., 2018: Pronósticos a muy corto plazo en el Servicio Meteorológico Nacional. Nota Técnica SMN 2018-46.
- Mueller, C., Saxen, T., Roberts, R., Wilson, J., Betancourt, T., Dettling, S., Yee, J., 2003: NCAR auto-nowcast system. Weather and Forecasting, 18(4), 545-561.
- Otsuka, S., Tuerhong, G., Kikuchi, R., Kitano, Y., Taniguchi, Y., Ruiz, J. J., Miyoshi, T., 2016: Precipitation Nowcasting with Three-Dimensional Space-Time Extrapolation of Dense and Frequent Phased-Array Weather Radar Observations. Weather and Forecasting, 31, 1, 329-340.
- Otsuka, S., Kotsuki, S., y Miyoshi, T., 2016: Nowcasting with data assimilation: A case of global satellite mapping of precipitation. Weather and Forecasting, 31(5), 1409-1416.
- Radhakrishna, B., Zawadzki, I., y Fabry, F., 2012: Predictability of precipitation from continental radar images. Part V: Growth and decay. Journal of the Atmospheric Sciences, 69(11), 3336-3349.
- Reyniers, M., 2008: Quantitative Precipitation Forecasts based on radar observations: principles, algorithms and operational systems. Nota técnica del Royal Meteorological Institute of Belgium.
- Rinehart, R. E., y Garvey, E. T., 1978: Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. Nature, 273, 5660, 287-289.
- Robert, A., 1981: A stable numerical integration scheme for the primitive meteorological equations. Atmosphere-Ocean, 19, 1, 35–46.
- Seed, A. W., 2003: A dynamic and spatial scaling approach to advection forecasting. Journal of Applied Meteorology, 42, 3, 381–388.
- Sobash, R. A., y Stensrud, D. J., 2013: The impact of covariance localization for radar data on EnKF analyses of a developing MCS: Observing system simulation experiments. Monthly Weather Review, 141(11), 3691-3709.
- Sokol, Z., Mejsnar, J., Pop, L., y Bližňák, V., 2017: Probabilistic precipitation nowcasting

Evaluación preliminar de un sistema de pronóstico...

based on an extrapolation of radar reflectivity and an ensemble approach. Atmospheric Research, 194, 245-257.

- Torres-Molina, L., S. Cruz-Pol, J. Colom, 2016: Flood alert system using high resolution radar data in the Mayaguez-Puerto Rico Bay drainage system. 2016 AMS Annual Meeting, 10-14 enero 2016, New Orleans, USA.
- Turner, B. J., Zawadzki, I. y Germann, U., 2004: Predictability of precipitation from continental radar images. Part III: Operational nowcasting implementation (MAPLE). Journal of Applied Meteorology, 43(2), 231-248.
- Vidal, L., 2014: Convección extrema sobre Sudamérica: estructura interna, ciclos de vida e influencia de la topografía en la iniciación. Tesis Doctoral de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.
- Wang, Y., Meirold-Mautner, I., Kann, A., Šajn Slak, A., Simon, A., Vivoda, J. y Giszterowicz, M., 2017: Integrating nowcasting with crisis management and risk prevention in a

transnational and interdisciplinary framework. Meteorologische Zeitschrift, 459-473.

- Wilson J., N. A. Crook, C.K. Mueller, J. Sun, y M. Dixon, 1998: Nowcasting Thunderstorms: A Status Report. Bulletin of the American Meteorological Society, 79, 10, 2079 – 2099.
- Woo, W. C., y Wong, W. K., 2017: Operational application of optical flow techniques to radar-based rainfall nowcasting. Atmosphere, 8(3), 48.
- Zawadzki, I., 1984: Factors affecting the precision of radar measurement of rain, in 22 Conference on radar meteorology, edited by AMS, pp. 251-256, Zurich, Switzerland.
- Zipser, E. J., Liu, C., Cecil, D. J., Nesbitt, S. W., y Yorty, D. P., 2006: Where are the most intense thunderstorms on Earth? Bulletin of the American Meteorological Society, 87, 8, 1057-1071.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.