

Meteoro logica

PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS

Versión en línea
Versión en CD-ROM

ISSN 1850-468X
ISSN 2347-0364

Volumen 40

Número 2

Año 2015

CONTENIDO:

- Gabriela V. Müller, Cintia R.R. Repinaldo, Kelen M. Andrade e Iracema F.A Cavalcanti*
PROYECCIONES FUTURAS ASOCIADAS A LOS EVENTOS EXTREMOS FRIOS
EN EL SUDESTE DE SUDAMERICA SOBRE LA PERSPECTIVA DEL MODELO
HADCM3 3
- Marisa Gloria Cogliati*
ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA TEMPERATURA DE
SUPERFICIE EN EL NORTE DE LA PROVINCIA DEL NEUQUÉN CON IMÁGENES
SATELITALES 19
- Olga C. Penalba y Juan A. Rivera*
COMPARACIÓN DE SEIS ÍNDICES PARA EL MONITOREO DE SEQUÍAS
METEOROLÓGICAS EN EL SUR DE SUDAMÉRICA 33
- Natalia E. Tonti y María Isabel Gassmann*
VARIABILIDAD DEL PARÁMETRO DE RUGOSIDAD SOBRE UNA COBERTURA
VEGETAL 59

Meteoro logica

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTORA

MARIANA BARRUCAND. DCAO, CONICET/FCEN-UBA. ARGENTINA

EDITORES EJECUTIVOS

JUAN RUIZ. CIMA, CONICET/FCEN-UBA. UMI-IFAECI, CNRS. DCAO, FCEN-UBA. ARGENTINA
JOSEFINA BLAZQUEZ. CIMA, CONICET/FCEN-UBA. UMI-IFAECI, CNRS. DCAO, FCEN-UBA. FCAG-UNLP.
ARGENTINA

MARCELO SELUCHI. CEMADEN. BRASIL
MARCELO BARREIRO. UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA. URUGUAY
PATRICIO ACEITUNO. UNIVERSIDAD DE CHILE. CHILE

CONSEJO EDITORIAL

E. KALNAY - U. MARYLAND/USA
V. R. BARROS - UBA/CONICET
H. FUENZALIDA - U. CHILE/CHILE
J. N. PAEGLE - U. UTAH/USA
M. N. NUÑEZ - UBA/CONICET
E. R. LICHTENSTEIN - UBA
N. A. MAZZEO - UBA/CONICET
W. M. VARGAS - UBA/CONICET
D. KAROLY - MONASH U./ AUSTRALIA
E. H. BERBERY - U. MARYLAND/USA
S. HASTENRATH - U. WISCONSIN/USA
M. E. SELUCHI - CPTEC - INPE/BRASIL
A. M. GRIMM - U. F. PARANA/BRASIL
M. A. F. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL
H. LE TREUT - LMD-CNRS/FRANCIA
G. RAGA - UNAM/MEXICO
T. AMBRIZZI - U. SAO PAULO/BRASIL

J. PAEGLE - U. UTAH/USA
H. CIAPPESONI - SMN/CONICET
I. VELASCO - UBA
J. RUTLLANT - U. CHILE/CHILE
G. NECCO - IAI/BRASIL
P. ACEITUNO - U. CHILE/CHILE
J. B. VALDES - U. ARIZONA/USA
P. L. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL
C. NOBRE - CPTEC - INPE/BRASIL
J. L. MINETTI - U. TUCUMAN/CONICET
V. KOUSKY - NCEP/USA
M. L. ALTINGER - UBA/CONICET
B. SCIAN - U. NAC. DEL SUR
P. WAYLEN - U. FLORIDA/USA
J. ZAWADSKI - MCGILL U./CANADA
R. D. GARREAU - U. CHILE/USA

Objetivo de la revista: Meteorologica publica y difunde trabajos y resultados de investigación teórica y aplicada en todas las áreas de las ciencias atmosféricas.

Sistema de arbitraje: Para que los trabajos sean incluidos en la revista deberán ser evaluados por, al menos, dos referís independientes. Todas las decisiones tomadas por la Dirección serán finales.

Indizada en Meteorological & Geostrophysical Abstracts. Incluida en el catálogo del sistema LATINDEX, en la biblioteca electrónica de Scielo, en la base de datos EBSCO, SHERPA/ROMEO y DOAJ.



Forma parte del Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas



Meteorologica por Centro Argentino de Meteorólogos se encuentra bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial 3.0 Unported.

©2015 Centro Argentino de Meteorólogos. Propietario
Intendente Güiraldes 2160
Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2ºPiso
C1428EHA Buenos Aires, Argentina

Queda hecho el depósito legal que marca la ley 11723.

Registro de la Propiedad Intelectual 5201882.

ISSN: Versión en línea 1850-468X Versión en CD-ROM 2347-0364

Editorial

Estimados lectores, tenemos el agrado de presentar el segundo número del volumen N°40 de la revista Meteorologica, el cual incluye cuatro artículos en temáticas de particular interés para la comunidad meteorológica y profesionales de áreas afines.

Queremos aprovechar esta oportunidad para comentarles que la revista se encuentra en una etapa de renovación. Actualmente nos encontramos revisando la política editorial, así como otros aspectos relacionados con la gestión editorial. Esto involucra la renovación de su página web, que permitirá en un futuro la incorporación de nuevas funcionalidades de gestión y acceso a las publicaciones. Meteorologica se mantiene siempre actualizada respecto a todas las novedades y requerimientos correspondientes a las publicaciones científicas a través del Centro Argentino de Información Científica y Tecnológica - CONICET (CAICYT).

La Revista Meteorologica cumple 45 años de trayectoria, buscando siempre la excelencia en la divulgación científica. Adaptada a los tiempos modernos, hoy se encuentra bajo un formato on-line, que permite el acceso libre y gratuito a todos los artículos publicados desde el año 2007 y de aquellos aceptados y que aún se encuentran en edición, a través de su página web <http://www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica>. Debemos destacar también que Meteorologica se encuentra presente en la biblioteca electrónica de SCIELO (<http://www.Scielo.org.ar>), donde no solamente puede accederse a los artículos completos desde el año 2004, sino que también pueden realizarse búsquedas por título, autor y conocer algunas estadísticas relacionadas con el acceso a los artículos.

El Comité Editorial agradece la contribución de los autores, quienes con sus aportes garantizan la continuidad de la revista, y la participación de numerosos científicos argentinos y extranjeros como revisores, quienes avalan la calidad científica de Meteorologica. Invitamos a todos los profesionales e investigadores que se desempeñan en áreas relacionadas con las ciencias de la atmósfera y ciencias afines, a seguir enviando sus contribuciones.

Como siempre, agradecemos al Centro Argentino de Meteorólogos por su permanente apoyo a este Comité Editorial

La Dirección

PROYECCIONES FUTURAS ASOCIADAS A LOS EVENTOS EXTREMOS FRIOS EN EL SUDESTE DE SUDAMERICA SOBRE LA PERSPECTIVA DEL MODELO HADCM3

Gabriela V. Müller¹, Cintia R.R. Repinaldo¹, Kelen M. Andrade² e Iracema F.A Cavalcanti²

¹Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICYTTP-CONICET) Diamante, Argentina

²Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC-INPE), Brasil

(Manuscrito recibido el 10 de enero de 2014, en su versión final el 25 de junio de 2014)

RESUMEN

Las simulaciones del modelo HadCM3 fueron de las primeras disponibles para el análisis de proyecciones futuras, reflejándose en la literatura que describe principalmente variables de temperatura y precipitación para Sudamérica. El objetivo de ese trabajo es investigar los cambios en la circulación atmosférica en el sudeste de Sudamérica asociada a eventos extremos fríos, en el escenario de emisiones futuras más crítico denominado A2, para el periodo 2081-2100 respecto a un periodo climatológico de referencia 1961-1990, considerando el modelo HadCM3 y los datos del reanálisis NCEP/NCAR. A partir de la temperatura media diaria en 850 hPa, se identifican los eventos de temperatura negativa para los meses de mayo a septiembre, componiéndose los cinco eventos más extremos para tres áreas que incluyen la Pampa Húmeda (área 1), Uruguay y sur de Brasil (área 2), la parte oriental de Paraguay, norte de Argentina y sur de Brasil (área 3). Los patrones de circulación son analizados tanto para el reanálisis como para las simulaciones en el clima presente y futuro. Los resultados muestran para el clima presente que el modelo simula la incursión de las isoterms de 0°C más al norte respecto del reanálisis, a excepción del área 3 que limita con los trópicos, con anomalías negativas de temperatura más intensas y más extensas en términos latitudinales. A pesar que las configuraciones de los campos de presión sean similares al reanálisis, se aprecia una mayor penetración del anticiclón continental, a excepción del área 3, con una intensificación de las anomalías en las respectivas áreas. El modelo también tiende a simular una componente de viento del sur más intensa en 850 hPa y captura la profunda vaguada sobre el continente en niveles altos con el jet subtropical bien configurado, típico de estos eventos extremos. En el escenario futuro, el modelo no proyecta eventos extremos de temperatura por debajo de 0°C para el área 3, restringiendo la incursión de la isoterma de 0° C a latitudes más al sur en las otras dos áreas respecto a la simulación en el clima presente, en concordancia con el aumento de temperatura media que el modelo proyecta para Sudamérica.

Palabras clave: proyecciones futuras, eventos extremos fríos, escenarios climáticos, cambio climático.

FUTURE PROJECTIONS OF EXTREME COLD EVENTS IN SOUTHEASTERN SOUTHAMERICA AS REPRODUCED BY HADCM3 MODEL

ABSTRACT

The simulations with the HadCM3 model were among the first available to analyze future projections. This is reflected in the literature, which mainly describes the variables temperature and precipitation for South America. The aim of this paper is to investigate the changes in the atmospheric circulation over southeastern South America associated to extreme cold events in the most critical future emission scenario A2 for the period 2081-2100, with respect to the climatological reference period 1961-1990. To do that the HadCM3 model is used as well as the NCEP/NCAR reanalysis. Were identified the five most extreme events of daily mean negative temperature in 850 hPa from May to September over three areas: Wet Pampa (area 1), Uruguay and southern Brazil (area 2), eastern Paraguay, northern Argentina and southern Brazil (area 3). The obtained circulation patterns are analyzed in both, the reanalysis and the HadCM3 simulations of the present and future climate. In the present climate, with the exception of the area 3 that borders the tropics, the model simulates a more extended northward incursion of the 0°C isotherm than the reanalysis. It also shows more intense negative temperature anomalies, which have more latitudinal extension. Despite the fact that the configurations of the pressure fields are similar to that of the reanalysis, except for the area 3, a further inland penetration of the continental anticyclone is appreciated, with an intensification of the anomalies over the respective areas. The model also tends to simulate a more intense 850 hPa southerly wind component, capturing the high level deep trough over the continent and displaying a properly configured subtropical jet, which is typical of these extreme events. In the future scenario, the model does not project extreme cold events of below 0°C temperatures for area 3. The model also restricts the incursion of the 0°C isotherm to more southerly latitudes in the other two areas with respect to the simulation of the present climate. These facts are consistent with the mean temperature increase projected by the model for South America.

Keywords: Future projections, extreme cold events, climate scenarios, climatic change.

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, ha sido ampliamente discutido el papel de la acción humana en el cambio climático cada vez más evidente. Según las proyecciones futuras producto de los resultados de escenarios de emisiones del IPCC (2007), los cambios proyectados conllevan un gran riesgo para la vida en el planeta, causando daños en la agricultura, la ganadería y la vida humana, con una intensificación de los eventos extremos, olas de calor y frío más frecuentes, inundaciones y deslizamientos, entre otros desastres naturales.

Algunos autores como Vincent et al. (2005) y Alexander et al. (2006), observaron para las últimas décadas un aumento en la temperatura media de la superficie en gran parte de Sudamérica. Utilizando datos observados y homogeneizados para toda América del Sur, Skansi et al. (2013) encontraron evidencias de un aumento de temperatura a partir de la mitad del siglo XX. Por otra parte, el análisis de las tendencias de temperaturas diarias extremas obtenidas a partir de las temperaturas máxima y mínima indican una disminución en la cantidad de días fríos y la ocurrencia de

noches más cálidas en el este de Sudamérica (Rusticucci et al. 2010, Marengo et al. 2010). Estos resultados son coherentes con lo obtenido por Marengo y Camargo (2008) en el sur de Brasil, donde notaron una fuerte tendencia a un aumento en la temperatura mínima en comparación con la máxima para las últimas décadas del invierno, lo que resulta en una disminución en la amplitud de la temperatura diaria. Rusticucci y Renom (2008) encontraron resultados similares para Uruguay, mientras que para Argentina Rusticucci y Barrucand (2004) mostraron tendencias negativas en el número de noches frías, principalmente en el verano. En particular, para la región de la Pampa Húmeda Fernández Long y Müller (2006) obtuvieron tendencias positivas (negativas) en la temperatura mínima anual media en aquellos lugares donde las tendencias en la frecuencias de heladas fueron negativas (positivas) en las últimas décadas (Fernández Long et al., 2013).

El impacto del cambio climático observado en el sudeste de Sudamérica también lo reflejan los modelos en el clima presente así como los escenarios futuros, tanto en los promedios mensuales como en las medias estacionales, proyectando un aumento en la temperatura media en América del Sur para fines de este siglo (Camilloni et al. 2006; Cavalcanti et al. 2006). Tebaldi et al. (2006) analizaron las simulaciones de 9 modelos de circulación general para tres escenarios de emisiones futuras, cuyos resultados apuntaron hacia un aumento en los extremos de temperatura consistentes con un clima más cálido, así como el decrecimiento en el número de días de helada en la media global y en particular en Sudamérica para todo el siglo XXI. Recientemente Cavalcanti et al. (2013) a partir de simulaciones con el modelo GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) para el escenario de emisiones más extremas A2 (IPCC, 2007), obtuvieron una reducción en la frecuencia de incursiones de aire frío para fines de este siglo, con la consecuente disminución de heladas en el sudeste del continente que es la principal región de ocurrencia de este fenómeno. Los resultados sugieren una intensificación en

el gradiente de temperatura lo que implicaría sistemas más vigorosos, con altas pos frontales más intensas y aire frío que se extendería a latitudes más bajas comparado al clima presente. Por otra parte, Andrade et al. (2012) encontraron un aumento en la frecuencia de los sistemas frontales sobre el sur de América del Sur en las proyecciones para fines de este siglo, según las simulaciones de dos modelos globales, GFDL y HadCM3 (Hadley Centre Coupled Model 3rd version). Sin embargo, el modelo HadCM3 tiende a sobreestimar la media mensual de sistemas frontales en comparación con el reanálisis de NCEP/NCAR, principalmente en el área que abarca norte de Argentina, parte de Paraguay y sur de Brasil.

En este contexto y motivados por estos recientes resultados, en este trabajo se plantea realizar un estudio para los eventos extremos fríos a partir de simulaciones del clima presente y futuro con el modelo HadCM3, en la región más vulnerable a las heladas en el sudeste de Sudamérica. Cabe señalar que en la literatura no se encuentran estudios acerca de los potenciales cambios en la circulación atmosférica asociado a los eventos extremos fríos del sudeste de Sudamérica en el clima futuro a partir del modelo HadCM3. Por lo tanto el objetivo planteado es analizar los cambios en la circulación atmosférica asociada a los eventos extremos fríos en proyecciones para fines de este siglo según el escenario más crítico A2, en relación al clima presente. El análisis para el periodo de referencia (clima presente) nos permitirá evaluar la capacidad del modelo HadCM3 en simular la circulación asociada a esos eventos y así poder evaluar la confiabilidad de los resultados a futuro.

2. DATOS Y MÉTODOS

En este estudio se consideran las principales regiones del sudeste de Sudamérica anualmente afectadas por eventos extremos fríos y en particular por heladas, que cobran importancia por ser éstas de gran producción agrícola como lo señala Cavalcanti et al. (2013). Dichas regiones ocupan 5°lat x 5°lon (Figura 1), comprendiendo

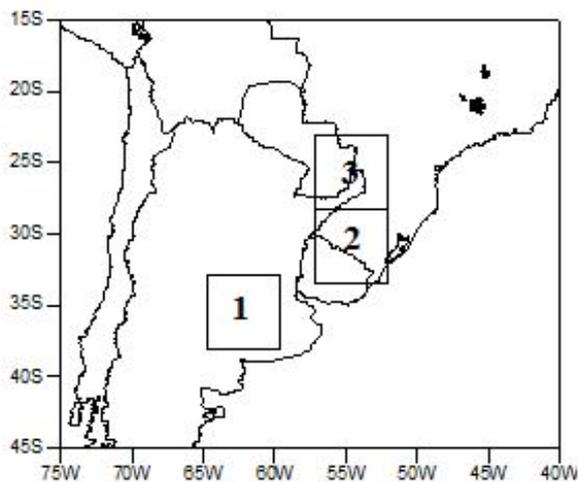


Figura 1: Áreas de referencia: área 1: Pampa Húmeda (33°-38°S, 65°-60°W); área 2: Uruguay y sur de Brasil (28°-33°S, 52°- 57°W); área 3: parte oriental de Paraguay, norte de Argentina y sur de Brasil (23°- 28°S, 52°-57°W).

la Pampa Húmeda (área 1, 33°-38°S, 65°-60°W), Uruguay y sur de Brasil (área 2, 28°-33°S, 52°-57°W), parte oriental de Paraguay, norte de Argentina y sur de Brasil (área 3, 23°- 28°S, 52°-57°W).

Se utilizan las simulaciones del modelo acoplado global HadCM3 (Hadley Centre Coupled Model 3rd version, Gordon et. al, 2000) del CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project phase 3), elección que responde al hecho que no se encuentran estudios a partir de proyecciones con el modelo HadCM3 en particular para los eventos extremos fríos en las principales regiones afectadas por ellos, es decir las arriba mencionadas. Sin embargo, numerosos trabajos de la literatura usan dicho modelo para el análisis de la precipitación y la temperatura en Sudamérica (Ambrizzi, 2006; Camilioni et al., 2006; Cavalcanti et al., 2006; Bettolli et al., 2013; Gulizia y Camilloni, 2014; entre otros); así también este modelo es muy utilizado como condición de contorno de modelos regionales que analizan las proyecciones futuras en América del Sur (por ejemplo, Marengo et al., 2010; Chou et al., 2011). Por otra parte, el

reanálisis del NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, Kalnay et. al, 1996) es considerado representativo de las observaciones en cada una de las tres áreas de estudio de acuerdo con Cavalcanti et al. (2013). En dicho trabajo se muestra la similitud que existe entre la temperatura observada en superficie y la temperatura del reanálisis en niveles bajos para cada una de las tres áreas, coincidentes con las del actual trabajo para el mismo periodo de referencia. Dicho período se extiende de mayo a septiembre para 1961-1990 (clima presente) y para la proyección de fines de este siglo 2081-2100 (clima futuro) del escenario de emisiones más crítico A2 del IPCC (2007).

A partir de la temperatura media diaria en 850hPa promediadas arealmente en cada una de las regiones de estudio, se identifican los días en que la temperatura estuvo por debajo de 0°C, para los cuales se realiza una composición de cinco eventos, los más extremos, en cada una de las tres áreas. La elección de cinco eventos responde al hecho que es la cantidad total de eventos extremos que cumplen el criterio en el clima presente del área 3. Los campos analizados para las composiciones de los eventos incluyen temperatura en 850hPa, presión media a nivel del mar, viento en 850hPa y 250hPa y las anomalías de dichas variables, calculadas con respecto a la media zonal de cada área. Los patrones simulados son comparados en el clima presente y futuro, y a su vez las simulaciones en el clima presente son validadas a partir de los patrones obtenidos en cada área con el reanálisis; esto permite evaluar la capacidad del modelo HadCM3 en simular la circulación atmosférica de dichos eventos. El estadístico utilizado para cuantificar dicha validación es la Raíz del Error Cuadrático Medio (RECM) y RECMN normalizado respecto a la diferencia entre el valor máximo y mínimo de las temperaturas del reanálisis en el período de estudio para las respectivas áreas. Por otra parte, para cuantificar la variabilidad de las composiciones de los cinco eventos más extremos, en cada área se calcula el desvío standard (DS5) del reanálisis y del modelo en el clima presente y

DS5	NCEP/NCAR	HadCM3 presente	HadCM3 futuro
Área 1	0,43°C	0,76°C	0,68°C
Área 2	0,76°C	0,67°C	0,71°C
Área 3	0,66°C	2,14°C	Sin casos

Tabla I: Desviación standard de los cinco eventos más extremos de temperatura para las áreas 1, 2 y 3 de los reanálisis NCEP/NCAR, las simulaciones del HadCM3 para el período 1961-1990 y las proyecciones del HadCM3 para el período 2081-2100.

futuro (Tabla I).

3. RESULTADOS

La temperatura media de mayo a septiembre del período de estudio en el sur de Sudamérica está representada en la Figura 2, pudiéndose apreciar que el modelo simula dicha variable con una buena aproximación principalmente en el sudeste, con isotermas ligeramente más al norte (Figura 2b) respecto a las del NCEP/NCAR (Figura 2a). Tal como es de esperarse, el modelo HadCM3 proyecta condiciones medias más cálidas para el futuro (Figura 2c) respecto del presente (Figura 2b).

A modo de cuantificar el resultado de la validación del modelo respecto del reanálisis en cada una de las tres regiones de estudio, se comparan las temperaturas medias del modelo respecto del reanálisis (Figura 3a-c). En la figura 3 se observa que existe una buena aproximación de la temperatura media del modelo a la del NCEP/NCAR, siendo menor el RECM para el caso del área 3 (Figura 3c). Por otra parte se calcula el RECMN, obteniéndose 0,40°C (área 1), 0,36°C (área 2) y 0,32°C (área 3), es decir que los errores son similares en las tres regiones, disminuyendo hacia las latitudes menores.

El análisis de los campos de anomalías de cada una de las áreas de estudio se describe a continuación a partir de las figuras 4, 5 y 6 respectivamente, que muestran la composición de los eventos que cumplen el criterio definido

previamente para las variables temperatura (a, b, c), presión (d, e, f), viento en 850 hPa (g, h, i) y viento en 250 hPa (j, k, l), en una intercomparación entre reanálisis y simulaciones en el clima presente y futuro. En los campos de temperatura aparecen las isotermas de 0°C y 10°C que representan la temperatura media de los eventos que intervienen en la composición.

3.1. Área 1

La composición de la temperatura de los eventos identificados por el modelo en el clima presente muestra una mayor incursión de la isoterma de 0°C (Figura 4b) la cual alcanza los 25°S respecto del reanálisis (Figuras 4a), donde se ubica alrededor de los 30°S. Acompañando esta isoterma se observan anomalías negativas de temperatura más intensas para el modelo. En la simulación del clima futuro (Figura 4c), la incursión de la isoterma de 0°C alcanza latitudes al sur de lo mostrado por el clima presente, siendo similar al reanálisis, pero mantiene las regiones de anomalías negativas de temperatura cercanas a las simuladas en el clima presente, aunque las más extremas ocupan extensiones menores. La Tabla I presenta una medida de la variabilidad de temperatura para los cinco eventos más extremos. En el caso del reanálisis el desvío standard es de 0,43°C, lo que equivale al 7% de la media de esos eventos. Los cinco eventos más extremos de temperatura simulados por el modelo para el presente muestran un desvío standard de 0,76°C, 11% de la media de los eventos, y para el futuro el desvío standard es de 0,68°C, 18% de la media de los eventos. Es decir que la variabilidad del modelo en el clima presente es mayor que la del reanálisis y disminuye ligeramente para el clima futuro respecto a la del presente.

En líneas generales el modelo representa adecuadamente tanto el campo de presión asociados al anticiclón pos frontal, como las anomalías anticiclónicas relacionadas (Figura 4d y e). Sin embargo, el campo simulado parece estrecharse sobre el continente, haciendo que la incursión de aire frío alcance latitudes más bajas, como se refleja en la temperatura del clima

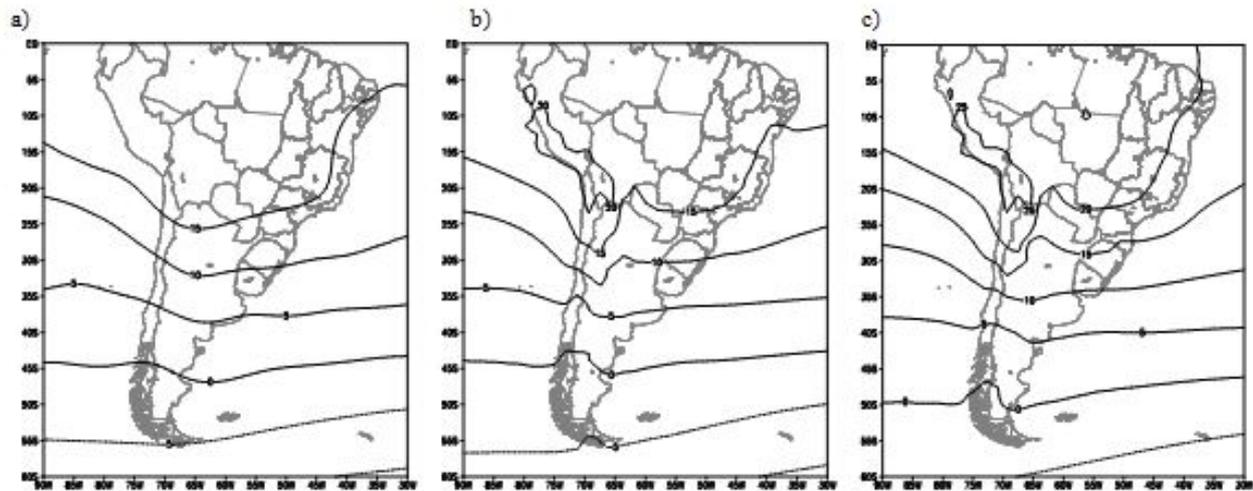


Figura 2: Temperatura media ($^{\circ}\text{C}$) (a) NCEP/NCAR (1961-1990); (b) clima presente (1961-1990); (c) clima futuro (2081-2100).

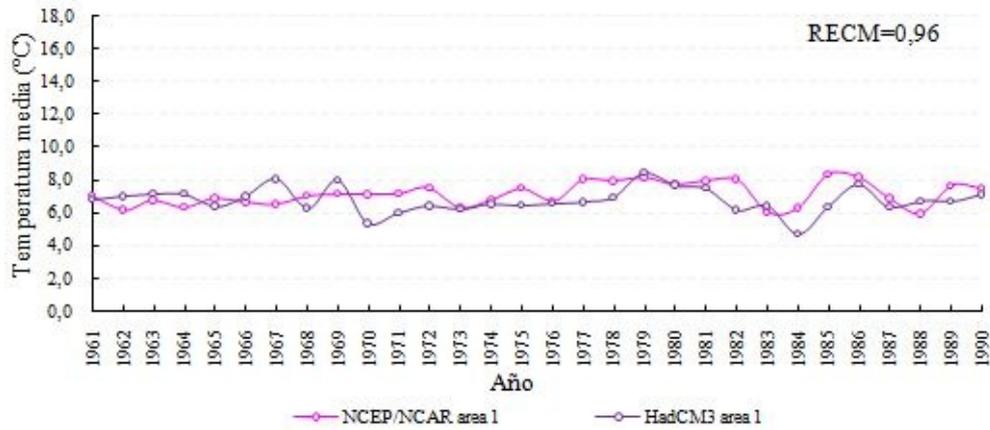
presente (Figura 4b). La anomalía ciclónica en el Atlántico frente a la costa de Sudamérica, aparece mucho menos intensa en las simulaciones del presente y localizada más al norte que en el reanálisis. En el clima futuro (Figura 4f) tanto las anomalías anticiclónica sobre el Pacífico próximo al continente como la ciclónica en el Atlántico, se intensifican en relación a las simulaciones del presente. El anticiclón pos frontal queda retenido más al sur del continente, coherente con el campo de temperatura observado para el clima futuro (Figura 4c). Este patrón -anomalía anticiclónica sobre el continente y ciclónica a sotavento-, es el típico asociado a eventos de heladas en la Pampa Húmeda (área 1). Müller et al. (2003) en una clasificación sinóptica asociada a la ocurrencia de heladas en la Pampa Húmeda a partir de componentes principales, obtuvieron que uno de los patrones de superficie que mayor varianza explica, está representado por el dipolo alta-baja antes mencionado.

Lo descrito en los campos de presión en superficie se ve reflejado en los campos de viento en 850hPa (Figura 4g-i). En la simulación del clima presente se observa un flujo más intenso con predominio de componente del sur (Figura 4h) que el del sudoeste mostrado por el reanálisis (Figura 4g). Esto es coherente con una incursión más profunda

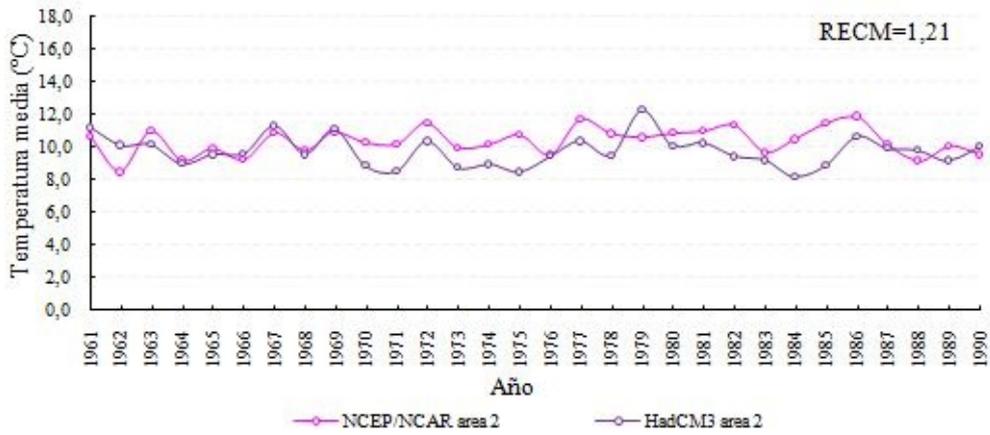
de la isoterma de 0°C observada en la Figura 4b y el alcance del anticiclón pos frontal (Figura 4e). En el clima futuro, el modelo proyecta un campo de viento más intenso que puede superar al del clima presente en más de 6 m.s^{-1} , pero con la misma dirección del sudoeste en la Pampa Húmeda (Figura 4i). Esto se debe principalmente a la intensificación de la anomalía ciclónica del Atlántico que el modelo proyecta y que provoca flujo del sur (Figura 4f), lo cual juega un rol importante en la ocurrencia de heladas en la región de la Pampa Húmeda (Müller and Berri, 2007, 2012). A pesar de una mayor intensidad del flujo del sur en el futuro respecto del presente (Figura 4i, 3h respectivamente), se nota una menor penetración de aire frío en la región de estudio (Figura 4c), lo cual se debe a la condición más cálida proyectada por el modelo para toda América del Sur (Figura 2c).

En niveles altos, el reanálisis muestra una cuña en el océano Pacífico, al oeste del continente seguida de una vaguada sobre el continente (Figura 4j), favoreciendo la entrada de aire frío hasta el centro de Argentina; situación coherente con el patrón principal de circulación observado por Escobar et al. (2004) en un análisis de las incursiones de aire frío que afectan Buenos Aires. El modelo en el clima presente profundiza

a)



b)



c)

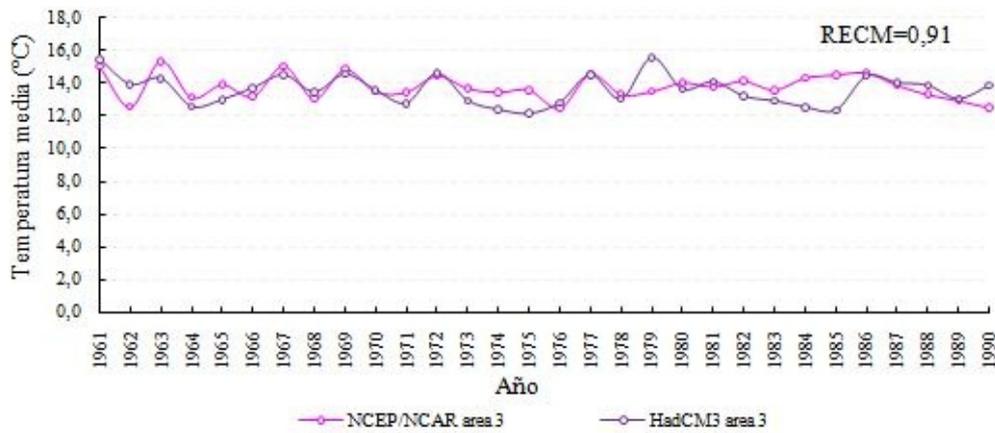


Figura 3: Comparación entre los promedios estacionales de la temperatura del reanálisis NCEP/NCAR y del modelo HadCM3 en el período 1961-1990 para área 1 (a), área 2 (b) y área 3(c)

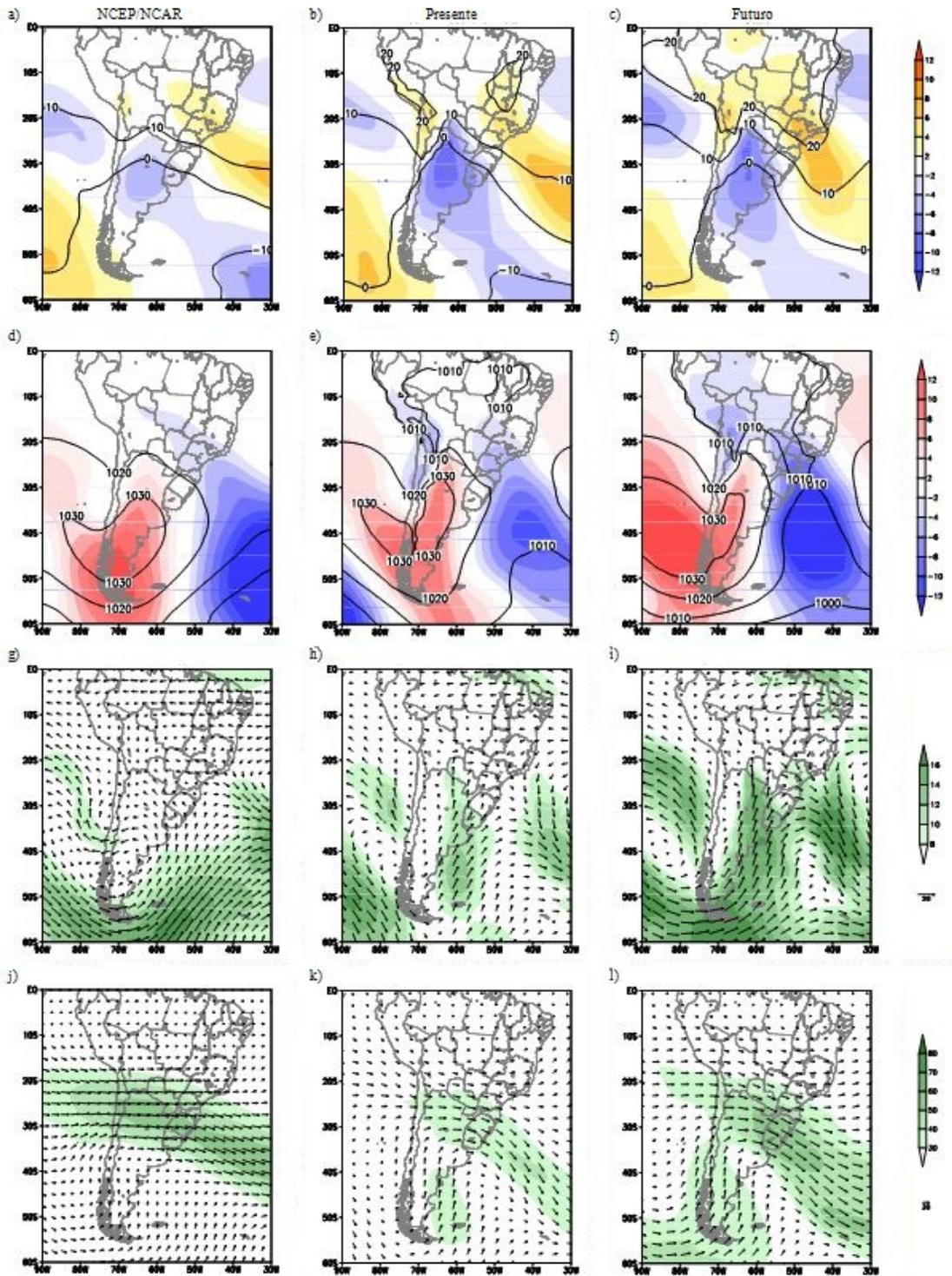


Figura 4: Compuestos de los eventos más extremos en el área 1 para (a, b c) Temperatura y anomalía ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado); (d, e, f) Presión al nivel del mar y anomalía (hPa) (sombreado); (g, h, i) Viento e intensidad en 850 hPa (sombreado) (m/s); (j, k, l) Viento e intensidad en 250 hPa (sombreado)(m/s); para el reanálisis del NCEP/NCAR (primer columna), el clima presente (segunda columna) y el clima futuro (tercer columna).

tanto la cuña como la vaguada en niveles altos (Figura 4k), mostrando el flujo meridional más intenso que en el reanálisis. Para el futuro (Figura 4l) se mantiene la configuración simulada en el clima presente, pero se observa los jets polar y subtropical acoplados con intensidades superiores a las simuladas en el clima presente. La localización de los jets, así como su intensidad, también juegan un rol importante en las heladas de la Pampa Húmeda según se discute en Müller et al. (2005) y Müller and Ambrizzi (2007).

3.2. Área 2

En la simulación del clima presente la isoterma de 0°C alcanza latitudes menores (Figura 5b) a la presentada por el reanálisis (Figura 5a), que abarca un área mayor extendiéndose al centro noroeste de Argentina. Siguiendo esa isoterma, el modelo también simula anomalías negativas de temperatura más intensas que el reanálisis. Para el futuro la incursión de la isoterma de 0°C se encuentra restringida al centro este del país en latitudes inferiores a 28°S (Figura 5c), es decir al sur de la simulación en el clima presente, producto del calentamiento proyectado por el modelo para esta región continental (Figura 2c). Como consecuencia las anomalías negativas de temperatura más intensas se extienden al norte en relación a la simulación del clima presente, dado que como la condición media es más cálida, al producirse la irrupción de aire frío la anomalía resultante es mayor. Respecto a la variabilidad de la temperatura de los cinco eventos más extremos (Tabla I), se ve que el reanálisis presenta un desvío standard de $0,76^{\circ}\text{C}$, lo que equivale al 23 % del valor medio de temperatura de los eventos más extremos. El modelo muestra un desvío standard de $0,67^{\circ}\text{C}$, 15 % de la media de los eventos seleccionados para el clima presente, y para el futuro el desvío standard es de $0,71^{\circ}\text{C}$, 44 % de la media. Es decir que la variabilidad del modelo en el clima presente es menor que la del reanálisis y aumenta ligeramente para el clima futuro respecto a la del presente.

El anticiclón pos frontal simulado en el presente (Figura 5e) se extiende latitudinalmente respecto

al observado en el reanálisis localizado en el centro de Argentina (Figura 5d). Las anomalías anticiclónicas son más intensas con un máximo que ocupa todo el centro del anticiclón, el cual se extiende hacia la parte oeste del área de estudio abarcando una extensa región continental. También la anomalía ciclónica del Atlántico se presenta más intensa que lo observado para el reanálisis.

En el clima futuro, el modelo simula la alta pos frontal ocupando parte del Pacífico sudoeste, estrechándose longitudinal sobre el continente (Figura 5f) y acompaña dicha configuración una intensa anomalía anticiclónica, más extendida que lo mostrado en el clima presente. Por su parte, la anomalía ciclónica del Atlántico aparece más intensa y expandida hacia el continente respecto a la simulada en el presente (Figura 5e). Esa condición, favorece el ingreso de aire frío proveniente del sur en toda la parte oriental del continente y principalmente en la región de estudio.

El campo de viento simulado por el modelo (Figura 5h) presenta una magnitud superior al del reanálisis (Figura 5g), superándolo en por lo menos 2m.s^{-1} sobre la región de estudio, con una dirección del sudoeste respecto a la del sur predominante en el reanálisis. La simulación futura mantiene la configuración del presente, pero proyecta una intensificación de viento del sur en particular en el área 2 (Figura 5i), en conformidad con las anomalías más intensas observadas en el campo de presión (Figura 5f). En lo que se refiere a intensidad del flujo del sur y penetración del aire frío existe una similitud con el área 1, sin embargo se aprecia una mayor extensión de las anomalías negativas de temperatura en el área 2, debido que al hallarse más al norte las temperaturas medias son superiores respecto al clima presente.

En el campo de altura del reanálisis se aprecia una vaguada con su eje sobre Uruguay (Figura 5j), también capturada por el modelo en el clima presente (Figura 5k), aunque de menor amplitud. El jet subtropical simulado por el

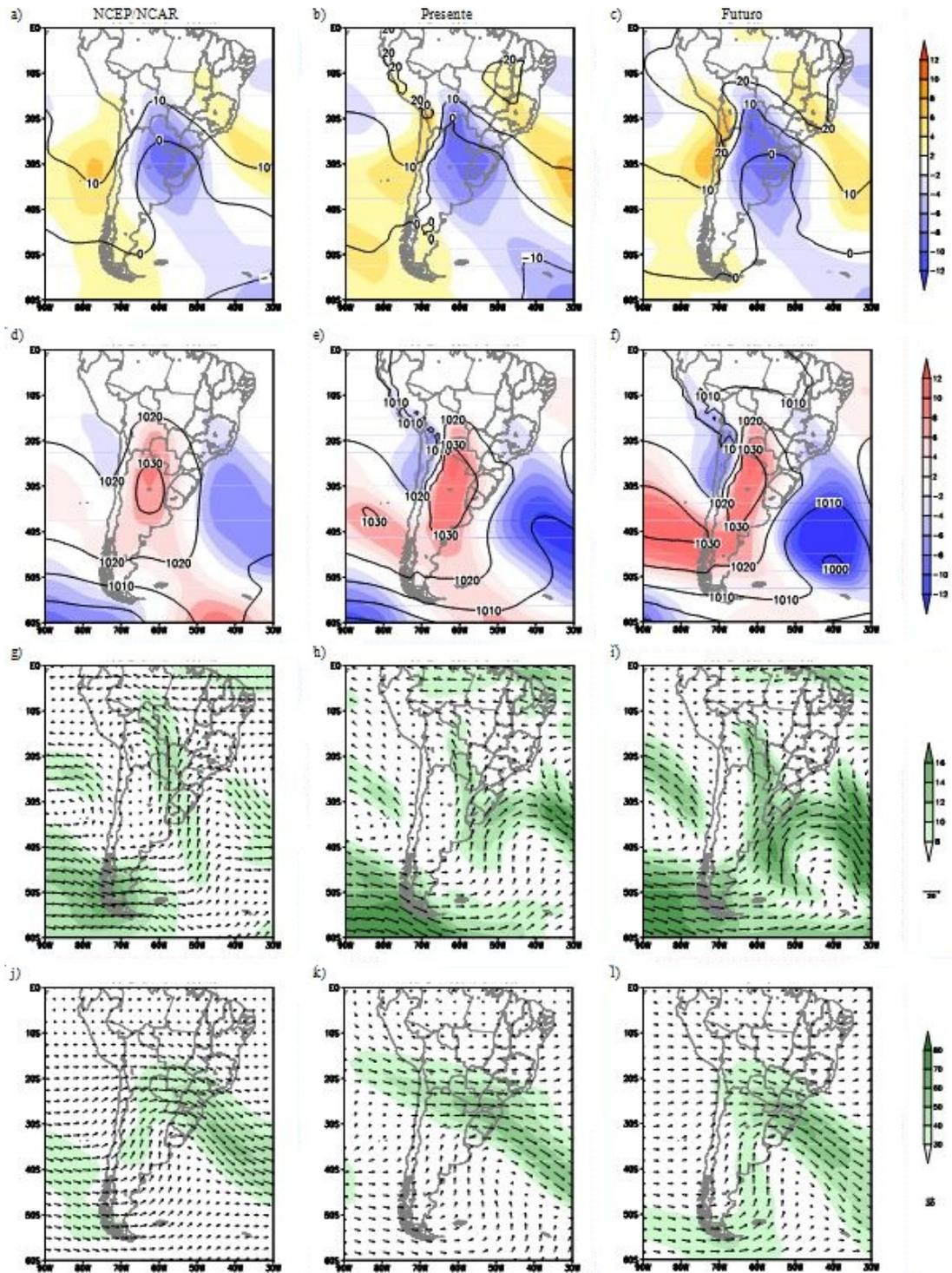


Figura 5: Compuestos de los eventos más extremos en el área 2 para (a, b c) Temperatura y anomalía ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado); (d, e, f) Presión al nivel del mar y anomalía (hPa) (sombreado); (g, h, i) Viento e intensidad en 850 hPa (sombreado) (m/s); (j, k, l) Viento e intensidad en 250 hPa (sombreado)(m/s); para el reanálisis del NCEP/NCAR (primer columna), el clima presente (segunda columna) y el clima futuro (tercer columna).

modelo presenta un área de máximos un poco más extenso sobre el continente que el reanálisis, donde se ve una zona de máxima intensidad de viento al este del continente, característico de las irrupciones de aire frío, junto a otra región de máximos asociada al jet polar al sudoeste del continente (Figura 5j). El modelo proyecta el eje de la vaguada en niveles altos sobre Uruguay (Figura 5l), similar al presente, pero con mayor extensión latitudinal, además del acople entre el jet polar y subtropical, como lo muestra el reanálisis.

3.3. Área 3

En el clima presente el modelo simula la incursión de la isoterma de 0°C (Figura 6b) que alcanza latitudes inferiores a los 23°S aproximadamente, coincidente con el reanálisis (Figura 6a) pero con anomalías negativas de temperatura del orden de 2°C más intensas en la región de estudio. Por otra parte la Tabla I muestra un desvío estándar de 0,66°C, equivalente a 63 % de la media de los eventos extremos del reanálisis. El modelo por su parte en el clima presente muestra un desvío de 2,14°C, lo que significa 91 % de la media de los casos. Es decir que la variabilidad del modelo en el clima presente es muy superior a la del reanálisis, no teniendo clara la razón física de dicha diferencia, dado que aún no lo hemos investigado en detalle.

El modelo es capaz de simular la disposición del campo de presión (Figura 6d), aunque en este caso la anomalía asociada al anticiclón pos frontal se extiende e intensifica en la región de análisis, así como también la anomalía ciclónica del Atlántico aparece más intensa. Esto provoca el flujo netamente meridional observado en 850 hPa, tanto en el reanálisis (Figura 6e) como en el modelo (Figura 6f), afectando Uruguay, sur de Brasil y Paraguay. Una configuración semejante fue el patrón principal descrito por Escobar et al. (2007) en un estudio hecho acerca de las irrupciones de aire frío que alcanzan la región sudeste de Brasil. En 250 hPa se puede ver la vaguada cuyo eje se posiciona al este del continente, con una inclinación menor para el

caso del modelo (Figura 6h), simulando un acople entre el jet subtropical y polar, característica no tan bien definida en el reanálisis (Figura 6g).

Una de las principales características de esta área es que para el futuro no existen eventos que cumplen con el criterio de selección de los eventos extremos fríos. Este resultado es coincidente con los obtenidos por Cavalcanti et al. (2013) en el análisis con el modelo GFDL para idéntica área y período. Si bien es de esperar que eventos fríos ocurran en el futuro en éstas latitudes, tal como lo mostrara Andrade et al. (2012), quienes encontraron un aumento en la frecuencia de los sistemas frontales sobre el sudeste de América del Sur en las proyecciones de fines de siglo del escenario A2, según las simulaciones de los modelos globales GFDL y HadCM3.

4. CONCLUSIONES

Con la finalidad de evaluar la circulación atmosférica en América del Sur asociada a los eventos extremos fríos en el periodo 1961-1990 y en el escenario futuro más crítico A2, se analizaron las composiciones de los cinco eventos más extremos de temperaturas por debajo de 0°C, a partir del reanálisis del NCEP/NCAR y del modelo HadCM3. Para el clima presente, el modelo logró capturar las características generales de los campos de circulación asociados a estos eventos extremos mostrados por el reanálisis en las respectivas áreas. La incursión de aire frío en las áreas 2 y 3 alcanzó latitudes más bajas en el continente respecto del reanálisis. Esto se ha reflejado en la isoterma de 0°C y las anomalías negativas de temperatura sobre la región continental, producto de la mayor penetración continental del anticiclón pos frontal. El aire frío del sur que es predominante en dichas áreas, apareció más intenso en las simulaciones que en los respectivos reanálisis. Esta configuración del campo de viento se extendió en altura, acompañando la vaguada en niveles altos característica de los sistemas frontales asociado a los eventos extremos fríos en estas latitudes, cuyo eje se localizó aproximadamente en la región de estudio,

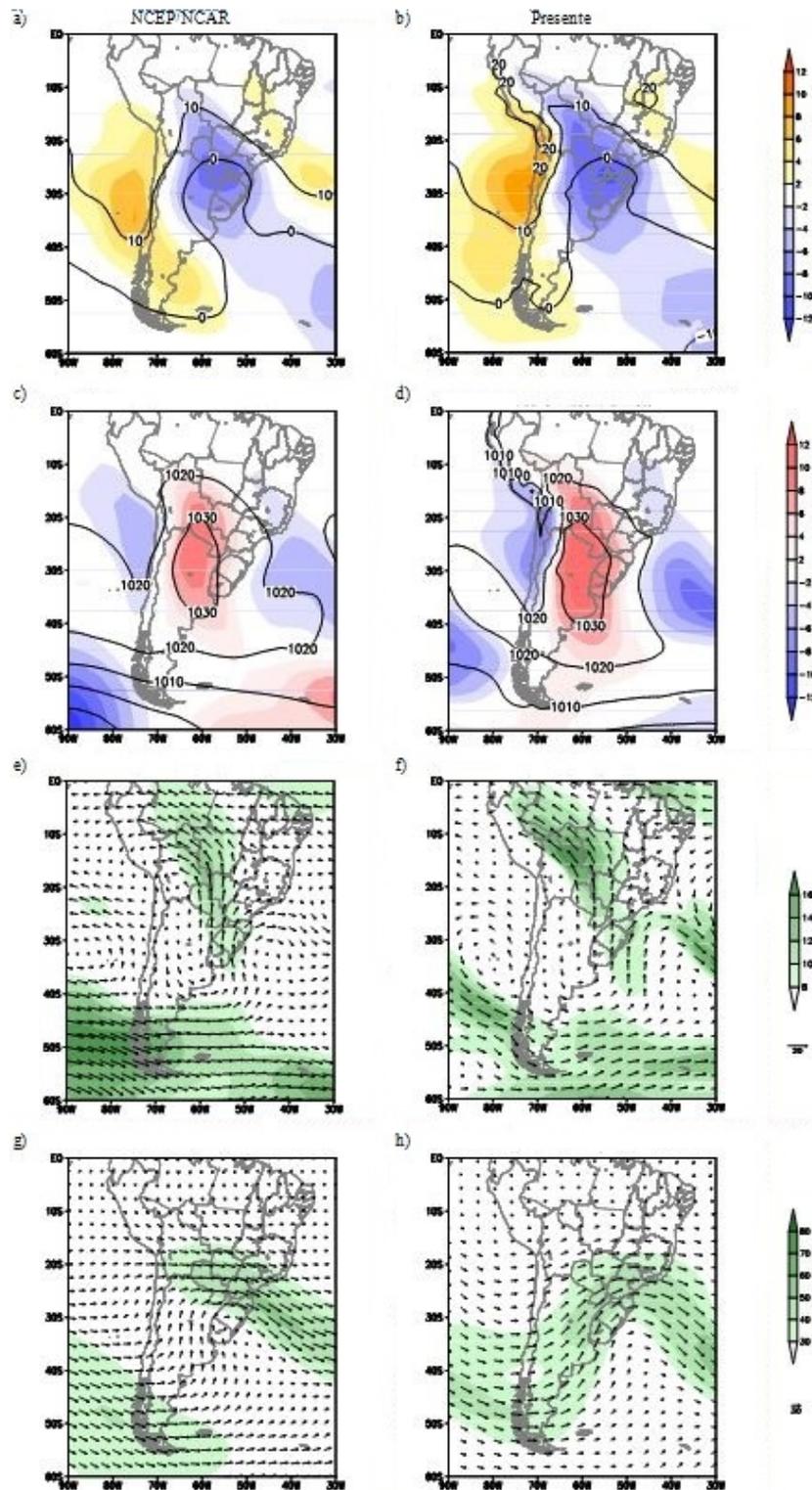


Figura 6: Compuestos de los eventos más extremos en el área 3 para (a, b c) Temperatura y anomalía (°C) (sombreado); (d, e, f) Presión al nivel del mar y anomalía (hPa) (sombreado); (g, h, i) Viento e intensidad en 850 hPa (sombreado) (m/s); (j, k, l) Viento e intensidad en 250 hPa (sombreado)(m/s); para el reanálisis del NCEP/NCAR (primer columna) y el clima presente (segunda columna).

conjuntamente con el jet subtropical que también fue capturado por la simulación.

El área 3 mostró una gran similitud en los campos estudiados de las composiciones del reanálisis y del modelo en el clima presente, con anomalías ligeramente más intensas en éste último. Esta región al estar localizada más al norte y bajo las condiciones de calentamiento proyectadas para el clima futuro, no presentó eventos extremos fríos. En las otras dos áreas analizadas, el escenario futuro restringió la incursión de la isoterma de 0°C hacia latitudes más al sur, incluso que la observada en el reanálisis de dichas áreas, debido al calentamiento proyectado por el modelo para el futuro en todo el cono sur de Sudamérica, y con valores de anomalías del mismo orden que las simuladas en el clima presente. Un mayor gradiente de presión se hizo evidente entre la anomalía anticiclónica del Pacífico y la ciclónica del Atlántico intensificando el flujo del sur respecto al observado en el clima presente. Esta configuración se proyectó en altura, en donde se observó una profundización de la vaguada y el acople del jet polar y subtropical. Se concluyó que a pesar de la intensificación de los campos de viento en el futuro, la penetración del aire frío podría ser menor en latitud debido a la condición más cálida proyectada para fines del siglo actual por el modelo en el escenario crítico A2.

Si bien este trabajo abordó aspectos no contemplados en la literatura a partir del modelo HadCM3, futuras investigaciones considerando las simulaciones del proyecto CMIP5, y en particular las nuevas versiones del modelo Hadley, permitirán contrastar estos resultados.

Agradecimientos: Los autores agradecen las sugerencias y revisiones del revisor anónimo y del Dr. Alexandre Pezza, que contribuyeron a la mejora del artículo. Este trabajo contó con el apoyo financiero del proyecto PICT-PRH 0023.

REFERENCIAS

Alexander L.V., X. Zhang, T.C. Peterson, J.

- Caesar, B. Gleason, A.M.G. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, P. Ambenje, K. Rupa Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, and J.L. Vazquez-Aguirre. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111, D05109. doi:10.1029/2005JD006290
- Ambrizzi, T.. 2006. Modelos climáticos globales. In: V.Barros; R. Clarke; P.Silva Dias. (Org.). *El Cambio climático en la cuenca del Plata*. Buenos Aires: CIMA/CONICET, v. , p. 149-158.
- Andrade, K.M., G.V. Müller, I. Cavalcanti, M.E. Fernandez-Long, M. Bidegain, e G.J. Berri. 2012. Avaliação de mudanças na frequência de sistemas frontais sobre o Sul da America do sul em projeções do clima futuro. *Meteorológica*, 37, 1, 15-26. <http://www.cenamet.org.ar/archivos/Vol137-Nro1-2012.pdf>
- Bettolli M.L., O.C. Penalba and P.A. Krieger. 2013. How do GCMs represent daily maximum and minimum temperatures in La Plata Basin? AGU Meeting of the Americas, 14-17 May 2013, Cancún, México. Resumen.
- Camilloni, I.; I.F.A. Cavalcanti; T. Ambrizzi. 2006. Escenarios Climaticos:151-167. In: *Cambio climático en la cuenca del Plata*. Ed. V.Barros; R.Clark; P.L. Silva Dias.
- Cavalcanti I.F.A., I. Camilloni, y T. Ambrizzi. 2006. Escenarios climáticos regionais: 168-184. In: *Cambio climático en la cuenca del Plata*. Ed. V. Barros; R. Clark; P.L. Silva Dias.
- Cavalcanti I.F.A., G.V. Müller, K. Andrade, and M.E.F. Long. 2013. Cold air intrusions over southeastern South America - GFDL model behavior regarding climate simulations in the 20th century and future projections. *Global and Planetary Change*, 111, 31-42. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.08.006
- Chou, S.C.; J.A. Marengo; A.A. Lyra; G. Sueiro; J.F. Pesquero; L.M. Alves; G. Kay; R. Betts; D. Chagas; J. Gomes; J.F. Bustamante; P. Tavares. 2011. Downscaling of South America present climate driven by 4-member

- HadCM3 runs. *Climate Dynamics*. DOI: 10.1007/s00382-011-1002-8
- Escobar, G.C.J., R.H. Compagnucci, and S.A. Bischoff. 2004. Sequence Patterns of 1000 hPa and 500 hPa geopotential height fields associated with cold surges in Buenos Aires. *Atmósfera*, 12, 2, 69-89.
- Escobar, G.C.J.. 2007. Padrões sinóticos associados a ondas de frio na cidade São Paulo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 22, 241-254.
- Fernández-Long, M.E. and G.V. Müller. 2006. Annual and Monthly Trends In Frost Days In The Wet Pampa. 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology And Oceanography. 249-253.
- Fernández-Long M.E., G.V. Müller, A. Beltrán-Przekurat, and O. Scarpati. 2013. Long- and short- term changes in temperature-based agroclimatic indices in Argentina. *International Journal of Climatology*, 33, 7, 1673–1686.
- Gordon C., C. Cooper, C.A. Senior, H. Banks, J.M. Gregory, T.C. Johns, J.F.B. Mitchell, and R.A. Wood. 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics*, 16, 147-168.
- Gulizia, C. and I. Camilloni. 2014. Comparative analysis of the ability of a set of CMIP3 and CMIP5 global climate models to represent precipitation in South America *International Journal of Climatology*; Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/joc.4005
- Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC 2007.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Sasha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowlak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jeene, and D. Joseph.. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 77, 437-471.
- Marengo, J. A. and C. Camargo. 2008. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960–2002 *International Journal of Climatology* 28, 893–904.
- Marengo, J. A., C. A. Nobre, and L. F Salazar. 2010. Regional Climate Change Scenarios in South America in the Late XXI Century: Projections and Expected Impacts. *Nova Acta Leopoldina NF 112, Nr. 384*
- Marengo, J.A., M. Rusticucci, O. Penalba, and M. Renom. 2010. An intercomparison of observed and simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: part 2: historical trends. *Climatic Change*, 98, 509-529.
- Müller, G.V., R. Compagnucci, M.N. Nuñez, and A. Salles. 2003. Spatial analysis of surface circulation 302 associated to frosts in the wet Pampas. *International Journal of Climatology, United Kingdom*, 23, 943-961.
- Müller, G.V., T. Ambrizzi, and M.N. Nuñez. 2005. Mean Atmospheric Circulation leading to Generalized Frosts in Central Southern South America. *Theoretical and Applied Climatology, Austria*, 82, 95-112.
- Müller, G.V. and G.J. Berri. 2007. Atmospheric Circulation Associated with Persistent Generalized Frosts in Central- Southern South America. *Monthly Weather Review*, 135, 4, 1268–1289.
- Müller, G.V. and T. Ambrizzi. 2007. Teleconnection Patterns and Rossby Wave Propagation Associated to Generalized Frosts over Southern South America. *Climate Dynamics*, 29, 633-645. DOI 10.1007/s00382-007-0253-x.
- Müller, G.V. and G.J. Berri. 2012. Atmospheric Circulation Associated with Extreme Generalized Frosts Persistence in Central-Southern South America. *Climate Dynamics*, 38 (5-6), 837-857. DOI: 10.1007/s00382-011-1113-2.
- Rusticucci M. and M. Barrucand. 2004. Observed trends and changes in temperature extremes in Argentina. *Journal of Climate* 17, 4099–4107.
- Rusticucci, M. and M. Renom. 2008. Variability and trends in indices of quality-controlled daily temperature extremes in Uruguay. *International Journal of Climatology*, 28,

1083-1095.

- Rusticucci, M., J.A. Marengo, O. Penalba, M. Renom. 2010. An intercomparison of model-simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century. Part 1: mean values and variability. *Climatic Change*, 98, 493–508. DOI 10.1007/s10584-009-9742-8.
- Skansi, M.L.; M. Brunet, J. Sigró, E. Aguilar, J.A.A. Groening, O.J. Bentancur, C.Y.R. Geier, R.L.C. Amaya, H. Jácome, A.M. Ramos, C.O. Rojas, A.M. Pastén, S.S. Mitro, C.V. Jiménez, R. Martínez, L.V. Alexander, and P.D. Jones. 2013. Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global and Planetary Change*, 100, 295–307.
- Tebaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, and G.A. Meehl. 2006. Going to the extremes: An intercomparison of model simulated historical and future changes in extreme events. *Climatic Change*, 79, 185–211. DOI: 10.1007/s10584-006-9051-4.
- Vincent L.A., T.C. Peterson, V.R. Barros, M.B. Marino, M. Rusticucci, G. Carrasco, E. Ramirez, L.M. Alves, T. Ambrizzi, M.A. Berlatto, A.M. Grimm, J.A. Marengo, L.C.B. Molion, D.F. Moncunill, I.E. Rebello, Y.M.T. Anunciação, J. Quintana, J.L. Santos, J. Baez, G. Coronel, J. Garcia, I. Trebejo, M. Bidegain, M.R. Haylock, and D. Karoly. 2005. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000. *Journal of Climate*, 18, 5011–5023.

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.

ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE EN EL NORTE DE LA PROVINCIA DEL NEUQUÉN CON IMÁGENES SATELITALES

Marisa Gloria Cogliati

Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén, Argentina

(Manuscrito recibido el 30 de marzo de 2013, en su versión final el 29 de julio de 2014)

RESUMEN

La zona noroeste de la provincia del Neuquén constituye una zona importante debido a su utilización con fines ganaderos, pero los sistemas áridos o semi áridos como el estudiado en el presente trabajo son vulnerables a procesos de uso del suelo y desertización. En este trabajo se presenta el análisis de la temperatura de superficie obtenida a partir de información del canal térmico del satélite Landsat 7 ETM+ para esa región durante un periodo fresco (otoño-invierno) y cálido (primavera-verano). El estudio es parte de un proyecto de análisis geoecológico utilizando imágenes Landsat. La zona no cuenta con estudios de la variabilidad espacial de la temperatura del aire y del suelo debido a la necesidad de contar con redes de información micro o meso meteorológicas que incorporen una mayor densidad espacial de observaciones siguiendo el gradiente altitudinal y la complejidad del terreno debido a que el área es de difícil acceso y no hay datos de superficie disponibles. Esto hace necesario utilizar métodos alternativos para el estudio de la distribución espacial de variables topo meteorológicas. La información satelital provee información en distintas escalas temporales y espaciales a un menor costo.

En el presente trabajo, se obtuvo la radiancia emitida en la superficie utilizando la radiancia medida por el satélite a partir de la ecuación de transferencia radiativa y el modelo MODTRAN con información de reanálisis disponibles en línea.

Se analizaron seis escenas libres de nubosidad. La temperatura de superficie presentó un comportamiento correlacionado con la topografía principalmente en el período frío, con una menor relación en verano. La isoterma de 273 K (0 °C) alcanzó alturas de 1900 m, restringiéndose a alturas mayores a 3700 m en verano. Las áreas con temperatura menor a 273 K fueron las que presentaron mayores diferencias entre el período cálido y el período frío analizados.

Palabras clave: topo climatología, temperatura de superficie, imágenes satelitales.

STUDY OF SEASONAL SPATIAL VARIABILITY OF SURFACE TEMPERATURE IN THE NORTH OF NEUQUEN USING SATELLITE IMAGES**ABSTRACT**

This paper presents a study of the spatial distribution of surface temperature using Landsat 7 ETM+ thermal channel for a complex terrain area in the northern of Neuquen province during scenes in cool (autumn-winter) and warm (spring-summer) periods.

This region is used with farming purposes, but the arid or semi-arid systems are vulnerable to desertification and land overuse. This paper is part of a project to study the land geo-ecology characteristics using Landsat images. Studies of the spatial variability of surface temperature in areas with complex terrain are scarce due the need to count with data networks that incorporate a greater spatial density of observations following the altitudinal gradient. Sometimes the density of meteorological network is not adequate because of the high cost of installation and maintenance of weather stations. Remote sensing gives a great amount of information on different spatial resolutions with less cost.

The present paper presents calculation of surface temperature from Landsat images in an area where surface meteorological data are unavailable. The atmospheric correction involved forward calculations with the MODTRAN radiative transport model and reanalysis data. Six cloudless scenes were considered. Surface temperature patterns were correlated with topography mainly in the cool period, showing a poorer relationship in summer. The 273 K (0 °C) isotherm was located at heights greater than 1900 m and was restricted to elevations above 3700 m in summer scenes. The areas with temperature below 273 K presented greatest differences between warm and cool periods.

Keywords: topo climatology, surface temperature, satellite images.

1. INTRODUCCIÓN

Los departamentos Minas y Chos Malal en el noroeste de la provincia del Neuquén, comprenden una zona con terreno complejo donde la densidad poblacional es baja y el terreno se torna inaccesible en algunas áreas, por lo que los sensores remotos se constituyen en una importante herramienta para determinar el comportamiento de las variables meteorológicas en áreas de difícil acceso y con muy poca información en superficie. Estas áreas constituyen zonas importantes debido a su utilización con fines ganaderos, sin embargo los sistemas áridos o semi áridos como el estudiado en el presente trabajo, son vulnerables a procesos de desertización y uso del suelo, por lo que algunas áreas más afectadas presentan actualmente necesidad de remediación. Este trabajo es parte de un proyecto de estudio geocológico utilizando imágenes Landsat ETM+ para la clasificación y delimitación de áreas con características homogéneas, (unidades de paisaje). En ese marco resulta importante el análisis de las principales variables topo meteorológicas, en escala comparable al estudio del ambiente natural (en este trabajo temperatura de superficie).

Estudios intensivos de las condiciones meteorológicas y climáticas en zonas montañosas no comenzaron sino hasta la mitad del siglo XIX. El estudio de zonas montañosas está alejado de las áreas con mayor actividad humana y asociadas a zona de difícil acceso con dificultad para la instalación y el mantenimiento de estaciones meteorológicas (Barry, 1981).

La radiación solar es la mayor función forzante de procesos físicos y biológicos. La heterogeneidad en la incidencia de la radiación solar determina la dinámica de los procesos agrícolas, ecológicos o hidrológicos, por lo que el conocimiento de la variabilidad espacial de los componentes de la radiación es crucial para entender dichos procesos (Ruiz-Arias y otros, 2009).

La distribución espacial de la temperatura de superficie en áreas montañosas presenta una alta variabilidad. Los factores primarios que la afectan son, la elevación del terreno, la cobertura del suelo, las características del suelo y la orientación de la pendiente con respecto al sol (Lipton, 1992).

La combinación de varios sensores de satélites,

por ej. MODIS¹, NOAA-AVHRR² y Landsat ETM+³ puede utilizarse para derivar la marcha diurna de la radiación de onda larga saliente con buenos resultados en comparación con mediciones in situ (Rigo y otros, 2006).

La obtención de la temperatura de superficie a partir de los satélites Landsat presenta dificultad dado que poseen una sola banda térmica y requieren del uso de modelos de transferencia de radiación y emisividad para el cálculo (Sobrino y otros, 2004 ; Zhang y otros, 2006), sin embargo, los sensores TM y ETM+ a bordo de los satélites Landsat han sido ampliamente utilizados en estudios ambientales y en particular para el cálculo de la temperatura de superficie en distintas regiones con características diferentes (Qin y otros, 2001; Sobrino y otros, 2004; Jiménez Muñoz y otros, 2009, 2010; Lim y otros, 2012; Sundara Kumar y otros, 2012; Copetino y otros, 2012; Walawender y otros, 2014).

Sundara Kumar y otros (2012), utilizan los campos de temperatura de superficie obtenidos a partir de Landsat para la detección de cambios en los patrones de temperatura en zonas urbanas asociados a cambios en el uso de suelo. Una metodología similar es aplicada por Walawender y otros (2014) para estudiar patrones específicos de temperatura de superficie en Cracovia y sus alrededores relacionados con las distintos tipos de cobertura del suelo. Por su parte, Lim y otros (2012) utilizaron información Landsat para el cálculo de temperatura de superficie en áreas de Arabia Saudita mediante un algoritmo de mono ventana que incluye una corrección por emisividad y ángulo solar.

En la zona de Neuquén y Río Negro se han utilizado los sensores remotos para el estudio de zonas frías y cálidas: Cogliati y Suarez, (2009) utilizaron un algoritmo de mono ventana (Qin y otros, 2001) para el cálculo de temperatura de superficie con imágenes Landsat en el noroeste de

la provincia con una metodología más compleja y dependiente de la información de superficie, Palese y otros (2002) utilizaron NOAA-AVHRR para el cálculo de la temperatura de superficie en la zona del Alto Valle del río Negro, este satélite tiene gran resolución temporal y se puede acceder a datos nocturnos pero su resolución espacial es de 1 km.

En este trabajo se presenta la distribución espacial de la temperatura de superficie en el área noroeste de la provincia del Neuquén, para el análisis de su relación con el terreno para el estudio de las zonas más cálidas y frías en el área de montaña.

En el análisis, se asumieron los valores de validación disponibles en la literatura, debido a que no se dispuso de datos de superficie simultáneos al pasaje del satélite, para efectuar dicha validación en el área a partir de las estaciones meteorológicas disponibles.

En ese aspecto, Jimenez Muñoz y otros (2010) señalan que en los algoritmos para aproximar la temperatura de superficie en Landsat , los resultados de la validación muestran errores inferiores a 2K; Coll y otros (2009) evaluaron la calibración de la banda térmica del ETM+ mediante medidas de temperatura y emisividad en una zona de Valencia, utilizando radiosondeos alrededor de la hora de paso del satélite y el modelo MODTRAN⁴ 4. En los casos analizados, se estimó la temperatura de superficie a partir de datos ETM+ con un error de $\pm 1,0K$ Li y otros (2004) validaron los datos Landsat usando temperatura del suelo obtenida en superficie, datos de temperatura de vuelos de baja altura y estimaciones de emisividad obtenidas con el sensor ASTER. Los valores de temperatura presentaron diferencias promedio de 0.98 °C para el satélite Landsat 7, por lo que se asume en el presente trabajo dichas conclusiones.

Otro aspecto a considerar en el cálculo de la temperatura de superficie, es el cálculo de

¹Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

²National Oceanic and Atmospheric Administration
Advanced Very High Resolution Radiometer

³Enhanced Thematic Mapper plus

⁴Moderate Resolution Atmospheric Transmission
Model

la emisividad ya que es un factor importante que afecta el cambio de temperatura de superficie, ya que para conocer la variación de la temperatura cinética del suelo es necesario corregir la temperatura aparente con los valores de emisividad (Qin y otros, 2005) que se derivan a partir de la radiancia emitida medida desde el espacio. A la fecha se han propuesto varios métodos con resultados similares pero diferentes condiciones de aplicación, ventajas y limitaciones. Los procedimientos para medir la emisividad de la superficie desde satélites incluyen medidas en campo o laboratorio, relaciones empíricas o semiempíricas, técnicas de inversión y medidas espaciales. (Sobrino, 2001), el primer método no se aplica a teledetección, debido a que los otros métodos necesitan el conocimiento a priori de algunos datos o imágenes día y noche en el mismo lugar, imposible en este caso, nos centraremos en métodos semi empíricos (Valor y Caselles, 1996; Van de Griend y Owe, 1993; Sobrino y Raissouni, 2000, Sobrino y otros, 2004).

En este trabajo se presenta el análisis topometeorológico de la temperatura de superficie a partir del canal térmico del satélite Landsat 7 ETM+ para la detección de zonas cálidas y frías en zona con terreno complejo con escenas capturadas en períodos frescos (otoño –invierno) y cálidos (primavera-verano) entre los años 2000 y 2003 en el norte de la provincia del Neuquén.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Área de estudio

El área de estudio se encuentra comprendida entre 37° S y 36° 45' S entre 69° 45' W y 70° 45' W (Figura 1). La zona incluyó la Cordillera del Viento en el noroeste de la provincia del Neuquén. La mayor altura del área es el Vn. Tromen (4114 m) ubicado al sur del área (Figura 1). La región, la ubicación relativa de la zona estudiada y las líneas de nivel obtenidas a partir de un modelo de elevación digital del terreno se presentan en la Figura 1.

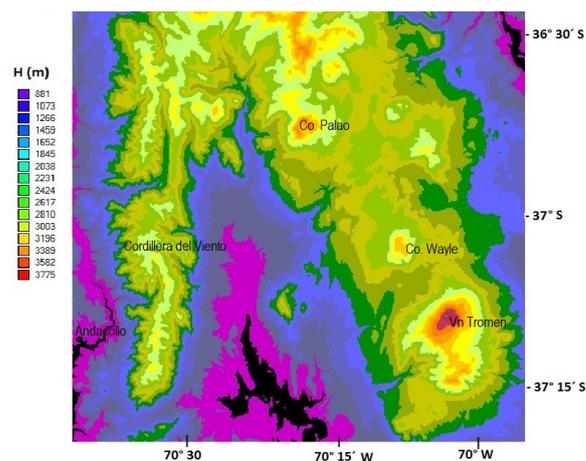


Figura 1: Ubicación y altura sobre el nivel del mar (snm) del área en estudio. Cortesía del USGS (United States Geological Survey).

Este trabajo es parte de un proyecto de estudio geocológico del área utilizando imágenes Landsat ETM+ para la clasificación y delimitación de áreas con características homogéneas (unidades de paisaje). En ese marco resulta importante el análisis de las principales variables topo meteorológicas, en escala comparable al estudio del ambiente natural en una zona con procesos de degradación del paisaje debido a sobre pastoreo.

Se eligieron seis escenas entre las disponibles para el área con situaciones sin presencia de nubosidad y se analizaron casos de escenas en otoño – invierno y verano, denominándose período frío (PF) al primero y período cálido (PC) al segundo. La disponibilidad de imágenes utilizables capturadas en invierno es poca por lo que se amplió la selección al mes de mayo.

Las imágenes Landsat 7 ETM+ (path 232/row 086) utilizadas fueron adquiridas en las fechas que se presentan en la Tabla 1 (cortesía del USGS⁵).

Los datos Landsat están disponibles a través del Proyecto Landsat vía internet previamente procesadas (proceso LIT). La información fue

⁵United States Geological Survey (<http://glovis.usgs.gov/>).

adquirida en formato GeoTiff en proyección UTM con datos WGS84. El nivel de proceso L1T estándar incluye corrección radiométrica, corrección geométrica sistemática y corrección de precisión utilizando puntos de control en superficie y un modelo de elevación digital para corregir el paralaje debido a la topografía.

Fecha	Hora UTC	Análisis
21/02/2000	14:21	L1T
31/08/2000	14:19	L1T
06/01/2001	14:19	L1T
07/02/2001	14:18	L1T
30/05/2001	14:18	L1T
04/05/2003	14:17	L1T

Tabla I: Fecha y tipo de análisis de las imágenes Landsat7 ETM+ utilizadas en el análisis (Cortesía del USGS, Global visualization Viewer).

El error de geolocalización en L1T es similar al error del modelo de elevación digital (90 m) (Landsat Project, 2002). Los puntos de control incluyen el conjunto de datos GLS2005⁶ y la fuente de modelo de elevación digital, fue la misión de radar topográfico del Shuttle⁷.

Las imágenes fueron seleccionadas durante días donde no se detectaba nubosidad sobre el área en estudio (Tabla I), en períodos cálidos (verano) y fríos (otoño-invierno).

2.2. Temperatura de superficie

La función de Planck se utiliza para calcular la radiancia emitida a partir de objetos que radian como cuerpos negros, siendo:

$$L(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1} \quad (1)$$

Donde L ($W m^{-2}$) es la radiancia espectral, λ (m) es la longitud de onda, T (K) es la temperatura del objeto, h es la constante de

Planck ($h = 6,62606896 \times 10^{-34}$ Js), c es velocidad de la luz ($29979245,8 m s^{-1}$), e es la base del logaritmo natural y k es la constante de Boltzmann ($1,3806504 \times 10^{-23} JK^{-1}$) (Liang y otros, 2012).

Por otro lado la radiancia se calcula a partir de los niveles digitales según ecuación (1):

$$L_s = L_{min} + \left(\frac{D_n}{D_{nmax}} * (L_{max} - L_{min}) \right) \quad (2)$$

donde L_s es la radiancia espectral en la banda térmica ($Wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) (Landsat Project 2002), $L_{max} = 17,040$, $L_{min} = 0,00$ (obtenidos del archivo de cabecera de las imágenes; banda 6.1) y D_n y D_{nmax} son los niveles digitales y nivel digital máximo de cada escena.

Aplicando la inversa de la función de Planck, la temperatura de brillo de un objeto cuya radiancia ha sido medida por el sensor (Ec. (1) y (2)) puede expresarse para los satélites Landsat como (Li y otros, 2004):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln(K_1/L_s + 1)} \quad (3)$$

donde T_s es la temperatura efectiva del satélite (temperatura de brillo) ($^{\circ}K$) y K_1 y K_2 son constantes (para Landsat 7 ETM+, $K_1 = 666,09 W/(m^2 sr^{-1} \mu m^{-1})$ y $K_2 = 1282,71 K$ (Landsat Project, 2002) y L_s es la radiancia integrada en la longitud de onda.

Los satélites Landsat no proporcionan la temperatura de superficie en forma operativa debido a las limitaciones que surgen al tener una sola banda en el espectro térmico para realizar las correcciones por efectos atmosféricos y de emisividad. Para obtener la temperatura de superficie a partir de la radiancia de satélite se necesitan los perfiles atmosféricos de temperatura y vapor de agua en el momento del pasaje del satélite, si bien en la zona se cuenta con estaciones meteorológicas de instituciones gubernamentales que obtienen temperatura del aire a 2 m sobre el suelo, no se cuenta con perfiles verticales y su información no presenta simultaneidad con el pasaje del satélite, por esto fue necesario utilizar

⁶2005 Global Land Survey

⁷SRTM Shuttle Radar Topographic Mission Digital Elevation Model

un modelo radiativo para efectuar las correcciones atmosféricas.

La radiancia emitida por un objeto en el suelo es igualmente atenuada y aumentada por la atmósfera por lo que este efecto debe considerarse en la estimación de la transmitancia y de la radiancia atmosférica ascendente y descendente. En este trabajo se utilizó una herramienta operativa de corrección atmosférica disponible en línea, (ACP⁸) que permite calcular la transmitancia atmosférica y la radiancia entrante y saliente a partir de los perfiles atmosféricos globales modelados por el NCEP⁹, el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4 y una serie de algoritmos de integración (Barsi y otros, 2003). La transmisividad atmosférica y las radiancias para las escenas analizadas son detalladas en la Tabla 2.

Fecha	T	L_u	L_d
21/02/2000	0.93	0.51	0.87
31/08/2000	0.97	0.13	0.23
06/01/2001	0.88	0.85	1.42
07/02/2001	0.91	0.63	1.06
30/05/2001	0.95	0.30	0.51
04/05/2003	0.88	0.79	1.31

Tabla II: Transmisividad atmosférica (τ), L_u y L_d ($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$), calculadas utilizando MODTRAN (Barsi y otros, 2003) para las escenas seleccionadas.

Utilizando los valores presentados en la Tabla 2 se puede convertir la radiancia medida por el satélite en el espacio, a la radiancia que es emitida en la superficie según la inversión directa de la ecuación de transferencia radiativa (Barsi y otros, 2003) según:

$$L_{TOA} = \tau \varepsilon L_T + L_u + \tau(1 - \varepsilon)L_d \quad (4)$$

Donde τ es la transmisividad atmosférica; ε es la emisividad de la superficie; L_T ($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia de cuerpo negro del emisor a

una temperatura T (K), L_u ($\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia atmosférica ascendente, L_d ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia atmosférica descendente y L_{TOA} ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia que llega al espacio y es medida por el instrumento.

Barsi y otros (2005) estimaron que los valores de temperatura de superficie pueden ser obtenidos con un error de $\pm 2\text{K}$ en lugares donde se conoce la emisividad y la atmósfera es relativamente clara.

Para convertir los valores de temperatura de brillo a temperatura cinética de superficie se debe obtener además la emisividad (ε). En el caso de los satélites en los que se cuenta con más de una banda térmica existen varios métodos para la estimación de emisividad, En el caso de los satélites Landsat con una sola banda en térmica esto no es posible (Li y otros, 2004), por lo que se proponen varias metodologías para la estimación de la emisividad (Sobrino and Raissouni, 2000, Valor and Caselles, 1996, Van de Griend and Owe, 1993) estimándola a partir del índice de vegetación normalizado (NDVI¹⁰) (Sobrino y otros, 2004, 2008).

La emisividad se obtuvo según el método de los umbrales (Sobrino y Raissouni, 2000, Sobrino y otros, 2004, 2008). El método distingue tres clases diferentes de píxeles, píxeles con suelo desnudo, píxeles cubiertos de vegetación y píxeles mezcla. Para píxeles mezcla en el rango de $0,2 \leq NDVI \leq 0,5$ la emisividad se calculó como:

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s(1 - P_v) + d\varepsilon \quad (5)$$

donde ε_v es la emisividad de la vegetación, ε_s es la emisividad del suelo y P_v es la proporción de vegetación obtenida según (Carlson y Ripley (1997):

$$P_v = \left[\frac{NDVI - NDVI_{\text{mín}}}{NDVI_{\text{máx}} - NDVI_{\text{mín}}} \right]^2 \quad (6)$$

donde $NDVI_{\text{máx}=0,5}$ y $NDVI_{\text{mín}=0,2}$; $d\varepsilon$ incluye distribución geométrica y reflexiones internas de

⁸Atmospheric Correction parameter calculator. <http://atmcorr.gsfc.nasa.gov>

⁹National Center for environmental prediction

¹⁰Normalized difference vegetation index

las superficies:

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_s)(1 - P_v)F\varepsilon_v \quad (7)$$

F es el factor de forma. Asumiendo un valor medio para distintas distribuciones geométricas $F=0.55$; (Sobrino y otros, 2004).

A partir de valores medios de emisividad de suelo, la expresión final para la emisividad en Landsat resulta:

$$\varepsilon = 0,004P_v + 0,986 \quad (8)$$

Los valores para todos los umbrales de NDVI se presentan en la Tabla 3.

NDVI	E
$< 0,2$	$0,979 - 0,035\rho_3$, Sobrino y otros (2008). Suelo desnudo
$> 0,5$	$\varepsilon = 0,99$, 100 % vegetación
$0,2 \leq NDVI \leq 0,5$	$0,986 + 0,04P_v$ píxeles mezcla

Tabla III: Emisividad para distintos casos de NDVI obtenida según el método de los umbrales Sobrino y otros (2008).

El NDVI se calculó a partir de la reflectividad de las bandas 3 ($0,63$ a $0,69 \mu\text{m}$) y 4 ($0,7 - 0,9 \mu\text{m}$) de los satélites LANDSAT 7 ETM+ según (9)

$$NDVI = \frac{(\rho_4 - \rho_3)}{(\rho_4 + \rho_3)} \quad (9)$$

Donde ρ_λ es la reflectancia para cada banda (λ) calculada según ecuación (10) (Landsat Project, 2002):

$$\rho_\lambda = \frac{\pi \cdot L_\lambda \cdot d^2}{ESUN_\lambda \cdot \cos(\theta)} \quad (10)$$

L_λ es la radiancia espectral en el satélite, es la distancia al sol¹¹, $ESUN_\lambda$ es la irradiancia exoatmosférica para cada banda λ , (para Landsat 7, Banda 1: $1969 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$, banda 2: $1840 \text{ Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$; Landsat, 2002) y el $\cos \theta$ es el coseno del ángulo solar incidente.

¹¹<http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/>

Como una primera aproximación, es posible obtener los valores de NDVI a partir de las reflectividades obtenidas en el sensor o en el tope de la atmósfera (NDVITOA), sin embargo es más preciso corregir los valores para obtener la reflectividad en superficie y estimar valores representativos de las superficies naturales (NDVIS), debido a que el NDVI surge de una diferencia normalizada, se esperan pequeñas diferencias entre NDVITOA y NDVIS. (Sobrino y otros, 2004)

Las reflectancias de las bandas 3 y 4 utilizadas en el cálculo fueron corregidas utilizando el módulo FLAASH integrado en el sistema de información geográfico ENVI. FLAASH incorpora para el cálculo el modelo de transferencia radiativa MODTRAN 4 (Liang y otros, 2012).

3. DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Para cada escena se calculó la temperatura de superficie, obteniendo los patrones espaciales que se presentan en la Figura 2. Puede apreciarse que se presenta una asociación importante de los patrones de temperatura de superficie con la topografía del terreno complejo presente en el área analizada (Figura 1). Se aprecia además un mayor rango de temperaturas cercanas a 273.0 K (0.0 °C) en los meses en los que la zona se encuentra cubierta de nieve.

La zona del Vn Tromen, con alturas cercanas a 4000 m , al sudeste del área analizada, presenta temperaturas de superficie cercanas a 0.0 °C en todas las escenas analizadas.

Los valores medios y extremos de la temperatura de superficie, presentaron un rango aproximadamente similar en todas las escenas y con una desviación estándar que varió entre 6.1 K y 9.0 K (Figura 3). La Figura 3 presenta las temperaturas de superficie media, máxima y mínima para las distintas escenas, ubicadas cronológicamente, los menores valores mínimos se presentaron en las situaciones correspondientes al período frío, con menor incidencia de los rayos solares y

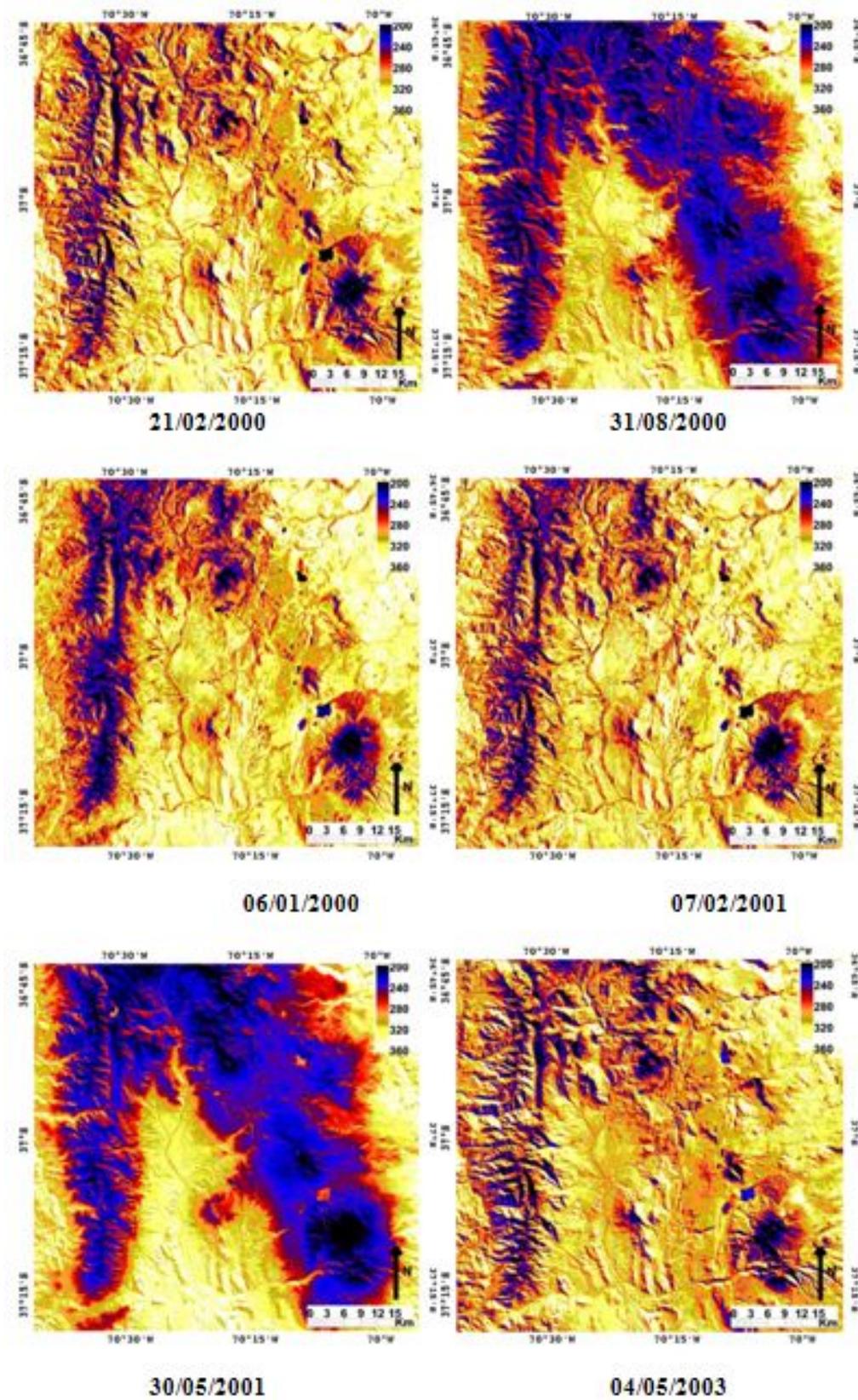


Figura 2: Temperatura de superficie de las escenas Landsat ETM+ 1 a 6 (1: 21/02/2000, 2: 31/08/2000, 3: 06/01/2001, 4: 07/02/2001, 5: 30/05/2001, 6: 04/05/2003).

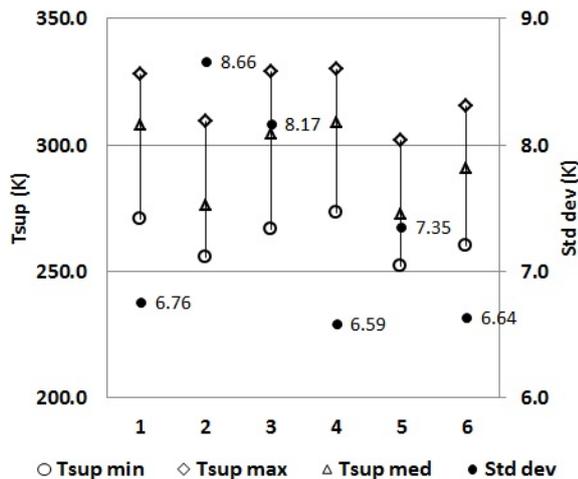


Figura 3: Temperatura de superficie mínima media y máxima (K), desviación estándar de la temperatura de superficie (std dev, (K)) de las escenas Landsat ETM+ 1 a 6 (1: 21/02/2000, 2: 31/08/2000, 3: 06/01/2001, 4: 07/02/2001, 5: 30/05/2001, 6: 04/05/2003).

las mayores temperaturas máximas y mínimas en las del período cálido, alcanzando valores de 329.0 K (56.0 °C) en zonas muy puntuales orientadas hacia el este, en concordancia con la mayor exposición a los rayos solares. En zonas desérticas o rocosas la temperatura de las superficies puede alcanzar temperatura mayor a 70.0°C coincidiendo con la hora de mayor incidencia solar.

Se analizó además la distribución de frecuencias de la temperatura de superficie en horario diurno (~14:00UTC, horario de visita del Landsat 7 ETM+), separando los eventos según la característica del calentamiento diferencial y fecha de adquisición. Se obtuvieron los histogramas medios para las escenas correspondientes al período cálido y frío (Figura 4, inferior). Se puede observar que las escenas obtenidas en meses del período cálido, presentaron un solo máximo de frecuencias en la distribución de temperatura de superficie alrededor de 310.0 K (37.0°C) mientras que en las escenas con presencia de nieve (mayo y agosto) las distribuciones de frecuencia presentan dos

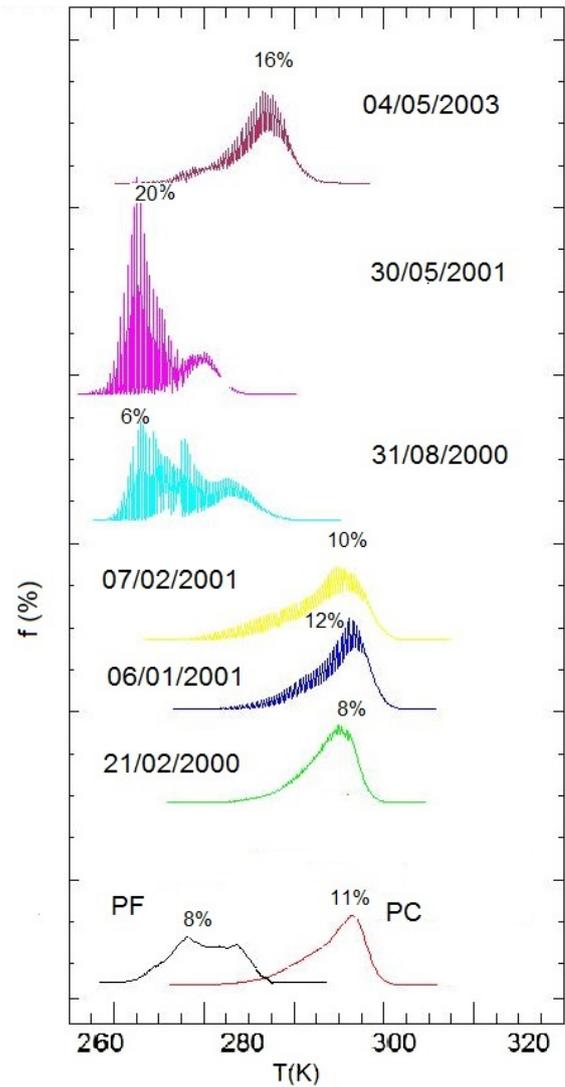


Figura 4: Distribución de frecuencias de temperatura de superficie (todas las escenas, arriba; promedio periodo frío (PF) y período cálido (PC); abajo).

máximos, el máximo más marcado alrededor de 265.0 K (-8.0°C) y el máximo relativo en 280.0 K - 285.0 K, (7.0°C -12.0°C) según la escena (Figura 4, inferior). En la imagen del 04/05/2003 el segundo máximo es apenas visible y presenta los máximos de frecuencia en 279.0 K (5.8°C) y en 292.0 K (18.8°C), esto se debería a que en esta escena no se presenta la misma cobertura nival que en los otros casos.

La temperatura de superficie fue mayor en las escenas de enero y febrero, notándose además

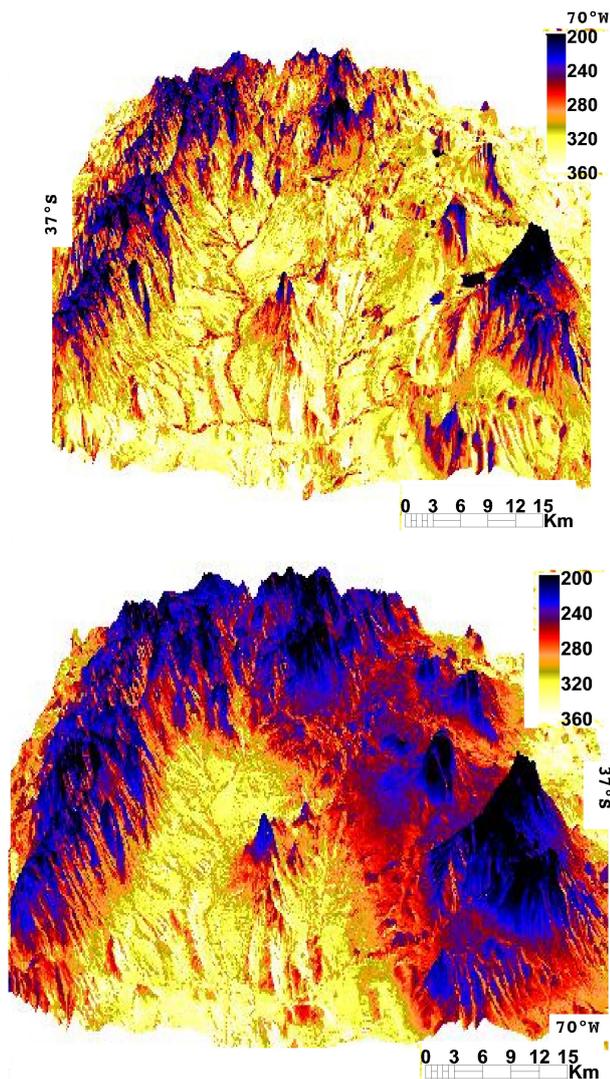


Figura 5: Gráfico 3D de la temperatura de superficie media en el norte de la provincia de Neuquén a partir de imágenes Landsat7 ETM+ y modelo de elevación digital (tabla1) para a) período cálido PC (izq), y b) período frío PF (der)(imágenes Landsat cortesía del USGS).

un comportamiento similar de la distribución de frecuencias en todos los casos analizados, con máximos entre 310.3K (37.1°C) y 313.5 K (40.4°C) ubicados en zonas expuestas al sol y sin contenido de humedad (Figura 4). La variación de la temperatura del suelo presentó una correlación negativa con la altura, tanto en el período cálido ($r = -0.48$) como en el frío ($r = -0.81$) sin embargo la asociación fue mayor en el

período frío.

A partir de las escenas Landsat enumeradas en la tabla 1, se calculó el promedio espacial de temperatura para los períodos frío y cálido. Las Figuras 5 a) y b) muestran la distribución espacial de la temperatura de superficie en las escenas que incluyen casos de otoño-invierno y verano. En ambos casos se observó discriminación de zonas asociadas a los patrones de topografía (Figura 1).

Las zonas donde las pendientes ubicadas al este, reciben mayor radiación solar presentan asociación con zonas con temperatura de superficie mayor que en resto de la imagen, mientras que las ubicadas al oeste presentan en todos los casos temperaturas menores (Figura 5 a) y b)). Las mayores alturas del terreno aparecen claramente distinguibles en los patrones de temperatura media como áreas asociadas a menor temperatura de superficie tanto en el período cálido como en el período frío. Las zonas con valles o alledañas a cauces de ríos o lagos la temperatura media es menor, lo que se asociaría a presencia de vegetación más abundante y mayor humedad.

La Figura 6 presenta la frecuencia bivariada entre la temperatura de superficie media en período frío (b) y cálido (a) con la altura del terreno sobre el nivel del mar. La temperatura media de la superficie y la altura fueron inversamente proporcionales en períodos fríos y cálidos, con un aumento de la dispersión en períodos cálidos para todos los niveles altitudinales. Se pueden notar dos zonas características al analizar la temperatura de superficie y su relación con la altura, en el período frío la un máximo de frecuencia se asoció a 276.0 K (3.0 °C) en alturas entre 2100 m y 2500 m (zona de altura) y un máximo de frecuencias para temperaturas de 287.0 K (14.0 °C) a 1200 m. En verano la mayor frecuencia de casos se presentó en dos niveles, a 1300 m y a 2100 m, con temperatura de superficie entre 310.0 K y 312.0 K (37.0 °C y 39.0°C) que se asociaría a condiciones similares de suelo y cobertura vegetal. La menor variación de

temperatura de superficie se observó en las zonas con cuerpos de agua o en zonas aledañas a cauces con presencia de vegetación más abundante y agua.

Analizando la relación entre temperatura de verano e invierno en un mismo lugar, se puede observar que en la mayor cantidad de casos la temperatura aumenta aproximadamente 46.0° (276.0 K PF – 312.0 K PC) y en un porcentaje menor de casos la temperatura aumenta 26.0° (286.0 K PF – 312.0 K PC), lo que se asociaría con sectores con incidencia directa de la radiación solar y difusa respectivamente (Figura 4, PF-PC).

En período fríos, las zonas ubicadas a mayor altura presentaron menor dispersión alrededor de una temperatura de 266.0 K (-7.0 °C), mientras que en verano el valor medio en las cumbres fue de 284.0 K (11.0 °C). Esta diferencia (18.0°C) se vería influenciada por la presencia de nieve. En el sector analizado no se incluye el volcán Domuyo donde se observa la presencia de glaciares, por lo que en el período cálido no habría presencia de hielo en altura en el área en estudio.

Durante los períodos fríos, la isoterma media de 273.0 K (0.0°C) se observa a alturas mayores a 1900 m, restringiéndose a alturas mayores a 3700 m en verano, solo alcanzada en el Vn Tromen (Figura 1).

La diferencia de las temperaturas mínimas medias entre período frío y cálido fue de 13.9 grados, entre las temperaturas máximas de 24.2 grados y los valores medios difirieron en 27.3 grados.

La menor variación de temperatura de superficie entre invierno y verano se presenta en las zonas con cuerpos de agua o en zonas asociadas a cauces, mientras que las mayores diferencias se encuentran en terreno cercano a 1900 m de altura.

4. CONCLUSIONES

La temperatura de superficie juega un rol importante en los procesos físicos y biológicos

cerca del suelo. Temperatura y humedad del suelo son dos factores que influyen la distribución y las especies de las comunidades vegetales presentes en un área. La determinación de la temperatura de superficie utilizando datos térmicos de los satélites Landsat ETM+, reviste dificultad debido a que poseen una sola banda térmica. Sin embargo, la alta resolución espacial hace el estudio térmico infrarrojo de estos satélites, muy atractivo desde el punto de vista de la escala local y regional especialmente en estudios del ambiente. En este trabajo se presenta la distribución topo meteorológica de la temperatura de superficie en una escala que permite integrarla a los análisis geocológicos del área en estudio, donde no se cuenta con datos de superficie con una densidad adecuada y en zonas montañosas de difícil acceso.

Para obtener la temperatura de superficie a partir de la radiancia de satélite se debe contar con información de los perfiles atmosféricos de temperatura y vapor de agua en el momento del pasaje del satélite. En el área analizada no se cuenta con radiosondeos en ningún momento del día, y la información de superficie disponible no coincidió con el horario del pasaje del satélite, por lo que el análisis consideró la validación del método disponible en la literatura. Para imágenes Landsat ETM+ posteriores a diciembre de 2000 es $\pm 0,6$ K. Si se asume que el error de los algoritmos de MODTRAN es pequeño (si la información de entrada es precisa), el error de la corrección atmosférica provendría de la precisión de las mediciones de vapor de agua. Nominalmente, Schmutge y otros, (1998) estimaron que dicho error se acerca al 10 %, por lo que si la temperatura medida es de 300.0 K, esto llevaría a un error en la temperatura de brillo de 0.5 K

La temperatura de superficie en el período frío, presentó un máximo relativo de frecuencias en 265.0 K (-8.0°C) asociado a alturas del terreno mayores a 1900 m e índices de vegetación cercanos a 0.0, un análisis de las bandas en el visible confirma en esas áreas la presencia de nieve, y un máximo entre 280.0 K (7.0°C)

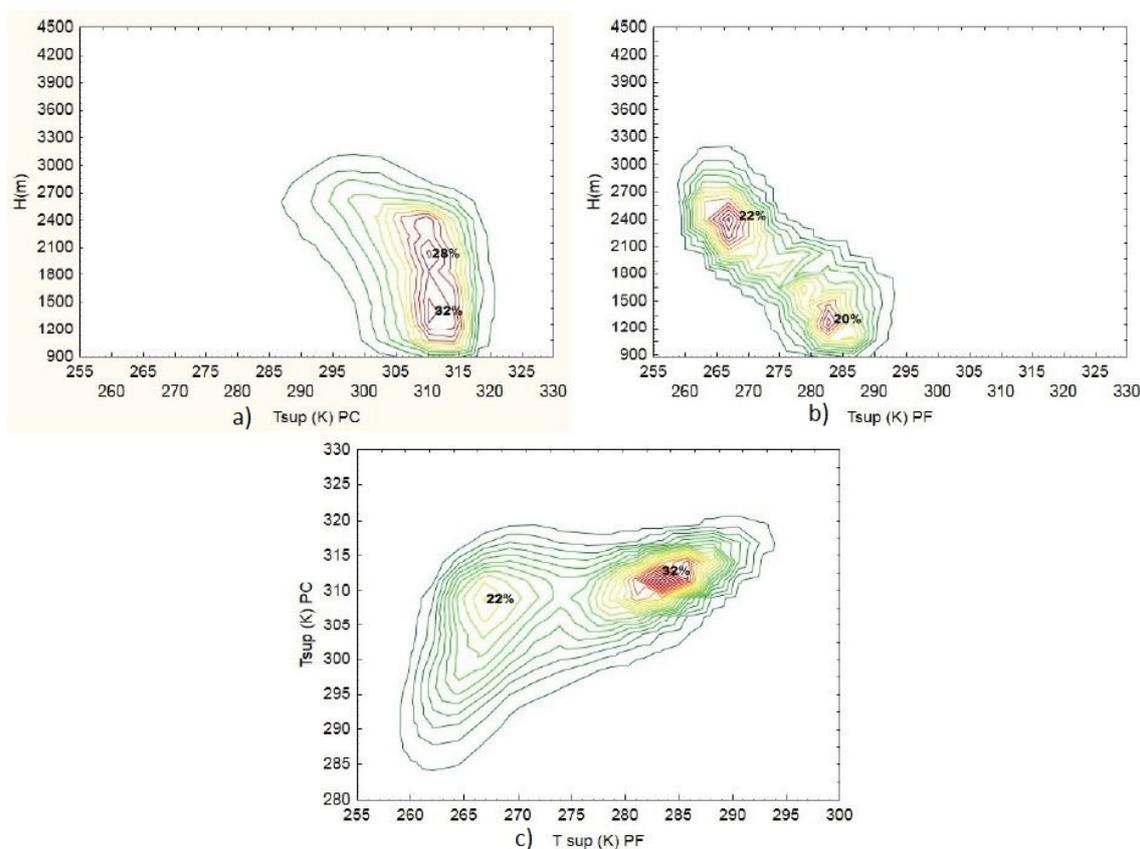


Figura 6: Grafico de superficie de frecuencia bivariada de la temperatura de superficie en función de la altura del terreno para a) período cálido, PC b) período frío, PF (colores naranja y rojo indican mayor frecuencia de casos).

y 285.0 K (12.0 °C), en alturas menores a 1700 m, mientras que en el período cálido fue alrededor de 310.0 K (37.0 °C). La temperatura de la superficie presentó en todos los casos una correlación negativa con la altura del terreno y la distribución espacial presentó acuerdo con las formas predominantes de la topografía.

La menor variación de temperatura de superficie se observó en las zonas con cuerpos de agua y zonas húmedas, las mayores diferencias se encontraron en terreno sobre 1900 m de altura que se asociaría a terreno rocoso y a la variación estacional atribuible a la presencia de nieve en invierno. En las zonas más húmedas o de umbría se presentaron los menores valores de temperatura de superficie.

Las mayores temperaturas máximas y mínimas

se presentaron en las escenas del período cálido alcanzando 335.0 K (62.0 °C) consistente con valores hallados en otras zonas desérticas o rocosas donde la temperatura de la superficie puede alcanzar valores muy altos coincidiendo con la hora de mayor incidencia de los rayos solares. En este entorno, las plantas pequeñas o brotes pueden verse afectadas por altas temperaturas de la superficie terrestre debido a su cercanía con el suelo, por ello el estudio de la temperatura de superficie puede brindar información importante en las planificación de medidas tendientes a mejoramiento de ambientes degradados en los Departamentos de Minas y Chos Malal.

La ventaja principal de las imágenes Landsat es su gran resolución espacial que permite llevar a cabo estudios detallados de tipo

topometeorológicos. En contrapartida, la pobre resolución temporal que solo permite tener una escena cada 16 días y en horario diurno, es un factor limitante a la hora de encarar estudios relacionados con la determinación del ciclo diurno de la temperatura de superficie a partir de esta fuente de información,. Actualmente se está trabajando en el análisis de imágenes MODIS y ASTER para completar el análisis del área.

El método utilizado para el cálculo de emisividad presentó resultados consistentes con los valores de NDVI y los mencionados en la literatura para el tipo de vegetación y suelo presentes en el área analizada. Se propone realizar una verificación de los valores de emisividad por medio de una comparación con los valores obtenidos del sensor ASTER.

Las zonas más bajas son zonas semi áridas que presentan estepa arbustiva y herbácea y son utilizadas por los arreos de ganado, principalmente para la veranada, siendo zonas con alto potencial de erosión por lo que el estudio de sus características topometeorológicas constituye una herramienta útil en la determinación de medidas para su manejo.

Agradecimientos: Se agradece las contribuciones de los revisores anónimos por los comentarios útiles y discusiones sobre el manuscrito.

REFERENCIAS

Barry R.G. 1981. Mountain weather and climate. Methuen. London & New York. 309 pp.
 Barsi, J.A, Schott, J.R, Palluconi, F:D:, Hook, S.J., 2005. Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments, Proc. SPIE vol 5882.
 Barsi, J.A. Barker, J.L. Schott, J.R. 2003. An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument. IGARSS03, págs.21-25, France.
 Carlson, T.N. y Ripley, D.A, 1997. On the relation between NDVI fractional vegetation

cover and leaf área index, Remote Sens Environ. Vol 62, No 3, págs. 241 – 252.
 Cogliati, M.G., Suarez, M.E. 2009. Variabilidad de la temperatura de superficie en el NW de la provincia del Neuquén a partir de información satelital. Boletín geográfico. N°31, págs. 13 - 25. Depto Geografía. Universidad Nacional del Comahue. Neuquén.
 Coll, C.; Galve, J.M.; Sánchez, J.M.; Caselles, V.; Valor, E. y Mira, M. 2009. Validación de la calibración y la corrección atmosférica de la banda térmica del Landsat 7/ETM+ con medidas de campo. XIII Congreso de la Asociación Española de Teledetección. págs. 489-492. Montesinos Aranda, S y Fernandez Fornos, L. Eds.
 Jiménez Muñoz, J.C., Cristóbal, J.A., Sobrino, J.A., Sòria, G., Ninyerola, M.; Pons, X., 2009. Revision of the Single-Channel Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval From Landsat Thermal-Infrared Data IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 47, No. 1, págs.339-346
 Jiménez Muñoz, J.C.; Sobrino, J.A.; Cristóbal, J.A.; Sòria, G.; Ninyerola, M.; Pons, X.; Hidalgo, V.; Franch, B.; Romaguera, B. Oltra-Carrió, R.; Julien, Y.; Mattar, C. 2010. Obtención de la temperatura de la superficie terrestre a partir de la serie histórica LANDSAT. Revista de Teledetección Asociación Española de Teledetección. Vol. 33, págs. 53-63.
 Landsat Project Science Office, 2002. Landsat 7 Science Data User's Handbook. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.
 Li, F.; Jackson, T.; Kustas, W.; Schmugge, T.; French, A.; Cosh, M. and Bindlish, R. 2004 Deriving land surface temp. from Landsat 5 and 7 during SMEX02 /SMACEX. Remote Sensing of Environment, vol. 92, No. 4, págs.521 – 534.
 Liang, S., Li, X., Wang, J., 2012. Advanced Remote Sensing. Terrestrial Information Extraction and Applications. Academic Press. Amsterdam. 799pp.
 Lim, H.S., Mat Jafri, M.Z.; Abdullah, K. & Alsultan. S. 2012. Application of a Simple Mono Window Land Surface Temperature

- Algorithm from Landsat ETM+ Over Al Qassim, Saudi Arabia. *Sains Malaysiana* vol. 41, No.7, págs. 841–846.
- Lipton, A.E., 1992. Effects of slope and aspect variations on satellite surface temperature retrievals and mesoscale analysis in mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology* vol.31, No.3, págs. 255-264.
- Palese, C., Cogliati, M., Flores, A., Bastanski, M. y Lässig, J.L., 2002. Cold and warm areas detection from NOAA AVHRR thermal imagery in Alto Valle of Río Negro (ARGENTINA). 29th International Symposium on Remote Sensing of Environment. Buenos Aires.
- Qin Z., Berliner, P., Karnieli, A. 2005. Ground temperature measurement and emissivity determination to understand the thermal anomaly and its significance on the development of an arid environ. ecosystem in the sand dunes across the Israel-Egypt border. *Journal of Arid Environments*, vol. 60. págs. 27-52. Ed. Elsevier.
- Qin Z., Karnieli, A. and Berliner, P. 2001. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel–Egypt border region. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22, No. 18, Taylor and Francis. págs. 3719– 3746.
- Rigo, G., Parlow, E., & Oesch, D. 2006. Validation of satellite observed thermal emission with in-situ measurements over an urban surface. *Remote Sensing of Environment*, vol.104, págs. 201-210.
- Sobrino, J.A. 2001. Teledetección. Universitat de Valencia. 468 pp.
- Sobrino J. A. and Raissouni, N. 2000. Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco, *International Journal of Remote Sensing*, Taylor and Francis. vol. 21, No. 2, págs. 353–366,
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C. and Paolini, L. 2004. Land surface temperature retrieval from Landsat TM 5, *Remote Sensing of Environment*. Elsevier, vol. 90, No. 4, págs. 434–440
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., Sòria, G., Romaguera, M., Guanter, L., Moreno, J., Plaza, A. and Martínez, P. 2008. Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors,” *IEEE Transactions Geosciences and Remote Sensing*, vol. 46, No. 2, págs. 316–327,
- Sundara Kumar, K. Udaya Bhaskar,P., Padmakumari, P. 2012. Estimation of land surface Temperature to study urban Heat island effect using Landsat ETM+ image. *International Journal of Engineering Science and Technology (IJEST)* Vol. 4 No.2 Eng Journals Publications.
- Valor, E., Caselles, V., 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and South American areas. *Remote Sensing of Environment*. Elsevier. Vol. 57, págs. 167–184.
- Van de Griend, A. A. and Owe, M. 1993. On the relationship between thermal emissivity and the NDVI for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, Taylor and Francis. vol.14, No.6, págs.1119–1131.
- Walawender, J.P., Szymanowski, M., Hajto, M.J., Bokwa, A. 2014. Land Surface temperature patterns in the urban agglomeration of Krakow (Poland) derived from Landsat 7/ETM+ Data. *Pure and Applied. Geophysics*. Vol. 171. Springer. págs 913-940.
- Zhang, J., Wang,Y., and Lib, Y. 2006. A C++ program for retrieving land surface temperature from the data of LANDSAT TM/ETM+ band 6, *Computers and Geosciences*, Elsevier. Vol. 32, 1796-1805,

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.

COMPARACIÓN DE SEIS ÍNDICES PARA EL MONITOREO DE SEQUÍAS METEOROLÓGICAS EN EL SUR DE SUDAMÉRICA

Olga C. Penalba^{1,2,3}, Juan A. Rivera^{3,4}

¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Intendente Güiraldes 2160, Pabellón 2, 2º Piso – Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Av. Rivadavia 1917, Buenos Aires, Argentina.

³Unidad Mixta Internacional – Instituto Franco-Argentino para el Estudio del Clima y sus Impactos (UMI-IFAECI), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Intendente Güiraldes 2160, Pabellón 2, 2º Piso – Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

⁴Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Av. Ruiz Leal s/n, Parque General San Martín, Mendoza, Argentina.

(Manuscrito recibido el 21 de abril de 2014, en su versión final el 22 de septiembre de 2014)

RESUMEN

Existen numerosos índices de sequía que deben ser monitoreados continuamente a fin de determinar el inicio y fin de los eventos de sequía y sus características espacio-temporales. Este trabajo describe y compara el desempeño de seis índices basados en datos de precipitación para el monitoreo de sequías en el sur de Sudamérica, con el objetivo de obtener el índice más adecuado para el análisis de sequías en la región. Los índices analizados son el índice de precipitación estandarizado, el índice de falta de precipitación, el índice deciles, el índice de sequía efectivo, el porcentaje de la precipitación normal y el Z-Score. Estos índices fueron calculados en múltiples escalas temporales, las cuales permiten evaluar distintos tipos de sequías. Se evaluaron cinco criterios de relevancia para la comparación de los índices, como su sensibilidad, dimensionalidad, transparencia, flexibilidad y tratabilidad. Mediante el análisis de sus propiedades estadísticas y una evaluación del comportamiento espacio-temporal, se obtuvo que el índice de precipitación estandarizado es el índice más adecuado para el estudio y monitoreo de sequías meteorológicas en el sur de Sudamérica. Los resultados de esta comparación permitieron establecer una serie de recomendaciones sobre los índices de sequía analizados, las cuales se centran principalmente en sus categorizaciones y sus aspectos teóricos.

Palabras clave: índices de sequía; sequía meteorológica; monitoreo de sequías; sur de Sudamérica; precipitación.

COMPARISON OF SIX INDICES FOR METEOROLOGICAL DROUGHT MONITORING IN SOUTHERN SOUTHAMERICA

ABSTRACT

There are numerous drought indices that must be continuously monitored to determine the beginning and end of drought events and their spatio-temporal characteristics. This paper describes and compares the performance of six indices for drought monitoring based on rainfall data in southern South America, with the aim of obtaining the most suitable index for the analysis of droughts in the region. The analyzed indices are the standardized precipitation index, the lack of rain index, the deciles index, the effective drought index, the percentage of normal precipitation and the Z-score. These indices were calculated at multiple time scales, which allow evaluating different types of droughts. Five relevant criteria, such as sensitivity, dimensionality, transparency, flexibility, and tractability, were evaluated. Through the analysis of its statistical properties and its evaluation of the spatio-temporal behavior, we found that the standardized precipitation index is the most suitable for the study and monitoring of meteorological droughts in southern South America. The results of this comparison allowed us to establish a set of recommendations about the analyzed drought indices, which mainly focus on their categorizations and theoretical aspects.

Keywords: drought indices; meteorological drought; drought monitoring; Southern South America; precipitation.

1. INTRODUCCIÓN

La identificación y caracterización de eventos de sequía es una tarea compleja, debido a que son un fenómeno natural difícil de detectar (Tsakiris y Pangalou, 2009). Dado que no existe una única definición de sequía que sea apropiada en todas las situaciones, los encargados de la planificación de los recursos hídricos y la agricultura deben basarse en una variedad de datos o índices que se expresan en mapas o gráficos (Wilhite, 2009). Esto se debe a que ningún índice es universalmente adecuado y superior en todas las circunstancias. Sin embargo, la variedad de índices encontrados en la literatura sobre las condiciones hídricas del suelo llegan a confundir en el sentido de cuál expresa con mejor certeza las condiciones extremas de sequía o de humedad de la superficie (Scian, 1997). Por lo tanto, el hecho de determinar que un índice sea más apropiado que otro en una cierta región y bajo ciertas condiciones climáticas ayudará a la toma de decisiones y a la caracterización climática de las sequías.

En las últimas décadas, se desarrollaron numerosos índices para la identificación y

seguimiento de eventos de sequía. La elección de los mismos para el monitoreo de sequías en una región específica debe estar basada en la cantidad y calidad de datos climáticos disponibles y en la habilidad de estos en detectar consistentemente las variaciones espaciales y temporales durante un evento de sequía (Morid y otros, 2006). Estos índices pueden ser utilizados para iniciar planes de acción frente a condiciones de sequía, y para la predicción de las condiciones hídricas a fin de mejorar las alertas tempranas y reducir los tiempos de respuesta ante esta amenaza.

En diversas regiones del sur de Sudamérica (SSA), numerosos índices han sido aplicados para identificar períodos de sequía. Scian y Donnari (1997) realizaron un análisis retrospectivo del índice de severidad de sequía de Palmer (ISSP) (Palmer, 1965) en la región pampeana semi-árida. Minetti y otros (2007) utilizaron el índice mensual de sequía para caracterizar las sequías en Argentina y en particular en la región de la Pampa Húmeda. Alessandro (2008) utilizó el porcentaje de la precipitación normal (PPN) con el fin de evaluar los patrones de circulación asociados a la sequía de los años 2003-04 en Argentina. Serio y otros (2010) utilizaron el índice

de precipitación estandarizado (IPE) (McKee y otros, 1993) a fin de evaluar la predicción estadística de eventos secos y húmedos en la región pampeana.

En cuanto a la comparación de índices de sequía, en la literatura pueden encontrarse diversos intentos por compararlos a fin de encontrar el índice más adecuado para el objetivo específico del monitoreo de sequías (Mishra y Singh, 2010). Ntale y Gan (2003) definieron ocho criterios para la comparación de índices de sequía, los cuales son similares a los propuestos por Keyantash y Dracup (2002). En base a estos criterios, ambos estudios obtuvieron que el IPE resulta un buen indicador para las condiciones hídricas. Morid y otros (2006) encontraron que el IPE y el índice de sequía efectivo (ISE) (Byun y Wilhite, 1999) permiten detectar el comienzo de los eventos de sequía, su variación espacial y temporal de forma consistente, y recomiendan su uso operacional para el monitoreo de sequías en Irán. En la región de estudio se destaca el trabajo de Scian (1997), quien realiza una comparación del IPE con el ISSP, el PPN, el índice deciles y el índice de anomalía de humedad (Z) (Palmer, 1965) en la región Pampeana. Mediante esta comparación, los autores obtuvieron que el IPE en todas sus escalas es práctico para estudiar las características, probabilidades, áreas de extensión y magnitudes de extremos hídricos. Otra comparación de índices de sequía, fue realizada por Krepper y Zucarelli (2012) para la Cuenca del Plata, considerando el IPE, el índice Z-Score y el índice Z de China (Ju y otros, 1997). Los autores encontraron un comportamiento similar para todos los índices, con lo cual seleccionaron el IPE para caracterizar los períodos secos y húmedos dado que es más utilizado que los restantes índices.

En este estudio, seis índices de sequía basados únicamente a partir de datos de precipitación serán calculados y comparados a fin de establecer un orden jerárquico entre los mismos con el propósito de identificar el índice de sequía meteorológica más adecuado para el SSA. Teniendo en cuenta la influencia que posee la

escala temporal a partir de la cual se consideran los acumulados de precipitación, es necesaria una comparación de índices de sequía en múltiples escalas de tiempo. El uso de criterios para la evaluación de los mismos permitirá identificar ventajas y desventajas de los índices a comparar, lo cual permitirá establecer recomendaciones para su uso en el SSA.

2. DATOS

Para llevar a cabo este trabajo, se utilizaron datos diarios de precipitaciones provenientes de 48 estaciones meteorológicas que corresponden al período comprendido entre 1961 y 2008. Estas estaciones pertenecen a la base de datos del proyecto CLARIS LPB y se ubican en la porción de Sudamérica delimitada por las latitudes 20°S y 40°S y las longitudes 48°O y 72°O (Figura 1). De las 48 estaciones meteorológicas, 41 estaciones se ubican en el territorio argentino, 3 en Paraguay y 4 en Brasil. Las series de datos utilizadas poseen menos de 5% de datos faltantes y fueron sometidas a procedimientos de control de calidad, los cuales se detallan en Penalba y otros (2014). Con el propósito de realizar una comparación en múltiples escalas de tiempo, se calcularon los acumulados de precipitación en cada estación meteorológica en escalas de 1, 3, 6, 9 y 12 meses.

3. ÍNDICES DE SEQUÍA

En este trabajo se utilizaron seis índices de sequía: el IPE, el ISE, el índice de falta de precipitación (IFP) (Rivera y Penalba, 2009), el PPN, el índice deciles (ID) y el índice Z-Score. Una característica en común que poseen todos los índices es que fueron calculados únicamente en base a datos de precipitación. Un aspecto relevante para el cálculo e interpretación de los índices de sequía es el uso de escalas de tiempo, las cuales indican la cantidad de meses de precipitación a partir de los cuales se calcula el índice de sequía. Estas escalas de tiempo permiten realizar una separación de los distintos tipos de sequía, dado que un déficit en la precipitación en escala de tiempo corta es importante para la agricultura, mientras que en escala de tiempo larga posee relevancia en el

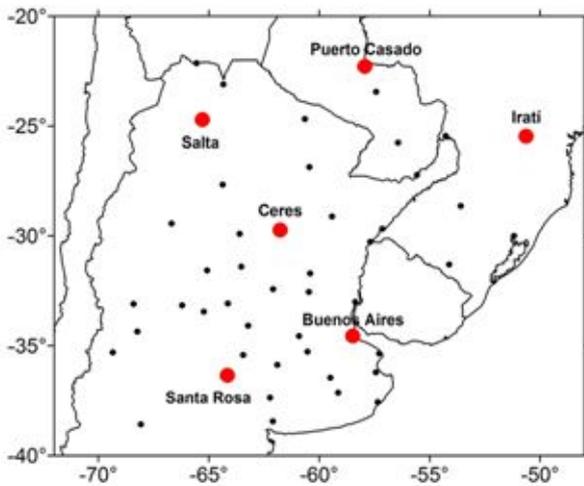


Figura 1: Ubicación de las 48 estaciones seleccionadas para la comparación de los índices de sequía. Los puntos rojos indican las estaciones de referencia.

manejo de los recursos hídricos. En este estudio se consideraron escalas de tiempo de 3 y 12 meses para el análisis de sequías de corto y largo plazo, respectivamente.

El paso de tiempo utilizado para el cálculo de los índices es mensual, dado que es el más adecuado para el monitoreo de los efectos de las sequías en situaciones relativas a la agricultura, el suministro de agua y las extracciones de agua subterránea (Panu y Sharma, 2002). El procedimiento para la obtención de los índices de sequía se detalla en las sub-secciones 3.1 a 3.6.

3.1. Índice de precipitación estandarizado

En la última década, el IPE se convirtió en el índice de sequía más popular, siendo valioso por su desarrollo teórico, su robustez y su versatilidad para el análisis de sequías (Vicente-Serrano y López-Moreno, 2006). McKee y otros (1993) desarrollaron el IPE con el propósito de definir y monitorear sequías. Conceptualmente, el IPE representa la cantidad de desviaciones estándares a partir de la cual un valor de precipitación se encuentra por encima o por debajo del promedio climatológico de una ubicación particular. Este índice es ampliamente aceptado y utilizado en

todo el mundo, tanto en modo operacional como para la investigación, dado que está normalizado en tiempo y escala (Wu y otros, 2007) y por lo tanto puede ser comparado entre regiones con características climáticas distintas.

Para el cálculo del IPE, las series de precipitaciones acumuladas en distintas escalas temporales se dividen en 12 series mensuales, las cuales son ajustadas a una distribución de probabilidades teórica que representa las variaciones de la precipitación en la región de estudio. En esta comparación se utilizó la distribución gamma de dos parámetros, la cual ajusta de manera adecuada los acumulados de precipitación en el SSA tanto en escala mensual como en escalas de tiempo múltiples (Penalba y Rivera, 2012).

La distribución de probabilidad gamma de dos parámetros está dada por (Thom, 1958):

$$g(x) = \frac{x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}}}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} \quad x, \alpha, \beta > 0 \quad (1)$$

La cantidad $\Gamma(\alpha)$ es la función gamma; y los dos parámetros que definen la distribución son el parámetro de forma (α), que determina el grado del sesgo de la distribución; y un parámetro de escala (β), que determina la dispersión de los valores a lo largo del eje x (Wilks, 2006). El cálculo de los parámetros fue obtenido para cada estación meteorológica, para cada escala de tiempo de interés y para cada mes del año. A fin de estimar los parámetros α y β se utilizó el método de máxima verosimilitud (Thom, 1958).

Mediante la integración de la función de densidad de probabilidades con respecto a x y utilizando las estimaciones de los parámetros α y β , se alcanza una expresión para la probabilidad acumulada $G(x)$ de una dada cantidad de precipitación que ocurre en un determinado mes y para cada escala de tiempo de interés. La probabilidad acumulada se expresa como

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{\int_0^x x^{\hat{\alpha}-1} e^{-\frac{x}{\hat{\beta}}} dx}{\hat{\beta}^{\hat{\alpha}} \Gamma(\hat{\alpha})} \quad (2)$$

La distribución gamma no está definida para valores de $x = 0$, lo cual es un problema dado que las series de datos de precipitación pueden incluir meses en los cuales no se registraron lluvias. Teniendo esto en cuenta, se utilizó el estadístico $H(x)$ para definir la probabilidad acumulada:

$$H(x) = q + (1 - q)G(x) \quad (3)$$

donde q es la probabilidad de $x = 0$. Si m es la cantidad de ceros en una muestra de tamaño n , q puede estimarse como el cociente entre m y n . Luego, la distribución de probabilidad acumulada se transforma a una distribución normal a fin de obtener el IPE, siguiendo la aproximación sugerida por Abramowitz y Stegun (1965).

3.2. Índice de falta de precipitación

El índice de falta de precipitación (IFP) fue definido por Rivera y Penalba (2009) para analizar los períodos secos y húmedos en Argentina. Su cálculo depende únicamente de la cantidad mensual de días secos en cada estación meteorológica, considerando un día seco como aquel donde el acumulado de precipitación fue nulo. Originalmente, el IFP fue definido en ventana de 12 meses y, con el fin de realizar esta comparación, el mismo fue extendido al resto de las ventanas de tiempo consideradas.

El IFP fue construido de la siguiente forma:

- 1) La cantidad de días secos fue calculada a nivel mensual para todas las estaciones meteorológicas y escalas de tiempo consideradas.
- 2) Un promedio móvil en ventanas de 1, 3, 6, 9 y 12 meses fue aplicado a la serie de días secos, utilizando una ventana no centrada con un esquema de pesos igual a $1/n$, siendo n el ancho de la ventana temporal. De esta forma, el valor del IFP depende del valor presente y de los valores pasados de la serie. Por ejemplo, el valor del IFP en ventana de 3 meses para el mes de agosto corresponde al promedio del valor de agosto, julio y junio.
- 3) Las series de cantidad de días secos fueron estandarizadas respecto a los valores mensuales de media y desviación estándar del período 1961-2008. A esta serie temporal se la multiplicó

por -1 a fin de asignar valores negativos a períodos secos y valores positivos a períodos húmedos.

3.3. Índice de sequía efectivo

El índice de sequía efectivo (ISE) es una medida intensiva que intenta determinar de manera más exacta el inicio y fin de los períodos de sequía. A diferencia de muchos otros índices de sequía, el ISE, en su forma original, fue definido en escala diaria. Un argumento válido para utilizar un índice de sequía en escala diaria es que en una región afectada por sequía, la cantidad de agua necesaria para retornar a condiciones normales puede registrarse con solo un día de lluvia (Byun y Wilhite, 1999). Sin embargo, sus principios pueden ser utilizados similarmente con datos en escala mensual, tal como se describe en Smakhtin y Hughes (2007).

El primer paso para la obtención del ISE consiste en calcular la precipitación efectiva (PE), la cual es obtenida sumando la precipitación con una función de reducción a lo largo del tiempo. Esta función otorga un factor de peso a los datos de precipitación, con mayores pesos a los datos cercanos al mes en cuestión y menores pesos a medida que se consideran datos previos. Algunas de las funciones de peso utilizadas comúnmente pueden encontrarse en Byun y Wilhite(1999) y Byun y Lee (2002). Conceptualmente, este es el término principal en el procedimiento de cálculo del ISE. Esta función de reducción representa la pérdida de precipitación debido a la escorrentía o la evaporación.

$$PE_i = \sum_{n=1}^i \left[\sum_{m=1}^n \frac{P_m}{n} \right] \quad (4)$$

Donde i es la duración de la suma y P_m es la precipitación de los m meses previos. Asumiendo que i es igual a 3, como m varía de 1 a 3, PE_3 se expresa como $[P_1 + (P_1 + P_2)/2 + (P_1 + P_2 + P_3)/3]$, donde P_1 , P_2 y P_3 son los acumulados de precipitación durante el mes actual, el mes anterior y dos meses atrás, respectivamente. Con lo cual, se verifica que PE para cada mes es una función del mes en cuestión y de los meses anteriores, pero con menores pesos.

Luego, se calcula el valor medio del parámetro PE (PEM). Esta cantidad ilustra las características climatológicas de la precipitación. Byun y Kim (2010) recomiendan un promedio de al menos 30 años de datos para cada mes. El siguiente paso consiste en obtener la desviación de PE (DPE) respecto al PEM, lo cual consiste en la obtención de la anomalía de precipitación en una fecha y lugar particulares. El ISE mensual se define como

$$ISE_j = DPE_j / ST(PE_j) \quad (5)$$

donde $ST(PE)$ indica la desviación estándar de cada PE mensual y j es la duración de la suma. Al igual que el IPE, los valores del ISE están estandarizados, lo cual permite la comparación de la severidad de la sequía en dos o más estaciones meteorológicas más allá de las diferencias climáticas entre estas. El ISE posee diferentes umbrales para la clasificación de sequías en función de las estaciones astronómicas y lluviosas en Corea del Sur (Lee y otros, 2008), lo cual hace que muy probablemente sus umbrales deban adaptarse a las condiciones climáticas de las regiones en las cuales será aplicado. Sin embargo, para este análisis se adoptaron los valores de categorización propuestos por Kim y otros (2009), los cuales coinciden con los del IPE.

La mayoría de los estudios que aplican el ISE, utilizan una ventana de tiempo de 12 meses, la cual fue elegida arbitrariamente por Byun y Wilhite (1999) dado que corresponde al ciclo de precipitación dominante a nivel mundial. La publicación de este índice es relativamente reciente y no ha recibido mucha atención en la región del SSA, aunque ha sido evaluado satisfactoriamente en numerosas regiones (Akhtariy otros, 2009; Roudier y Mahe, 2010).

3.4. Porcentaje de la precipitación normal

El porcentaje de la precipitación normal (PPN) es una de las medidas más directas del desvío de la precipitación respecto a su promedio de largo plazo (Morid y otros, 2006). Los estudios que utilizan el PPN son efectivos cuando se

aplican en una región particular o una única estación astronómica, dado que el índice puede malinterpretarse cuando se generaliza a regiones amplias (Hayes, 2000). La obtención del PPN involucra dos pasos. Primero, se obtiene el valor medio (x_{med}) para el mes o los meses considerados. Luego, el valor de precipitación (x_i) se divide por la media y se multiplica por 100 a fin de obtener el PPN.

$$PPN = \frac{x_i}{x_{med}} \cdot 100 \quad (6)$$

Se considera que un valor de precipitación es normal (100%) cuando coincide con el valor medio para una dada ubicación. El PPN puede calcularse para una variedad de escalas temporales, desde un único mes a un conjunto de meses que representen estaciones astronómicas o años hidrológicos. Una de sus principales desventajas es que el promedio de la precipitación suele diferir de la mediana –valor excedido por el 50% de las ocurrencias– dado que la precipitación no posee distribución normal en escalas de tiempo cortas. El uso del PPN implica una distribución normal, donde la media y la mediana poseen el mismo valor (Hayes, 2000).

Debido a su variabilidad espacial, es difícil ligar un valor de desvío de la precipitación con un impacto específico que ocurre como resultado de ese apartamiento. Esto inhibe los intentos de mitigar los riesgos de sequía y formar un plan de respuesta basados en desviaciones respecto de la precipitación normal (Willekey otros, 1994). Sin embargo, debido a su cálculo simple, el PPN es adecuado para la radiodifusión del tiempo y el público en general (Dogán y otros, 2012).

3.5. Índice deciles

El índice deciles (ID) fue sugerido por Gibbs y Maher (1967) a fin de evitar algunas de las debilidades en el enfoque del PPN y ha sido comúnmente utilizado en estudios de sequías. El ID fue ampliamente utilizado en Australia para el monitoreo de condiciones de sequía dado que es un índice simple de calcular y provee la base para alertar sobre el comienzo de sequías y realizar un seguimiento de la evolución de sequías existentes.

El análisis del ID es valioso dado que el índice está normalizado en el tiempo y por lo tanto es comparable espacialmente (Monnik, 2000).

Para calcular el ID, los valores de precipitación para cada mes -o período de meses- son ordenados desde los más altos a los más bajos a fin de construir una distribución de frecuencias acumuladas. Luego, esta distribución es dividida en 10 partes o deciles (10 porciones de 10% cada una). De esta forma, el primer decil es el valor de precipitación que no se supera por el 10% de los datos de precipitación en el registro; el segundo decil es el valor de precipitación no excedido por el 20% de los datos y así sucesivamente. Comparando la cantidad de precipitación en un mes -o un período de varios meses- con la distribución acumulada de precipitación en ese período, puede evaluarse la severidad de la sequía.

3.6. Z-Score

El índice Z-Score es una cantidad adimensional y se calcula para cada escala de tiempo considerada como la diferencia entre la precipitación acumulada (x_i) y el promedio de la precipitación (x_{med}), dividido por la desviación estándar de la población (σ).

Si la escala de tiempo considerada es de 3 meses y se procede a la obtención del Z-Score para el mes de marzo de un año particular, entonces x_i es la precipitación total del mes de marzo del año en cuestión, más la de los meses de febrero y enero, y x_{med} el promedio de la precipitación total para ese período específico de 3 meses (enero-febrero-marzo). El Z-Score indica cuántas desviaciones estándar un valor de precipitación se encuentra por encima o por debajo del promedio. Wu y otros (2001) concluyeron que las principales ventajas del Z-Score por sobre el IPE son su simplicidad en el cálculo y la capacidad de permitir datos faltantes, lo cual lo hace más flexible en regiones donde los datos de precipitación suelen ser incompletos.

En algunos estudios se ha llegado a confundir al índice Z-Score con el IPE (Komuscu, 1999;

Aktariy otros, 2009; Batisani, 2011). El Z-Score no requiere que los datos se ajusten a una distribución de probabilidades teórica. Debido a esto, se especula que el Z-Score podría no representar las escalas de tiempo más cortas tan bien como el IPE (Edwards y McKee, 1997; Dogan y otros, 2012).

4. CRITERIOS DE COMPARACIÓN

La sensibilidad de la investigación de las sequías depende de la ventana de tiempo utilizada para cada índice (Dogan y otros, 2012) y esto permitirá analizar un amplio espectro de sequías. En esta investigación, la comparación de los 6 índices de sequía se realizó en escalas de 1, 3, 6, 9 y 12 meses, las cuales han sido utilizadas ampliamente (Wu y otros, 2001). Debe tenerse en cuenta que el ISE fue calculado una única vez por estación, dado que es un índice independiente de la escala de tiempo considerada y se determina mediante la precipitación pesada durante un año.

Los índices IPE, ISE, IFP y Z-Score poseen el mismo rango de valores numéricos (Tabla I), por lo tanto, pueden ser comparados directamente. Los índices PPN e ID poseen rangos que difieren totalmente de los 4 índices mencionados anteriormente, los cuales fueron obtenidos de los trabajos de Dogan y otros (2012) y Morid y otros (2006) respectivamente.

Dado que estos trabajos realizaron comparaciones de índices de sequía en regiones semi-áridas, se evaluará qué tan adecuadas son las categorizaciones propuestas para el ID y el PPN en la variedad de climas que posee la región de estudio.

En base a los estudios de Keyantash y Dracup (2002), Ntale y Gan (2003) y Tsakiris y Pangalou (2009), se propuso un conjunto de cinco criterios para la evaluación de los índices de sequía, a fin de determinar cuál es el índice más apropiado para el monitoreo de sequías a nivel regional en el SSA. Estos criterios son: (1) sensibilidad; (2) flexibilidad; (3) transparencia; (4) tratabilidad; y (5) dimensionalidad, los cuales se definen a

Categoría	IPE, ISE, IFP, Z-Score	ID	PPN
Húmedo	$\geq 1,00$	≥ 70	> 100
Normal	-0,99 a 0,99	30 a 70	80 a 100
Sequía moderada	-1,49 a -1,00	20 a 30	55 a 80
Sequía severa	-1,99 a -1,50	10 a 20	40 a 55
Sequía extrema	$\leq -2,00$	≤ 10	≤ 40

Tabla I: Categorización de los índices de sequía utilizados en el estudio. Las categorías están de acuerdo a: IPE (McKee y otros, 1993); ISE (Kim y otros, 2009); ID (Morid y otros, 2006); Z-Score (Dogan y otros, 2012); PPN (Dogan y otros, 2012).

continuación.

La sensibilidad mide qué tan susceptible es el índice a los cambios en las precipitaciones tanto a nivel temporal como a nivel espacial, lo cual brinda una medida de la variabilidad del índice. Esta característica es primordial para el desarrollo de sistemas de monitoreo y alerta temprana de sequías. Un análisis detallado de los casos de sequías más importantes permitirá evaluar que tan sensible es el índice en un amplio rango de condiciones físicas.

La flexibilidad representa la variedad de escalas temporales en las cuales puede ser computado el índice. Esto es muy importante dado que la humedad del suelo, la escorrentía superficial, y el almacenamiento en reservorios responden a los déficits de precipitación en diferentes escalas temporales. La flexibilidad permite entonces monitorear distintos tipos de sequías.

La transparencia considera la claridad en el objetivo y la base lógica detrás del índice. Los índices deben ser científicamente válidos y físicamente significativos. Es una medida importante dado que un índice de sequía debe ser entendible no solo por la comunidad científica sino también por el público afectado y los tomadores de decisión. La transparencia puede representar la utilidad general y la simplicidad e interpretabilidad del índice. Los índices deben

ofrecer información mejorada sobre los valores de precipitación.

La tratabilidad representa los aspectos prácticos del índice. Por ejemplo, un índice intratable puede requerir un alto grado de cómputos numéricos, o los pasos de su cálculo pueden ser particularmente complicados. Un índice intratable puede además requerir datos que están escasamente observados, o necesitar una extensa base de datos histórica para su obtención. Se considera que la disponibilidad de un software de cálculo del índice incrementa la tratabilidad del mismo.

En cuanto al criterio de dimensionalidad, la normalización con respecto al clima, en unidades adimensionales, facilita en gran medida las comparaciones espaciales a través de diferentes ámbitos. Además, un buen índice de sequía debe ser capaz de ajustarse a valores sin precedentes si ocurre un comportamiento climático extraordinario en el futuro, y debe poseer un amplio rango de valores.

A fin de determinar la importancia relativa de cada criterio, Keyantash y Dracup (2002) otorgaron un conjunto de pesos a cada uno, cuya importancia relativa se determinó subjetivamente (Tabla II). Si bien la escala de pesos puede resultar subjetiva, el énfasis en los pesos reside en que un índice puede ser

Criterio	Peso asignado	Importancia relativa
Sensibilidad	10	~31%
Flexibilidad	8	~25%
Transparencia	6	~19%
Tratabilidad	5	~16%
Dimensionalidad	3	~9%

Tabla II: Pesos asignados a los criterios de evaluación seleccionados.

un excelente caracterizador espacio-temporal de las condiciones hídricas, lo cual es altamente deseable, pero sus valores pueden no estar estandarizados y de este modo, puede dificultarse su comparación regional. No obstante, esta última problemática puede solucionarse, mientras que la sensibilidad de cada índice difícilmente pueda ser modificada. Además, este esquema de pesos es consistente con el propuesto por Keyantash y Dracup (2002). A fin de evaluar los índices de sequía en el SSA, a cada uno de los criterios seleccionados se le asignó un rango de valores del 1 al 5, siendo 5 el valor más deseable. De esta forma, la suma de los valores de los 5 criterios multiplicados por cada uno de sus pesos indicará el puntaje total para cada índice, siendo 160 el máximo puntaje posible. Estos valores se otorgaron en función de un análisis cuantitativo y cualitativo de los índices de sequía. Siguiendo el análisis de Barua y otros (2011), los aspectos cualitativos se evaluaron en función de los aspectos teóricos y computacionales; mientras que los aspectos cuantitativos se evaluaron mediante el análisis espacio-temporal de los índices en la región de estudio.

Los 6 índices de sequía fueron comparados en 6 estaciones de referencia: Salta; Ceres; Buenos Aires; Santa Rosa; Iratí (BR) y Puerto Casado (PY), las cuales representan de manera adecuada las variaciones espacio-temporales de la precipitación a nivel regional y poseen una distribución espacial homogénea (Figura 1). En el caso de la comparación del comportamiento espacial de los índices, se utilizaron la totalidad de las 48 estaciones meteorológicas consideradas.

Para los 4 índices que poseen rangos de valores similares, se analizaron los diagramas de dispersión del IPE en función de los índices IFP, ISE y Z-Score, y se utilizó el coeficiente de correlación de Pearson (r^2) como una medida de asociación entre ellos. Este tipo de comparaciones ha sido llevado a cabo por Wu y otros (2001), Morid y otros (2006) y Byun y Kim (2010), entre otros. Con el fin de evaluar el comportamiento espacio-temporal de los índices de sequía, se analizó el evento ocurrido en los años 1988-89, el cual afectó gran parte del SSA.

5. RESULTADOS

5.1. Relación entre los índices de la sequía y comparación de las categorizaciones

El análisis de regresión entre los distintos índices se llevó a cabo para las 5 escalas de tiempo consideradas. Sin embargo, a fin de simplificar los resultados, en este trabajo se presentarán únicamente las figuras obtenidas para las comparaciones en escalas de 3 y 12 meses. Para este análisis se descartaron los índices PPN e ID dado el rango de valores que éstos poseen. Además, se muestran únicamente las comparaciones del IFP, ISE y Z-Score respecto al IPE, dado que este último es uno de los índices más aplicados en la región de estudio. Este enfoque fue utilizado por Dogan y otros (2012) y permitirá ahorrar notoriamente la cantidad de información mostrada. Con lo cual, en el eje x de todos los diagramas de dispersión se ubican los valores de IPE mientras que en el eje y se grafican los valores de los restantes índices.

La Figura 2 muestra la regresión lineal entre los valores del IPE y el IFP en escala de 3 meses, en donde se observa que, en las 6 estaciones, la relación entre los dos índices presenta una gran dispersión, con valores de r^2 que oscilan aproximadamente entre 0,31 y 0,48. Esto puede deberse a que los acumulados de días secos pueden no relacionarse directamente con la ocurrencia de eventos de sequías. La relación entre el IPE en ventana de 3 meses y el ISE es mayor, con valores de r^2 entre 0,46 y 0,72 (Figura

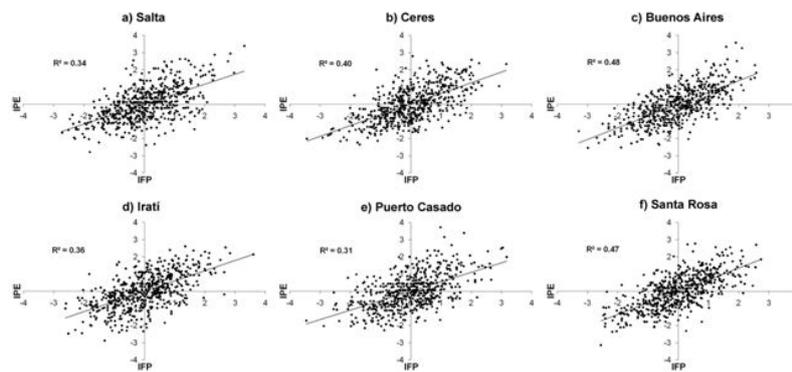


Figura 2: Diagramas de dispersión para el IPE y el IFP en escala de 3 meses para las 6 estaciones seleccionadas. Período: 1961-2008.

3). Las mayores diferencias se observan en la estación Salta, principalmente durante los meses secos (Figura 3a); y en la estación Puerto Casado durante los meses húmedos (Figura 3e). Un factor importante es la discrepancia en los valores que alcanzan ambos índices en condiciones secas y húmedas extremas.

Para condiciones de sequía (tercer cuadrante de los paneles de la Figura 3), se observa que el ISE tiende a estar acotado y sólo en unos pocos meses logra alcanzar condiciones de sequía extrema ($ISE \leq -2,0$), mientras que el IPE puede presentar valores inferiores a $-3,0$. Sin embargo, cuando se analizan las condiciones húmedas (primer cuadrante de los paneles de la Figura 3), ambos índices presentan valores similares. Esto podría indicar la presencia de un sesgo hacia condiciones húmedas por parte del ISE, que puede afectar la identificación de sequías en la región de estudio. Ese hecho es evidente en el caso de la estación Puerto Casado (Figura 3e) si se consideran condiciones húmedas extremas ($ISE \geq 3,0$).

En cuanto a la comparación del IPE con el Z-Score, se observa un comportamiento heterogéneo en las regresiones, con valores de r^2 que van desde aproximadamente 0,1 para la estación Salta a aproximadamente 0,83 para la estación Iratí (Figura 4). En todos los casos, las mayores discrepancias se observan durante los

meses húmedos.

Esto podría estar asociado al hecho que las series de precipitación en escala de 3 meses no se ajusten a una distribución normal, lo cual estaría afectando los valores del índice Z-Score. A fin de obtener una mejor inspección de las relaciones entre los índices de sequía en escala de 3 meses, para cada una de las 6 estaciones de referencia se calculó la cantidad de meses que cada índice presentaba en las distintas categorías de sequías (Figura 5). Las categorías del eje x de los histogramas son: SE –sequía extrema–; SS –sequía severa–; SM –sequía moderada–; N –normal–; H –húmedo– (Tabla I). Para este análisis se descartó el ID dado que por su definición, otorga la misma cantidad de casos a cada decil, con lo cual, todas las categorías tendrán la misma frecuencia absoluta. Esto resulta válido en las escalas de tiempo de 3, 6, 9 y 12 meses. Sin embargo, en escala de 1 mes en regiones semi-áridas, se observa que el ID tiende a sobreestimar la frecuencia de meses correspondientes a sequía extrema y a subestimar la frecuencia de meses correspondientes a sequía severa (resultado no mostrado).

En todas las estaciones se observa que las frecuencias son similares en todas las categorías en el caso del IFP, IPE e ISE, con un histograma de tipo campana. El IPE tiende a presentar mayor sensibilidad a los cambios en

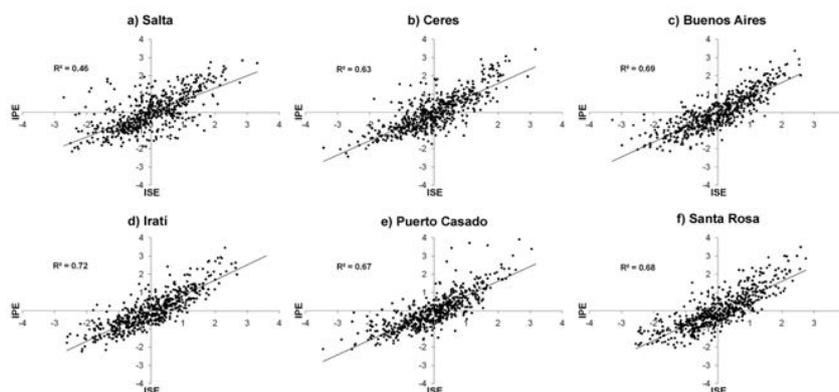


Figura 3: Ídem Figura 2 para el IPE y el ISE.

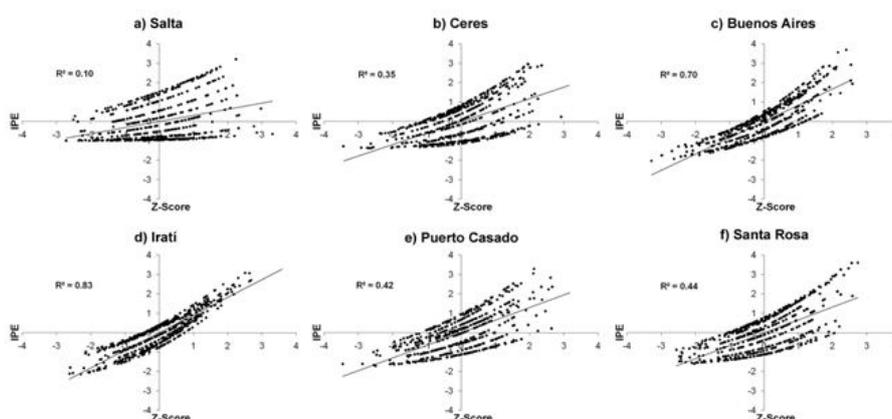


Figura 4: Ídem Figura 2 para el IPE y el Z-Score.

la precipitación que el ISE, dado que clasifica mayores frecuencias en las categorías de sequía extrema y severa (Figura 5). En ese sentido, el ISE tiende a clasificar muy pocos meses en la categoría de sequía extrema. Lo mismo sucede con el índice Z-Score, que además en las estaciones Salta y Ceres no presenta meses con sequías severas (Figura 5a y 5b). El índice PPN tiende a sobreestimar las frecuencias de sequías en gran parte de las estaciones, en particular, en la categoría de sequías extremas. Lo mismo sucede para las categorías húmedas, en tanto que clasifica muy pocos meses en la categoría normal. Este comportamiento fue evidenciado en Irán por Morid y otros (2006).

En el caso de la escala de 12 meses, la relación entre los valores del IPE y el IFP durante el

período 1961-2008 presenta una gran dispersión (Figura 6). Con excepción de la estación Santa Rosa (Figura 6g), en todos los casos se observaron disminuciones en los valores del coeficiente r^2 respecto a la escala de 3 meses (Figura 2). Esto indica que la relación entre los acumulados de días secos y los déficits en las precipitaciones disminuye a medida que se incrementa la escala temporal. En esta escala de tiempo, las regresiones lineales entre el IPE y el ISE indican que ambos índices tienen una buena relación, con valores de r^2 entre 0,58 y 0,70 (Figura 7).

Las mayores discrepancias se observan durante los meses con condiciones húmedas, donde la dispersión se incrementa. Al igual que para la escala de tiempo de 3 meses, se observa que el ISE tiende a presentar pocos meses con condiciones

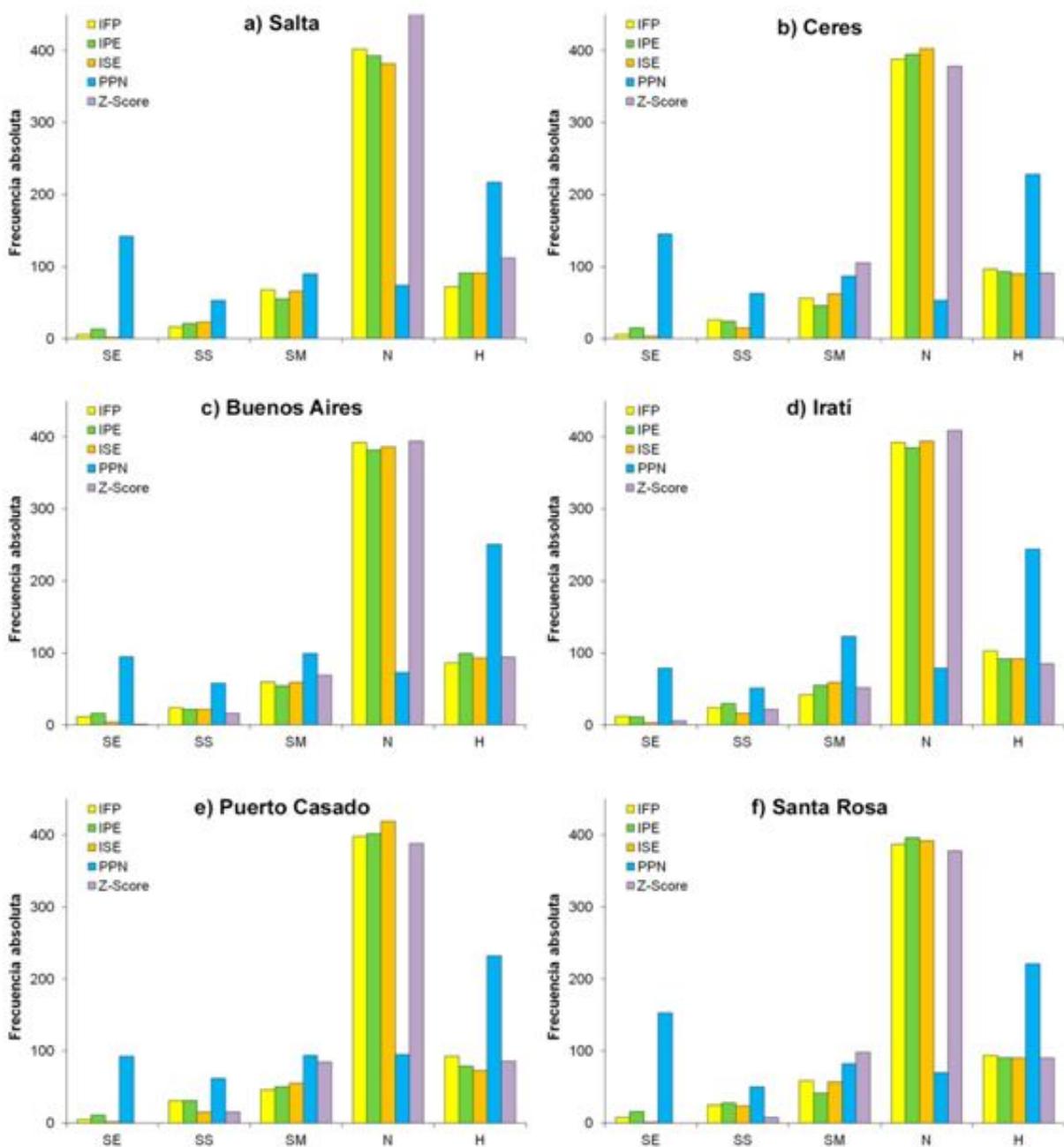


Figura 5: Histogramas de frecuencias de las categorías de sequía en escala de 3 meses para los índices IFP, IPE, ISE, PPN y Z-Score en las estaciones seleccionadas. Período: 1961-2008.

de sequía extrema ($ISE \leq -2, 0$); y se evidencia un sesgo hacia condiciones húmedas respecto a IPE.

La relación entre el IPE y el Z-Score en escala de 12 meses presenta una gran mejoría respecto a lo obtenido para la escala de 3 meses (Figura 8). Los

valores de r^2 para las 6 estaciones superan el valor de 0,98. Esta relación es particularmente buena durante los meses normales y de sequía moderada. El índice Z-Score generalmente presenta una mayor cantidad de valores positivos que el IPE, principalmente en condiciones de sequía, lo cual fue identificado por Wu y otros (2001). Esta

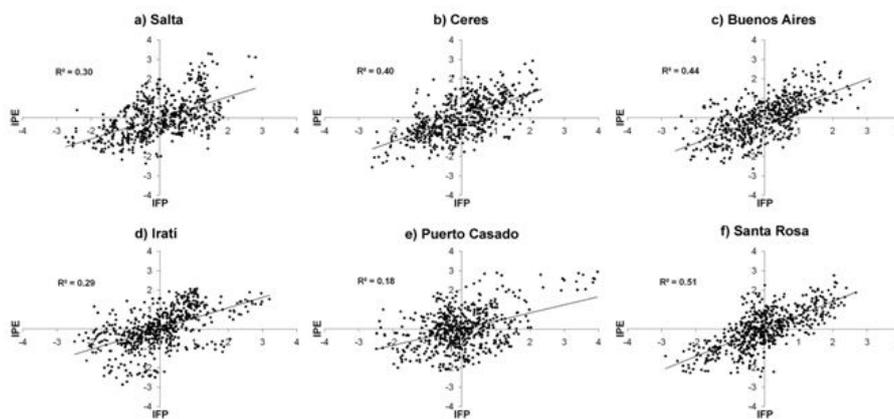


Figura 6: Diagramas de dispersión para el IPE y el IFP en escala de 12 meses para las 6 estaciones seleccionadas. Período: 1961-2008.

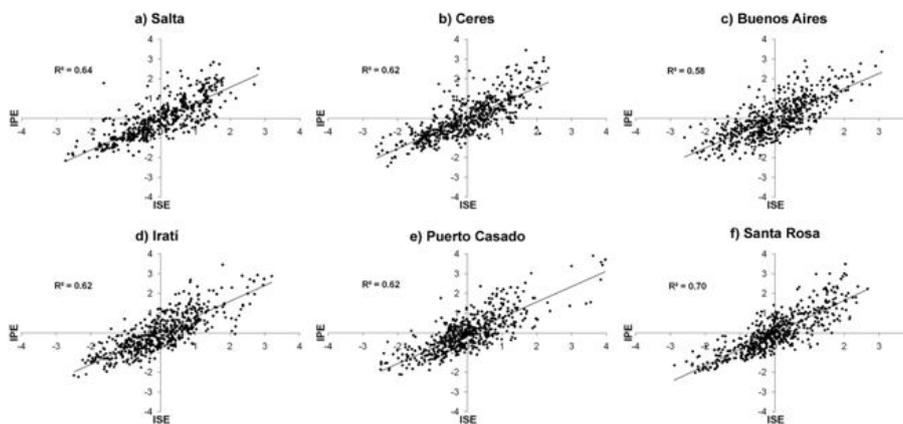


Figura 7: Ídem Figura 6 para el IPE y el ISE.

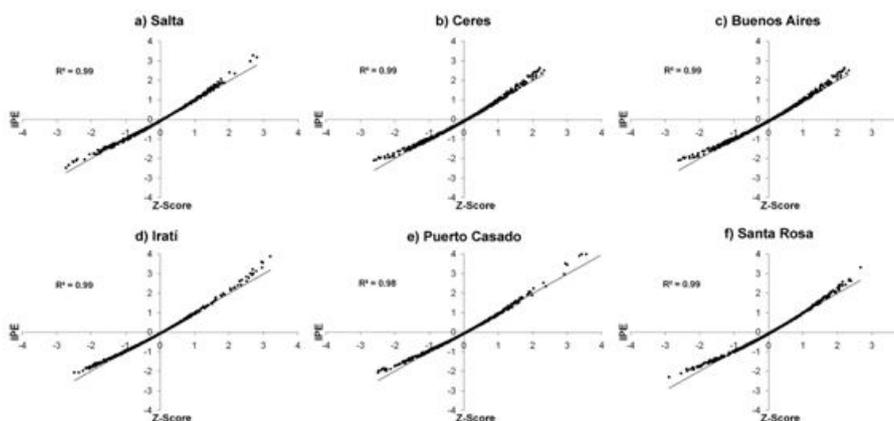


Figura 8: Ídem Figura 6 para el IPE y el Z-Score.

similitud entre el IPE y el Z-Score se da debido a que, de acuerdo al teorema central del límite, a medida que la escala de tiempo se incrementa

y excede los 6 meses, la distribución gamma tiende a la distribución normal (Lloyd-Hughes y Saunders, 2002).

Mediante el análisis de las frecuencias absolutas de las categorías de sequías identificadas por los índices en ventana de 12 meses (Figura 9), se observa en todas las estaciones que los índices Z-Score, PPN e ISE identifican muy pocos casos en la categoría de sequía extrema. En el caso del PPN, se da una progresión desde una sobreestimación de meses de sequía extrema en escalas de 1 y 3 meses hacia una subestimación en la misma categoría en escalas de 9 y 12 meses. Al igual que para la ventana de tiempo de 3 meses, se observa que el IPE tiende a presentar mayor sensibilidad a los cambios en la precipitación que el ISE, dado que clasifica mayores frecuencias en las categorías de sequía extrema y severa. El índice Z-Score mejora respecto a los resultados en escala de 3 meses, dado que logra identificar meses de sequía severa en todas las estaciones, sin embargo los valores de frecuencia siguen siendo inferiores al resto de los índices. Se observa que el índice PPN posee un sesgo hacia condiciones húmedas dada la gran cantidad de meses que son clasificados en la categoría húmedo. En comparación con el IPE, el ISE y el Z-Score, el IFP tiende a sobreestimar la frecuencia de eventos de sequía extrema en las estaciones Iratí y Puerto Casado (Figura 9d y 9e), y subestima los meses correspondientes a la categoría normal.

5.2. Análisis Espacio-Temporal de los índices de sequía

A fin de evaluar la sensibilidad de los diferentes índices de sequía, es necesario examinar sus patrones espacio-temporales, con el fin de establecer cómo reflejan los cambios en las condiciones de sequía. Inicialmente, se comparó el comportamiento espacio-temporal de los índices durante la sequía que afectó gran parte del SSA entre los años 1988 y 1989. Con el fin de evaluar la respuesta de los distintos índices, el análisis se llevará a cabo en escalas de 3 y 12 meses. La Figura 10 muestra la evolución de los índices de sequía en escala de 3 meses y la precipitación acumulada en la misma escala temporal para la estación Ceres. El hecho de mostrar únicamente las variaciones en la estación Ceres responde a la excepcionalidad que tuvo este evento de

sequía en esa región. Por otro lado, las variaciones temporales del evento de los años 1988-89 fueron similares a las registradas durante el comienzo de la sequía de 2007-09 (resultado no mostrado).

Durante el período 1988-89 se observan 3 pulsos secos en el IPE, ISE, IFP, ID y PPN, mientras que el índice Z-Score presenta solamente dos. El IPE y el ID muestran condiciones de sequía extrema en dos de los tres pulsos secos, mientras que el PPN lo hace en los tres pulsos y el IFP únicamente durante diciembre de 1988. De esta forma, se obtiene que los índices Z-Score e ISE son los que presentan menos sensibilidad a las condiciones meteorológicas en escala de 3 meses, lo cual es coherente con la categorización de la Figura 5. La principal falencia del ISE pasa por la escala temporal, puesto que, dada su falta de flexibilidad, solo puede ser calculado en escala de 12 meses. Los índices PPN e IPE son los más sensibles a las condiciones de sequía durante el período 1988-89 en escala de 3 meses. El ID es el único índice que presenta condiciones de sequía durante los meses de julio y agosto de 1988, lo cual indica su falta de sensibilidad ante los acumulados de precipitación durante el invierno de 1988. El acumulado de precipitación durante los meses de abril, mayo y junio de 1988 es de 9,7 mm., siendo el segundo mayor déficit de precipitación en ese trimestre en la serie 1961-2008. Esto se evidencia a través de condiciones de sequía extrema en los índices PPN, IPE e ID. Durante el trimestre septiembre-octubre-noviembre de 1989 se dio el menor acumulado de precipitación de toda la serie temporal durante ese trimestre, con 68 mm. Tanto el IPE como el PPN captan este déficit, indicando condiciones de sequía extrema durante el mes de noviembre de 1989.

En función de las series temporales de la estación Ceres, a fin de comparar los patrones espaciales de sequía en escala de 3 meses, se muestran los mapas con las categorizaciones para los meses de mayo, junio y julio de 1988. Este período se seleccionó dado que durante el mes de junio todos los índices presentaron un máximo negativo (Figura 10). La Figura 11 muestra

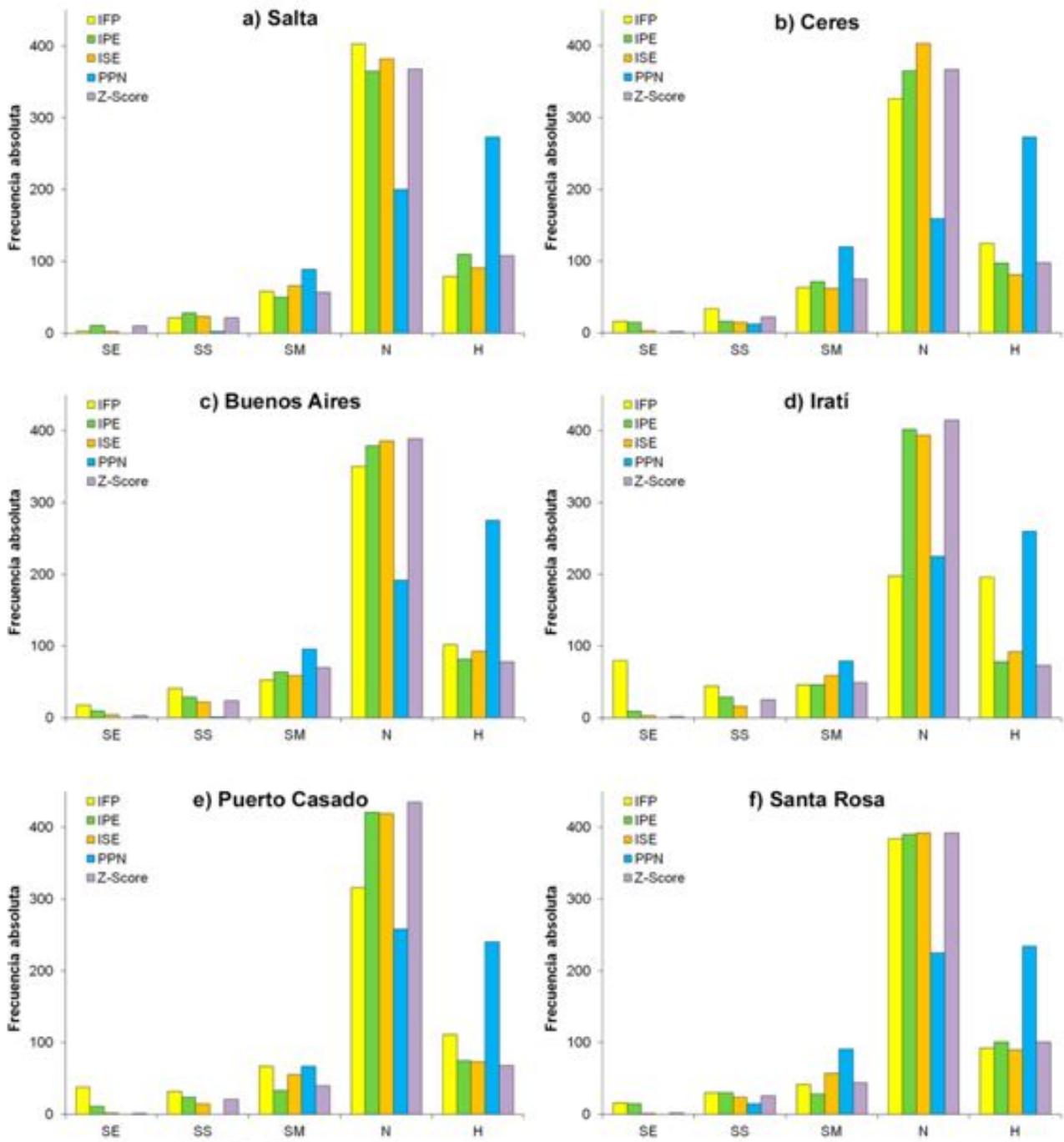


Figura 9: Histogramas de frecuencias de las categorías de sequía en escala de 12 meses para los índices IFP, IPE, ISE, PPN y Z-Score en las estaciones seleccionadas. Período: 1961-2008.

los patrones espaciales del IPE, el PPN y el ID durante los 3 meses antes mencionados. El análisis de estas figuras revela que los tres índices detectan un cambio de condiciones relativamente normales durante mayo a condiciones de sequía

generalizadas durante junio. El índice PPN presenta un patrón espacial de sequía extrema en gran parte del territorio de Argentina durante el mes de junio de 1988 (Figura 11b). El IPE restringe las condiciones más severas a la porción

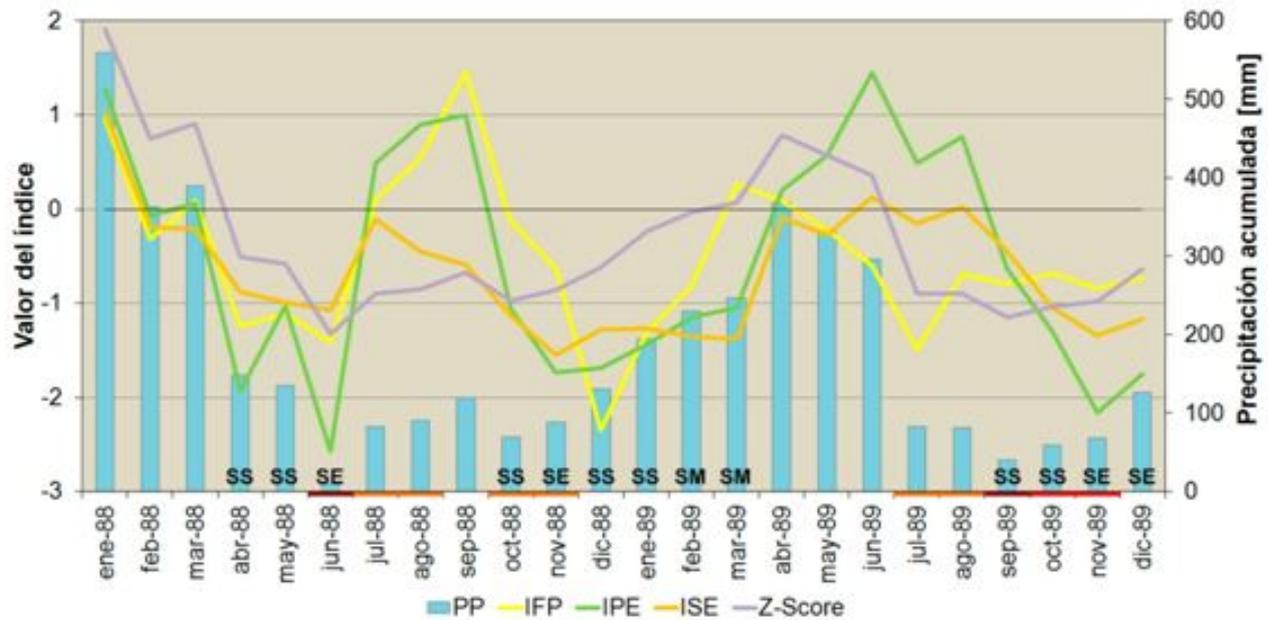


Figura 10: Series temporales de los índices de sequía Z-Score, IFP, IPE e ISE y la precipitación acumulada en escala de 3 meses para la estación Ceres durante el período 1988-89. Los meses resaltados en naranja, rojo y bordó corresponden a meses con sequía moderada, severa y extrema, respectivamente, según el ID. Los meses con las leyendas SM, SS y SE corresponden a meses con sequía moderada, severa y extrema, respectivamente, según el PPN.

centro-este de Argentina y Uruguay (Figura 11a), en tanto que el ID posiciona las condiciones más secas en el centro de Argentina (Figura 11c). Durante julio de 1988, de acuerdo al IPE, condiciones de sequía extrema afectaron gran parte de la provincia de Buenos Aires, y el núcleo de condiciones severas se desplazó hacia el este en comparación con el mes de junio (Figura 11a). El PPN en cambio, continuó con el patrón de sequía extrema generalizada, lo cual obedece al sesgo que se observó en su categorización (Figura 5).

El ID presenta un patrón de sequía moderada y severa en gran parte de la región de análisis (Figura 11c) lo cual podría corresponder a una sobreestimación de las estaciones con condiciones de sequía. Por otro lado, en la Figura 11b se observa que el área correspondiente a estaciones con categoría normal representa una pequeña porción de la región de análisis, lo cual indica que, para el análisis del PPN en el SSA, deben modificarse sus categorías, en particular la

categoría normal.

El análisis del patrón temporal de los índices de sequía en escala de 12 meses presenta un comportamiento más suavizado respecto a la escala de 3 meses, lo que indica que los índices responden más lentamente a los cambios en las precipitaciones (Figura 12). Las variabilidades del Z-Score y el IPE son similares, sin embargo el único índice que categoriza condiciones de sequía extrema en esta ventana de tiempo es el IPE. Esto refleja lo observado anteriormente en la Figura 8. El valor de precipitación acumulada en escala de 12 meses durante el mes de enero de 1989 en la estación Ceres corresponde al quinto acumulado más bajo para un mes de enero en esta escala de tiempo, considerando el período 1961-2008. En concordancia con el IPE, el ID clasifica como sequía extrema el período de diciembre de 1988 a marzo de 1989. Tanto el IFP como el ISE sólo indican condiciones de sequía moderada, a excepción del mes de noviembre de 1988, en el cual el ISE presenta condiciones de sequía severa

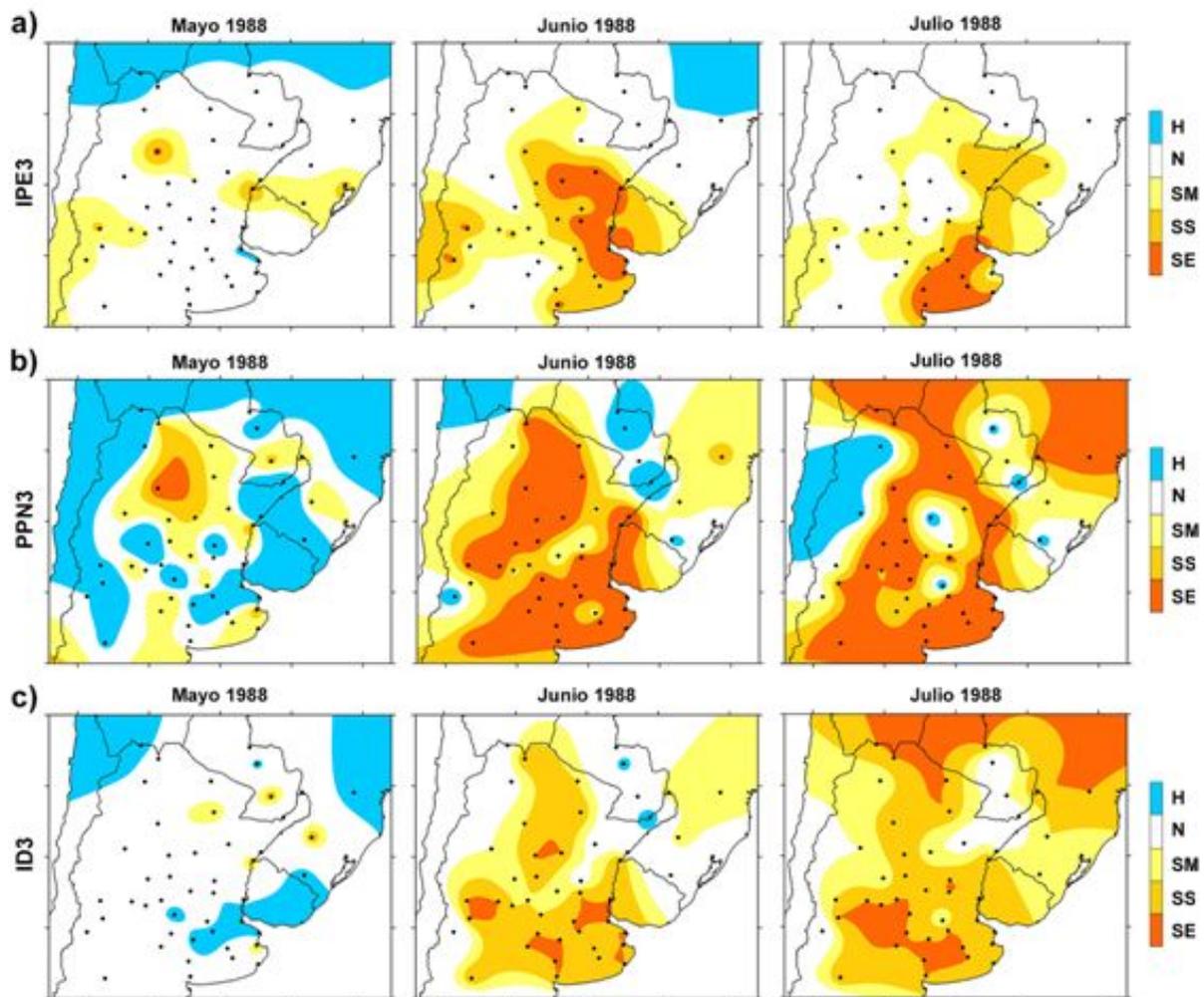


Figura 11: Patrones espaciales de los índices de sequía durante el período mayo-junio-julio de 1988. a) IPE3, b) PPN3, c) ID3.

(ISE = -1,55). La mayoría de los índices presentan condiciones normales durante el final del otoño de 1989, a excepción del ID, que cuantifica 14 meses consecutivos con condiciones de sequía moderada, algunos de ellos en categoría severa y extrema. El PPN posee un comportamiento similar al ID, aunque no llega a condiciones de sequía extrema y separa la sequía en dos pulsos de 7 y 6 meses cada uno. Los índices Z-Score, IFP, IPE e ISE reaccionan fuertemente ante el acumulado de precipitación en 12 meses durante el mes de abril de 1989. No obstante, el ISE se mantiene durante 6 meses con valores cercanos a 0, mientras que el resto de los índices retornan a condiciones de sequía moderada. Los resultados de la Figura 12 son análogos a los obtenidos en las estaciones

Buenos Aires y Santa Rosa, aunque en estas estaciones no se alcanzaron condiciones de sequía extrema durante el evento 1988-89 (resultado no mostrado).

Del mismo modo que en el caso de la escala temporal de 3 meses, se analizaron los patrones espaciales en tres meses seleccionados en función de las variaciones temporales de los índices en la estación Ceres. Las categorizaciones obtenidas a través de los índices IPE e ISE para los meses de noviembre y diciembre de 1988 y enero de 1989 se muestran en la Figura 13.

La evolución mensual de los patrones espaciales de la Figura 13a muestra una intensificación

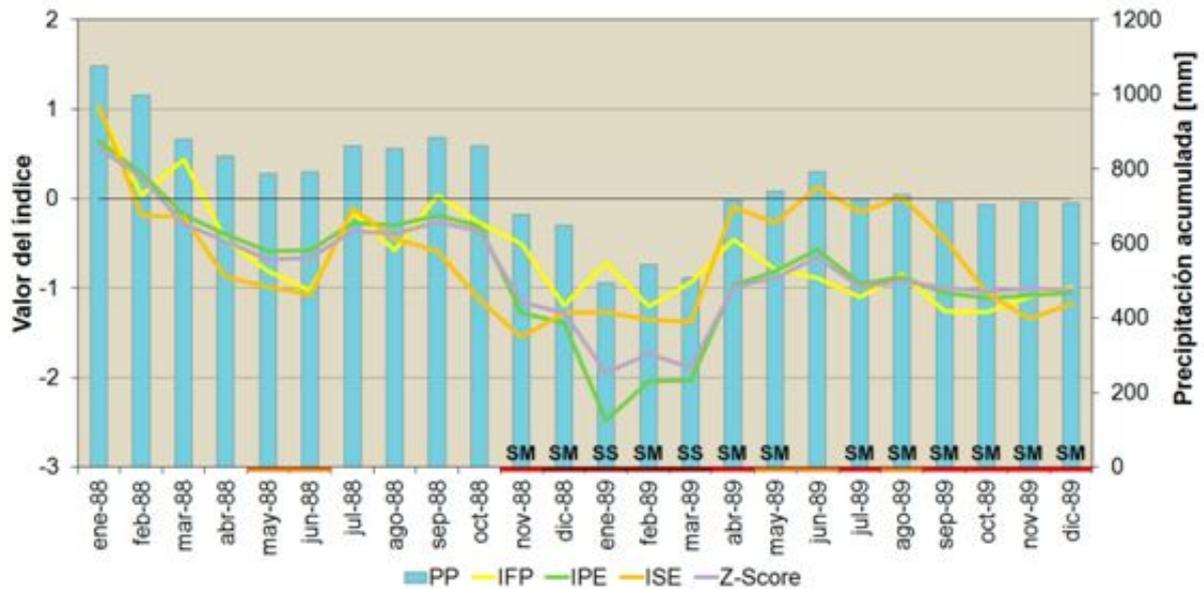


Figura 12: Ídem Figura 10 en escala de 12 meses.

en el área afectada por condiciones de sequía severa y extrema identificadas a través del IPE, principalmente en la región centro-este de Argentina. Lo mismo se observa mediante el ISE, aunque el patrón espacial presenta una menor área asociada a condiciones de sequía extrema (Figura 13b). Ambos índices mostraron un patrón transicional suave durante los meses analizados, lo cual está influenciado por la escala de tiempo considerada.

5.3. Evaluación de los índices a partir de los criterios propuestos

A fin de evaluar los índices, se consideraron los criterios de la Tabla II, a los cuales se les otorgó un puntaje del 1 al 5, siendo 5 un valor que indica que el índice es óptimo teniendo en cuenta cada criterio de evaluación. A continuación se detalla la justificación de los puntajes otorgados a cada índice según cada criterio, cuyos puntajes finales se presentan a modo de resumen en la Tabla III.

Sensibilidad: En función del análisis de los histogramas de las frecuencias absolutas de meses en las distintas categorías de sequías; de la identificación de los períodos secos históricos; y del análisis espacio-temporal de la sequía de los

años 1988-89, se obtuvo que el IPE resultó ser el índice más sensible, por lo cual se le otorgaron 5 puntos en esta categoría. El ISE identificó correctamente los períodos secos históricos, aunque tiende a reaccionar rápidamente ante los acumulados de precipitación, lo cual podría generar el sesgo hacia condiciones húmedas que presentó tanto en los diagramas de dispersión como en los histogramas de categorización. Esto se verificó también en el caso de la sequía de 1988-89, aunque el patrón espacial de los 3 meses analizados resultó similar al del IPE y se corresponde con las regiones afectadas por esta sequía según los trabajos de Seiler y otros (1998) y Minetti y otros (2007). No obstante, el ISE representa las variaciones de la precipitación en escala de entre 6 y 8 meses (Rivera, 2014). En función de estos resultados, en el criterio de sensibilidad se le otorgaron 4 puntos. Tanto el ID como el Z-Score y el IFP recibieron 3 puntos. En el caso del IFP, si bien logró detectar satisfactoriamente los períodos secos históricos en escala de 12 meses en la estación Ceres y alguno de los pulsos secos durante el evento de 1988-89, los diagramas de dispersión mostraron una pobre relación con el IPE, en particular en las estaciones Puerto Casado (PY) e Iratí (BR) (Figura 6). En estas estaciones,

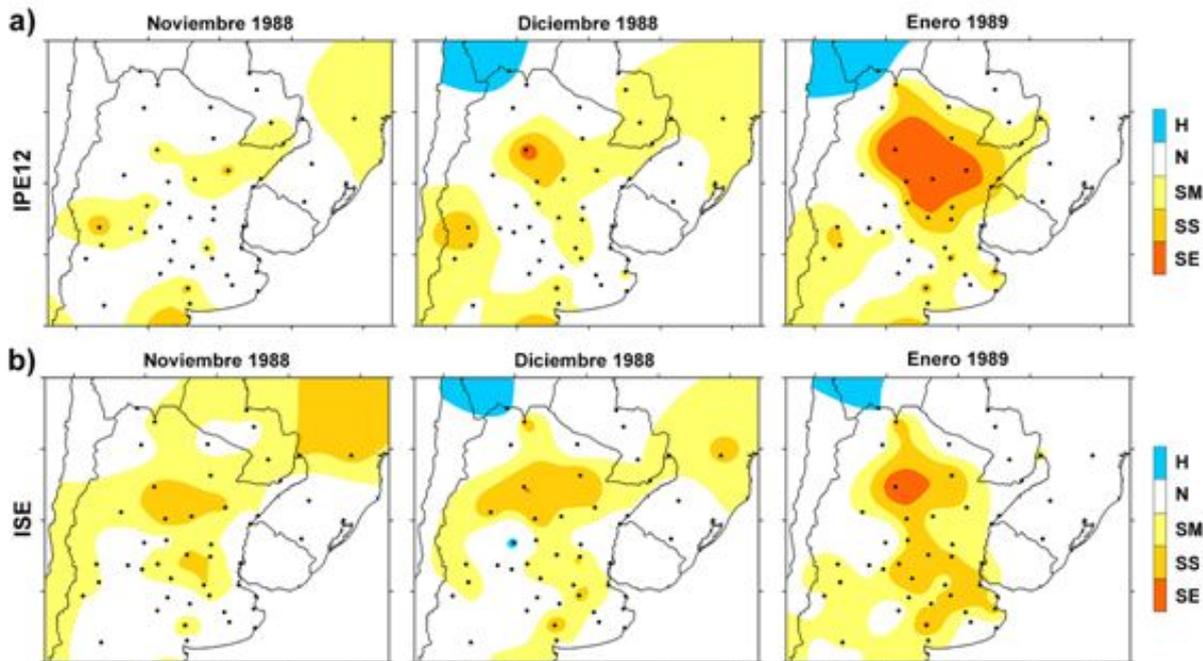


Figura 13: Patrones espaciales de los índices de sequía durante el período noviembre-diciembre-enero de 1988/89. a) IPE12, b) ISE.

Índice	Sensibilidad	Flexibilidad	Transparencia	Tratabilidad	Dimensionalidad	Total
IPE	5	5	4	3	5	144
ID	3	5	4	5	4	131
Z-Score	3	5	4	4	5	129
PPN	2	5	5	5	4	127
IFP	3	5	2	3	5	112
ISE	4	2	3	3	5	104

Tabla III: Comparación de los puntajes de los índices de sequía en función de los criterios de evaluación propuestos.

el IFP sobreestimó la cantidad de meses con sequías extremas (Figura 9). Tanto el ID como el Z-Score presentaron comportamientos temporales similares a los del IPE en escala de 12 meses. No obstante, en escala de 3 meses el ID tiende a sobreestimar el porcentaje de área afectado por sequías (Figura 11c), el cual es superior al 85% durante el mes de julio de 1988. El Z-Score no es consistente con las variaciones temporales del IPE (Figura 10) y tiende a subestimar la

cantidad de meses con sequía (Figura 5). Estas diferencias pueden asociarse a que la precipitación en escalas de 1 y 3 meses no suelen ajustar a una distribución normal, dado el sesgo de sus valores hacia valores cercanos a cero, con lo cual, la estimación del índice Z-Score en estas escalas de tiempo podría ser incorrecta. Por otro lado, el ID tiende a sobreestimar la cantidad de meses con sequía extrema en regiones semi-áridas en escala de tiempo de 1 mes

(resultado no mostrado). El índice PPN resultó ser el menos sensible, dado que sobreestimó notoriamente el área con condiciones de sequía severa y extrema en escala de 3 meses en el caso de la sequía de 1988-89 (Figura 11b), lo cual puede asociarse a los umbrales propuestos para la categorización de sequías. En escala de 12 meses posee un comportamiento similar a la serie temporal del IPE (Figura 10), sin embargo, es evidente el sesgo hacia condiciones húmedas, con una subestimación de los meses en categorías de sequía (Figura 9). Este último resultado también es consecuencia de los umbrales utilizados para la definición de condiciones de sequía.

Flexibilidad: La evaluación del criterio de flexibilidad resultó más simple, dado que en cierta forma todos los índices, a excepción del ISE, pueden adaptarse para el monitoreo de sequías en distintas escalas temporales. Al ISE se le otorgaron 2 puntos dado que puede calcularse únicamente en ventanas de 365 días o 12 meses, aunque diversos estudios realizan promedios de los valores del ISE a fin de llevarlos a escala mensual (Morid y otros, 2006) u otra escala temporal (Roudier y Mahe, 2010). Al resto de los índices se les otorgó el puntaje máximo -5 puntos-.

Transparencia: En cuanto a la transparencia, el PPN es el índice más entendible tanto por la comunidad científica como por el público en general, por lo cual recibió 5 puntos. Con 4 puntos aparecen los índices Z-Score, ID e IPE, los cuales fueron ampliamente utilizados a nivel mundial para la identificación de condiciones de sequía y poseen un objetivo claro. El IPE es utilizado para el monitoreo y análisis de sequías en cerca de 60 países (Wu y otros, 2005), lo cual confirma su utilidad general. El ISE recibió 3 puntos debido a su complejidad teórica. Este índice resulta menos entendible que el IPE, algo ya mencionado por Roudier y Mahe (2010). El IFP es el índice menos transparente, dado que el nexo entre la cantidad de días secos y las condiciones de sequía no es tan directo.

Tratabilidad: Los índices PPN e ID fueron los que

presentaron los valores más altos en el criterio de tratabilidad, dado que sólo necesitan como datos de entrada valores mensuales de precipitación y sus requerimientos computacionales son simples. Asimismo, el Z-Score y el IPE requieren únicamente datos mensuales de precipitación para su obtención, aunque los requerimientos computacionales del Z-Score son mínimos en comparación con los del IPE. Por lo tanto, estos índices reciben 4 y 3 puntos, respectivamente. El ISE también requiere únicamente datos mensuales de precipitación, aunque su versión original utiliza datos en escala diaria y su obtención es un tanto compleja, por lo cual recibe un total de 3 puntos. Por último, el IFP recibió 3 puntos dado que requiere datos diarios de precipitación a fin de estimar la cantidad de días secos por mes, aunque su cálculo es simple.

Dimensionalidad: En el criterio de dimensionalidad los índices Z-Score, ISE, IFP e IPE recibieron 5 puntos dado que son índices adimensionales que están estandarizados y permiten comparar sus valores entre diferentes estaciones y períodos. El ID y el PPN recibieron 4 puntos dado que no están estandarizados, aunque sus valores pueden ajustarse a datos de precipitación extremos.

En función del análisis realizado, los puntajes totales para los 6 índices utilizados se muestran en la Tabla III. Finalmente, el ranking de los índices de sequía quedó conformado de la siguiente forma: IPE, ID, Z-Score, PPN, IFP e ISE. Por lo tanto, se muestra que el índice de precipitación estandarizado es la mejor opción para la cuantificación de condiciones de sequía en el SSA. Cabe destacar que el hecho de no considerar diferentes pesos a los criterios utilizados no cambia que el IPE resulte el índice más adecuado. Barua y otros (2011) demostraron que la subjetividad natural asociada a la asignación de pesos a los criterios no tiene un impacto en el ranking de los índices de sequía. Es destacable el comportamiento de los índices Z-Score e ID en la región, sobre todo en escalas de tiempo de 6 a 12 meses.

6. RECOMENDACIONES Y CONCLUSIONES

En este trabajo se realizó una comparación de seis índices de sequía basados en datos de precipitaciones mensuales en diversas escalas temporales. Los criterios de comparación incluyeron un análisis de su sensibilidad, flexibilidad, transparencia, tratabilidad y dimensionalidad. La comparación incluyó una componente meramente estadística, basada en el análisis de los histogramas de frecuencias de meses en las distintas categorías de sequía en 6 estaciones de referencia ubicadas en el Sur de Sudamérica (SSA) y una comparación entre los diagramas de dispersión de los distintos índices respecto al índice de precipitación estandarizado (IPE). El otro aspecto a analizar fue cómo los índices representaron espacial y temporalmente los eventos de sequías históricas y, en particular, el evento que afectó la región de estudio durante los años 1988-89. Esta investigación mostró que los índices de sequía poseen ciertas similitudes tanto para la identificación de sequías históricas como en el análisis espacio-temporal durante el evento de 1988-89, lo cual está asociado a que los 6 índices poseen como variable de entrada únicamente datos de precipitación.

En función de ciertos pesos otorgados a cada criterio de forma subjetiva, pero en línea con lo propuesto por Keyantash y Dracup (2002), se establecieron los puntajes para cada índice de sequía. El hecho de analizar eventos de sequía extremos en una cantidad limitada de estaciones puede aportar cierta subjetividad a los resultados. No obstante, se considera que esta limitación no influye en el resultado final, dado que existen características intrínsecas a cada índice que son independientes del período elegido y el evento presentado en este estudio abarcó un amplio rango de categorías de sequía.

Las respuestas espaciales y temporales de los diferentes índices apuntan a la necesidad de utilizar varios índices de seguimiento de sequías en el área de estudio, que sirvan al momento de la toma de decisiones. Además, esto se soporta en el

hecho de que ningún índice de sequía es superior en todas las circunstancias, y a la creciente necesidad de sinergia entre los distintos índices a fin de lograr unanimidad en las decisiones (Mizzell y Lakshmi, 2003).

Además de las escalas de tiempo evaluadas -3 y 12 meses-, se recomienda el monitoreo en otras escalas de tiempo, lo que permitirá evaluar los efectos de los déficits de precipitación sobre los distintos componentes de los recursos hídricos. El National Drought Mitigation Center (Estados Unidos) realiza un monitoreo continuo en escalas de 1, 3, 6, 9 y 12 meses, las cuales deben ser adoptadas también en el SSA.

A fin de mejorar la aplicabilidad de algunos de los índices analizados, se consideran algunas recomendaciones:

- a) Con respecto al porcentaje de la precipitación normal (PPN) se aconsejan cambios en su categorización, a fin de aumentar su potencial para la detección de sequías en el SSA. En el caso de la escala de 3 meses, se observó que el índice clasifica una gran cantidad de meses como sequías extremas (Figura 5), lo cual podría mejorarse desplazando el umbral de esta categoría de 40 a 30. En el caso de las escalas de 3 y 12 meses, el índice clasifica pocos meses dentro de la categoría normal (Figuras 5 y 9), lo cual puede mejorarse si se amplía el rango de valores de 80 a 120. Esto a su vez tendrá efecto en la reducción de las frecuencias asociadas a condiciones húmedas. Ambas correcciones deben ser evaluadas a fin de determinar la mejora en el desempeño del PPN.
- b) En el caso del índice Z-Score, el mismo debe utilizarse en escalas de tiempo superiores a los 6 meses, y particularmente en regiones que no sean semi-áridas. Esto se debe a que las diferencias obtenidas entre el Z-Score y el IPE están asociadas a que los acumulados de precipitación en escalas de 1 y 3 meses pueden no ajustar satisfactoriamente a la distribución normal. La transformación equi-probable llevada a cabo para la obtención del IPE brinda la robustez necesaria para el análisis de un amplio

rango de escalas temporales.

c) El índice de sequía efectivo (ISE) posee una única escala de tiempo para su cálculo (12 meses o 365 días) lo cual dificulta su comparación en otras escalas de tiempo y puede limitar su capacidad de monitoreo. Sin embargo, debido a la distribución de pesos que se aplican a los acumulados de precipitación, indirectamente se reduce la escala de tiempo considerada. En función de la correlación entre el ISE y el IPE en ventanas de 1 a 12 meses, se obtuvo que los mayores coeficientes de correlación se dieron en ventanas de 6 a 8 meses (Rivera, 2014). Esto podría indicar que el ISE resulta útil para el monitoreo en ventana de 6 a 8 meses, y su habilidad debe compararse con el resto de los índices en esas ventanas de tiempo. Se considera que una modificación del esquema de pesos propuesto por Byun y Wilhite (1999) podría solucionar esta problemática. El ISE es un índice sumamente prometedor, principalmente cuando es calculado en su formato original –basado en datos de precipitación diarios–, dado que puede revelar deficiencias hídricas en escalas que otros índices no captan. Esto es importante para la detección de sequías agro-meteorológicas, dado que para algunos cultivos la ausencia de precipitación en un lapso de unos pocos días durante ciertas etapas fenológicas puede ser crítica. Este es el caso del estudio realizado por Roudier y Mahe (2010) quienes consideran períodos de 10 días para el análisis de condiciones de estrés hídrico. La principal desventaja que el ISE diario posee en la región de estudio es la falta de registros de precipitación diarios completos. Si bien se ha hecho un esfuerzo importante para obtener una base de datos de precipitación diarios para el SSA, a través del proyecto CLARIS LPB (Penalba y otros, 2014), la cantidad de estaciones meteorológicas con un porcentaje de datos diarios faltantes menores al 1% -umbral utilizado por Byun y Wilhite (1999)- es extremadamente baja.

d) El índice de falta de precipitación (IFP) debe ser analizado desde el punto de vista de la relación entre las cantidades de días secos en distintas escalas temporales y los

acumulados de precipitación. Esto permitirá lograr un conocimiento acabado entre estas dos variables a fin de aprovechar de mejor manera los resultados que brinda el IFP, dado que originalmente fue calculado en ventana de 12 meses.

En conclusión, el IPE, uno de los índices de sequía más utilizados a nivel mundial, es la mejor opción para la detección de los eventos de sequía y para evaluar sus variaciones espacio-temporales en el SSA. Este índice demostró poseer la mayor sensibilidad a los cambios de la precipitación en escalas de 3 y 12 meses, es flexible y adimensional por definición, y sus fundamentos teóricos son claros y entendibles por un amplio rango de usuarios, tanto científicos como tomadores de decisión y expertos en aspectos de sequías a nivel mundial. Aunque el IPE es más adecuado para el monitoreo de sequías meteorológicas e hidrológicas frente a las sequías agronómicas, su flexibilidad en la selección de escalas de tiempo que corresponden con diversas fases fenológicas de los cultivos lo hace útil para informar algunos aspectos de las sequías agronómicas (White y Walcott, 2009).

Agradecimientos: Los autores desean agradecer a los proyectos de investigación CONICET PIP 11220100100227 y UBA 20020130100263BA por la financiación de este trabajo, y al proyecto de la Comunidad Europea CLARIS LPB por la provisión de los datos meteorológicos utilizados.

REFERENCIAS

- Abramowitz, M. y Stegun, I.A., 1965. Handbook of Mathematical Functions, Courier Dover Publications, New York, 1046 págs.
- Akhtari, R., Morid, S., Mahdian, M.H. y Smakhtin, V., 2009. Assessment of areal interpolation methods for spatial analysis of SPI and EDI drought indices. *Int. J. Climatol.*, 29, 135-145.
- Alessandro, A.P., 2008. Anomalías de circulación atmosférica en 500 y 1000 hPa asociada a la sequía producida en la Argentina durante

- enero de 2003 a marzo de 2004. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 23, 12-29.
- Barua, S., Ng, A.W.M. y Perera, B.J.C., 2011. Comparative evaluation of drought indexes: case study on the Yarra river catchment in Australia. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 137, 215-226.
- Batisani, N., 2011. The spatio-temporal-severity dynamics of drought in Botswana. *Journal of Environmental Protection*, 2, 803-816.
- Byun, H.-R. y Kim, D.W., 2010. Comparing the Effective Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *Options méditerranéennes, Serie A, n°95 - Economics of Drought and Drought Preparedness in a climate change context*, págs. 27-33. ISBN: 2-85352-441-8.
- Byun, H.-R. y Lee, D.-K., 2002. Defining three rainy seasons and the hydrological summer monsoon in Korea using available water resources index. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80, 1, 33-44.
- Byun, H.-R. y Wilhite, D.A., 1999. Objective quantification of drought severity and duration. *Journal of Climate*, 12, 2747-2756.
- Dogan, S., Berktaş, A. y Singh, V.P., 2012. Comparison of multi-monthly rainfall-based drought severity indices, with application to semi-arid Konya closed basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, 470-471, 255-268.
- Gibbs, W.J. y Maher, J.V., 1967. Rainfall deciles as drought indicators. *Bureau of Meteorology Bulletin No. 48*. Commonwealth of Australia, Melbourne, Australia.
- Hayes, M.J., 2000. Drought indices. National Drought Mitigation Center, University of Nebraska, Lincoln, Nebraska, Estados Unidos. <http://drought.unl.edu>.
- Ju, X.S., Yang, X.W., Chen, L.J. y Wang, Y.M., 1997. Research on determination of indices and division of regional flood/drought grades in China. *Quarterly Journal of Applied Meteorology*, 8, 1, 26-33.
- Keyantash, J. y Dracup, J., 2002. The quantification of drought: an evaluation of drought indices. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 83, 1167-1180.
- Kim, D.-W., Byun, H.-R. y Choi, K.-S., 2009. Evaluation, modification, and application of the Effective Drought Index to 200-Year drought climatology of Seoul, Korea. *Journal of Hydrology*, 378, 1-12.
- Komuscu, A.U., 1999. Using the SPI to analyze spatial and temporal patterns of drought in Turkey. *Drought Netw. News*, 11, 1, 7-13.
- Krepper, C.M. y Zucarelli, V., 2012. Climatology of Water Excess and Shortages in the La Plata Basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 102, 13-27.
- Lee, S.-M., Byun, H.-R. y Kim, D.-W., 2008. Introduction of a drought monitoring system in Korea. En: *Drought Management: scientific and technological innovations*. López-Francos, A. (ed.), Zaragoza: CIHEAM, págs. 353-358.
- Lloyd-Hughes, B. y Saunders, M.A., 2002. A drought climatology for Europe. *Int. J. Climatol.*, 22, 13, 1571-1592.
- McKee, T.B., Doesken, N.J. y Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proceedings of the Eight Conference on Applied Climatology*, Anaheim, CA, American Meteorological Society, págs. 179-184.
- Minetti, J.L., Vargas, W.M., Vega, B. y Costa, M.C., 2007. Las sequías en la Pampa Húmeda: impacto en la productividad del maíz. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 22, 218-232.
- Mishra, A.K. y Singh, V.P., 2010. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391, 202-216.
- Mizzell, H.P. y Lakshmi, V., 2003. Integration of science and policy during the evolution of South Carolina's drought program. En: *Water: Science, Policy and Management: Challenges and Opportunities*. Lawford, R.G., Fort, D.D., Hartmann, H.C., Eden, S. (eds.). American Geophysical Union, Washington, D.C., Estados Unidos. págs. 311-339.
- Monnik, K. 2000. Role of drought early warning systems in South Africa's evolving drought policy. En: *Proceedings of an expert group meeting in Early Warning Systems for drought preparedness and drought management*. Wilhite, D.A, Sivakumar, W., Wood, D.A (eds.). Lisboa, Portugal, 5-7 de septiembre. Geneva, Switzerland: WMO.

- Morid, S., Smakhtin, V. y Moghaddasi, M., 2006. Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran. *Int. J. Climatol.*, 26, 971-985.
- Ntale, H.K. y Gan, T.Y., 2003. Drought indices and their application to East Africa. *Int. J. Climatol.*, 23, 1335-1357.
- Palmer, W.C., 1965. Meteorological drought. Research Paper N° 45, US Weather Bureau, Washington DC, 58 págs.
- Panu, U.S. y Sharma, T.C., 2002. Challenges in drought research: some perspectives and future directions. *J. Hydrol. Sci.*, 47, 19-30.
- Penalba, O.C. y Rivera, J.A., 2012. Uso de la distribución de probabilidades gamma para la representación de la precipitación mensual en el Sudeste de Sudamérica. Cambios espacio-temporales en sus parámetros. XI Congreso Argentino de Meteorología (CONGREGMET), Mendoza, Argentina, 28 de mayo al 1 de junio de 2012.
- Penalba, O.C., Rivera, J.A. y Pántano, V.C., 2014. The CLARIS LPB database: constructing a long-term daily hydro-meteorological dataset for La Plata Basin, Southern South America. *Geoscience Data Journal*, 1, 20-29.
- Rivera, J.A., 2014. Aspectos climatológicos de las sequías meteorológicas en el sur de Sudamérica. Análisis regional y proyecciones futuras. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires, 351 págs.
- Rivera, J.A. y Penalba, O.C., 2009. Evaluación de los períodos secos ocurridos entre 1960 y 2008 en Argentina. En: Estrategias Integradas de Mitigación y Adaptación a Cambios Globales. Fernández Reyes, L., Volpedo, A.V., Pérez Carrera, A. (eds), Universidad de Buenos Aires, págs. 341-350. ISBN: 978-987-96413-9-2.
- Roudier, P. y Mahe, G., 2010. Study of water stress and droughts with indicators using daily data on the Bani River (Niger basin, Mali). *Int. J. Climatol.*, 30, 1689-1705.
- Scian, B., 1997. Comparación entre el índice de precipitación estandarizado y otros índices hidrológicos para la región pampeana. *Meteorológica*, 22, 2, 37-47.
- Scian, B. y Donnari, M., 1997. Retrospective analysis of the Palmer Drought Severity Index in the semi-arid Pampas region, Argentina. *Int. J. Clim.*, 17, 3, 313-322.
- Seiler, R.A., Kogan, F. y Sullivan, J., 1998. AVHRR-based vegetation and temperature condition indices for drought detection in Argentina. *Adv. Space Res.*, 21, 3, 481-484.
- Serio, L., Martin, P. y Murphy, G., 2010. Evaluación de una metodología de pronóstico estadístico para la condición hídrica del suelo en la región pampeana argentina. *Agriscientia*, 27, 11-17.
- Smakhtin, V.U. y Hughes, D.A., 2007. Automated estimation and analyses of meteorological drought characteristics from monthly rainfall data. *Environmental Modelling & Software*, 22, 6, 880-890.
- Thom, H., 1958. A note on the Gamma distribution. *Mon. Wea. Rev.*, 86, 117-122.
- Tsakiris, G. y Pangalou, D., 2009. Drought characterisation in the Mediterranean. En: Coping with drought risk in agriculture and water supply systems. Iglesias, A., Garrote, L., Cancelliere, A., Cubillo, F., Wilhite, D. (eds.), Springer, págs. 69-80.
- Vicente-Serrano, S.M. y López-Moreno, J.I., 2006. The influence of atmospheric circulation at different time scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in Northeast Spain. *Int. J. Climatol.*, 26, 11, 1427-1453.
- White, D.H. y Walcott, J.J., 2009. The role of seasonal indices in monitoring and assessing agricultural and other droughts: a review. *Crop & Pasture Science*, 60, 599-616.
- Wilhite, D.A., 2009. Drought monitoring as a component of drought preparedness planning. En: Coping with drought risk in agriculture and water supply systems. Iglesias, A., Garrote, L., Cancelliere, A., Cubillo, F., Wilhite, D. (eds.), Springer, págs. 3-19.
- Wilks, D.F., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences (Second Edition)*. Academic Press, 627 págs.
- Willeke, G., Hosking, J.R.M., Wallis, J. y Guttman, N.B., 1994. *The National Drought Atlas*. Institute for Water Resources Report

94-NDS-4, US Army Corps of Engineers.

Wu, H., Hayes, M.J., Weiss, A. y Hu, Q., 2001. An evaluation of the standardized precipitation index, the China-Z index and the statistical Z-score. *Int. J. Climatol.*, 21, 745-758.

Wu, H., Hayes, M.J., Wilhite, D.A. y Svoboda, M.D., 2005. The effect of the length of record on the standardized precipitation index calculation. *Int. J. Climatol.*, 25, 505-520.

Wu, H., Svoboda, M.D., Hayes, M.J., Wilhite, D.A. y Wen, F., 2007. Appropriate application of the Standardized Precipitation Index in arid locations and dry seasons. *Int. J. Climatol.*, 27, 65-79.

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.

VARIABILIDAD DEL PARÁMETRO DE RUGOSIDAD SOBRE UNA COBERTURA VEGETALNatalia E. Tonti^{1,2} y María Isabel Gassmann^{1,2}¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Buenos Aires, Argentina. ²CONICET, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 9 de octubre de 2014, en su versión final el 1 de mayo de 2015)

RESUMEN

La longitud de rugosidad es un parámetro de escala característico de la capa de superficie, utilizado en estudios micrometeorológicos, de contaminación urbana, de potencial eólico o en los modelos dinámicos de pronóstico del tiempo y el clima. Experimentalmente este parámetro se determina a partir de datos observacionales del perfil de viento bajo condiciones neutrales de estabilidad atmosférica. Sin embargo, existen evidencias de una dependencia del mismo con los cambios en la estabilidad. Utilizando datos observados sobre una superficie con cobertura vegetal y bajo las hipótesis de la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov, se estudió la variabilidad del parámetro de rugosidad con la estabilidad atmosférica. Se obtuvieron expresiones empíricas que permitieron estimar esa longitud en función de un parámetro de estabilidad. Se encontraron variaciones en su magnitud de hasta dos órdenes bajo condiciones estables, mientras que en condiciones inestables su variabilidad fue pequeña. Por otra parte, se estudió el impacto que producen las parametrizaciones obtenidas al aplicarlas en un preprocesador meteorológico para un modelo de difusión de contaminantes. Los resultados obtenidos tendrían un impacto directo en el campo de velocidades cercano a superficie.

Palabras clave: estabilidad atmosférica, capa de superficie, perfil de viento

ROUGHNESS LENGHT VARIABILITY OVER A VEGETATED SURFACE**ABSTRACT**

The roughness length is a characteristic scale parameter of the surface layer used in urban pollution, wind potential or micrometeorological studies as well as dynamic models of weather and climate. It is experimentally determined from observational data of the wind profile in neutral conditions. However, there is evidence of dependence with changes in stability. Under the assumptions of the theory of Monin-Obukhov, the variability of the roughness parameter with atmospheric stability was studied from wind profiles observed over a vegetated surface. Empirical expressions for estimating the roughness length variability depending on the stability were obtained. Results showed that in stable condition the roughness length can fluctuate up to two orders of magnitude, whereas in unstable conditions variability was smaller. In addition, the impact of the dependence upon stability of this parameter was studied in a weather processor for contaminant diffusion. The results have a direct impact

on the wind field near surface.

Keywords: atmospheric stability, surface layer, wind profile

1. INTRODUCCIÓN

En la capa de superficie de la capa límite atmosférica el campo de viento se encuentra influenciado por las fuerzas de arrastre que son impuestas en el flujo por la rugosidad de los obstáculos presentes en la superficie subyacente. En ausencia de efectos térmicos intensos la profundidad de la capa afectada por el arrastre depende de la rugosidad de la superficie (z_0) y de la intensidad de la cortante de viento. De esta forma, cuanto mayor sea la rugosidad del terreno, mayor será la profundidad de esta capa (Stull 1988). El parámetro de rugosidad está relacionado con la altura de los obstáculos que conforman la superficie del suelo, y es función de la forma y distribución horizontal de los elementos rugosos (Raupach 1994). Desde el punto de vista observacional una de las metodologías que permite determinar z_0 es la de los perfiles (Finnigan 2000, Foken 2008) que supone válidas las hipótesis de la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov (TSMO) (Stull, 1988).

Cuando los obstáculos son homogéneamente densos y su altura supera los 20 o 30 cm, otro parámetro aerodinámico de importancia en la capa de superficie es el desplazamiento del plano cero de cantidad de movimiento, d . En experimentos sobre coberturas vegetales, diversos autores han asumido que el flujo de cantidad de movimiento, con un transporte neto hacia la vegetación, corresponde a la integral de las fuerzas de arrastre sobre cada elemento individual del follaje (Uchijima y Wright 1964, Cionco 1965 y Cowan 1968). Thom (1971) demostró que la fuerza de arrastre en un elemento puede ser calculada a partir del perfil de viento dentro de un cultivo artificial usando el coeficiente de arrastre de un elemento individual. Además, encontró que el desplazamiento del plano cero de una superficie aerodinámicamente rugosa es indistinguible del nivel en el que actúa el arrastre. Esto permite

determinar este parámetro considerándolo el nivel real medio donde se encuentra el sumidero de cantidad de movimiento. A su vez, ese autor encontró que d puede ser estimado a partir de la altura de la cobertura mediante la relación $d = 0,75h_0$, donde h_0 es la altura de los obstáculos. Esta relación es similar a la que proponen posteriormente otros autores (Monteith 1973, Oke 1987, Arya 1999).

La determinación de estos dos parámetros de estructura de los obstáculos en una superficie son particularmente esenciales en estudios micrometeorológicos sobre coberturas vegetales ya que la mayor parte de las teorías de la capa de superficie se basan en las escalas de altura ($z - d$) y z_0 (Kaimal y Finnigan 1994, Finnigan 2000). Además, son variables de entrada en los modelos de estudio de potencial eólico y en modelos de pronóstico del tiempo y climáticos globales. Los modelos utilizan valores de z_0 y d representativos del área definida por la grilla para estimar la transferencia de cantidad de movimiento y estimar el perfil de viento en las capas más cercanas a superficie.

Usualmente se consideraba que la dependencia del parámetro de rugosidad y del desplazamiento del plano cero con las características de la superficie eran temporalmente invariantes a escala diaria, y que una vez determinados para una superficie en particular, no existían modificaciones en su magnitud con la velocidad del viento, la estabilidad o el estado del flujo. Otros autores encontraron que se observan cambios en concordancia con las variaciones en la geometría de los obstáculos que forman la superficie y con la dirección del viento (Gassmann y Gardiol, 2004). Particularmente, en el caso de una superficie con uso de suelo agrícola con un cultivo anual en condiciones neutrales, el parámetro de rugosidad aumentaba a medida que el cultivo se desarrollaba (Raupach 1994, Gassmann y otros 2004, Righetti y otros 2009).

Raupach (1994) mostró que estos parámetros son dependientes de la altura y de un índice de área de la cobertura, al que denominó índice de área frontal. Este índice es representativo del área total vertical de los elementos de la cobertura vegetal que enfrenta al viento por unidad de área de suelo. Los ajustes obtenidos permitieron estimar z_0/h_0 con $\pm 20\%$ y d/h_0 con $\pm 10\%$ para superficies con cobertura vegetal, donde h_0 era la altura de los elementos rugosos. La diferencia sustancial que tienen estas expresiones de aquellas que dependen sólo de la altura del cultivo es que estas últimas suponen un cultivo denso, mientras que el índice de área frontal tiene en cuenta diferentes densidades de obstáculos aunque supone una distribución homogénea de la vegetación (Jasinski y Crago, 1999).

En contraposición a la creencia de que el parámetro de rugosidad no es dependiente de la estabilidad atmosférica, Monteith (1973) propuso un método sencillo para determinar el parámetro z_0 para condiciones no neutrales, en el que tiene en cuenta el efecto estabilizador o desestabilizador de la turbulencia, representado por un parámetro de empuje. Para incluir estos efectos se debe considerar tanto los procesos de transferencia de cantidad de movimiento como de calor sensible, considerando que es la turbulencia el mecanismo que hace efectivas estas transferencias entre la atmósfera y la superficie. Zilitinkevich y otros (2008) indagaron con mayor profundidad las posibles variabilidades del parámetro de rugosidad con la estabilidad atmosférica y encontraron sobre la base de datos observados en un bosque boreal que, para algunos casos, estas variabilidades son apreciables. Ellos determinaron que z_0 es más sensible que a los cambios de estabilidad y a su vez, que es más notable el efecto en los casos estables que en los inestables. En los casos de estratificación estable encontraron que el parámetro de rugosidad decrece a medida que la estabilidad aumenta. Por el contrario, en condiciones de fuerte convección o superficies muy rugosas el crecimiento del parámetro de rugosidad es mucho menor a medida que aumenta la inestabilidad.

Los cambios en el uso de suelo producen modificaciones en el campo de movimiento atmosférico cercano a superficie, los cuales es necesario evaluar. En Argentina, particularmente en la región pampeana, el uso de suelo más extendido es el agrícola. Por otra parte, es conveniente evaluar los cambios en los parámetros de estructura de la superficie debido a la variabilidad de la estabilidad atmosférica en escala horaria como indicadora de la intensidad de la turbulencia en la capa de superficie de la capa límite atmosférica. Es por ello que en este trabajo se estudió el efecto que producen los cambios en la estabilidad sobre el parámetro de rugosidad de la superficie terrestre para un uso de suelo agrícola a partir de datos observacionales de un proyecto micrometeorológico. Posteriormente se evaluó, a partir de un modelo de pre-procesamiento meteorológico, el impacto que produce considerar los cambios horarios de la estabilidad atmosférica en la distribución espacial del campo de longitudes de rugosidad en un dominio determinado.

2. METODOLOGÍA E INFORMACIÓN METEOROLÓGICA

2.1. Estimación de z_0 en función de la estabilidad atmosférica

El método de los perfiles (Panofsky y Dutton 1984, Stull 1988, Foken 2008) permite determinar fácilmente el parámetro de rugosidad de la superficie para condiciones neutrales de estabilidad. La TSMO "cuantifica" la intensidad de la turbulencia con un parámetro de longitud característico denominado longitud de Monin-Obukhov(L)(Stull 1988). El cociente adimensional z/L resulta ser una medida de la importancia relativa del empuje frente a los efectos de la cortante de viento dentro de la capa de superficie para la producción de turbulencia. El número de Richardson (R_i), por otra parte, mide la importancia relativa entre el término de empuje y el de producción mecánica de la ecuación de energía cinética turbulenta y permite

establecer las condiciones de estabilidad en la atmósfera. A través de la TSMO los números de R_i y z/L están unívocamente relacionados (ecuación 1.38, Kaimal y Finnigan 1994). La aplicación de las hipótesis de la TSMO permite describir los perfiles adimensionales de cantidad de movimiento (ϕ_m) y de temperatura (ϕ_h), surgidos de la adimensionalización de la ecuación de energía cinética turbulenta, como funciones de z/L (Stull 1988, capítulo 9: Similarity Theory). A partir de estas relaciones se obtienen los perfiles diabáticos de cantidad de movimiento y de temperatura en función de la altura, la longitud de rugosidad y de las condiciones de estabilidad. De esta manera, estas funciones expresan una modificación del perfil logarítmico, válido para condiciones neutrales, a partir de una corrección que depende de la estabilidad atmosférica medida por el parámetro z/L .

Para analizar los cambios del parámetro de rugosidad en función de la estabilidad atmosférica, una metodología viable es la propuesta por Monteith (1973) que tiene en cuenta los perfiles diabáticos del viento y temperatura derivados de la aplicación de la TSMO. Este autor propone una expresión para la corrección del perfil logarítmico teniendo en cuenta la estabilidad atmosférica bajo el supuesto de una relación lineal entre las variaciones verticales locales de temperatura media (\bar{T}) y velocidad media del viento (\bar{u}) (ver Anexo):

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) + n(z-d) \frac{gk}{u_* \bar{T}} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right] \quad (1)$$

Donde u_* es la velocidad de fricción, k es la constante de von Kármán, g es la gravedad terrestre, y n es un coeficiente adimensional que surge de utilizar los perfiles adimensionales de viento de la capa de superficie (ecuación 7.19 Monteith 1973). El autor propone utilizar los perfiles adimensionales de Webb (1970), teniendo en ese caso el coeficiente un valor de 5.5 para condiciones estables y de 4.9 para condiciones inestables. Sin embargo, se decidió trabajar con otros perfiles empíricos, ya que los propuestos por Webb tienen un rango restringido de representación de las

condiciones de estabilidad, especialmente para las inestables ($-0.03 < z/L < 0$). Se seleccionaron los perfiles propuestos por Zilitinkevich y Tschalikov (1968) corregidos posteriormente por Högström (1988), por tratarse de funciones lineales tanto para condiciones estables como inestables. Los valores del coeficiente y el rango de validez de las ecuaciones resultaron ser los siguientes:

$$n = \begin{cases} 9,4 & \frac{z-d}{L} > 0 \\ 1,38 & 0 > \frac{z-d}{L} \geq -0,15 \end{cases} \quad (2)$$

El Richardson crítico (R_{ic}) para condiciones estables asociado a los perfiles seleccionados fue 0,1007, y por lo tanto se desestimaron todos aquellos casos en los cuales $R_i > R_{ic}$. Por otra parte, para utilizar los perfiles propuestos por Högström (1988) se consideraron todos aquellos casos en los que $(z-d)/L > -0,15$. A través de la expresión que se muestra en el Anexo (ecuación 9) se calculó la longitud de Monin-Obukhov, con los datos observados, aplicando el método de los perfiles (Foken, 2008, página 123). De esa forma, se determinó la condición de estabilidad de cada una de las rondas con las que se trabajó. En función de esta separación por estabilidad se calculó el parámetro de rugosidad y la velocidad de fricción utilizando mínimos cuadrados.

2.2. Información micrometeorológica

Los datos de las variables utilizadas para obtener las relaciones entre z_0 y h_0/L fueron obtenidos en una experiencia de campo realizada en la Unidad Integrada Facultad de Ciencias Agrarias (UNMdP) - EEA INTA de la localidad de Balcarce ($37^\circ 45'S$; $58^\circ 18'W$) provincia de Buenos Aires. Durante la campaña agrícola 2008-2009 se situó una torre micrometeorológica en un lote de producción de 19,4ha (380m x 550m) sobre un cultivo de soja (Nidera A 4209 RG). La fecha de siembra fue el 12 de noviembre de 2008 y se sembraron 20 semillas por metro de surco. La torre micrometeorológica se ubicó en el centro del lote cuyo largo se hallaba orientado en la dirección NO-SE, orientación que también tuvieron los surcos. En los alrededores del mismo se encontraban pastizales al N y NE, rastrojo de trigo al NO y O, cultivos experimentales de

girasol con superficies considerablemente menores que la del sitio del experimento al SO y por ultimo al SE y S se ubicaba una barrera de árboles de aproximadamente 15 metros de altura con edificaciones del INTA y la Universidad en su cercanía.

Se instalaron 4 niveles de observación de temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, ubicados en 1,10m, 1,70m, 2,65m y 4,13m de altura sobre el nivel del suelo. Los datos fueron colectados cada 30 segundos y almacenados en promedios de 15 minutos. Además de estas variables se realizaron observaciones de fenología del cultivo y altura de plantas. El período de datos utilizados para este estudio comprendió desde el 10 de enero al 4 de abril de 2009.

2.3. Caracterización meteorológica del período de estudio

El período en el que se realizaron las observaciones meteorológicas durante el ciclo de cultivo de soja se caracterizó por ser extremadamente seco. El análisis de la situación sinóptica durante el verano 2008-2009 en la provincia de Buenos Aires, utilizando las composiciones climáticas mensuales y estacionales de anomalías (1980-2010) del Centro Nacional de Predicción Ambiental de Estados Unidos (National Center of Environmental Prediction - NCEP), muestra que hubo en ese período condiciones deficitarias de contenido de agua en el suelo, que comenzaron tempranamente desde las primeras fases del cultivo. Las deficiencias hídricas al comienzo de las etapas reproductivas de la soja producen una disminución en el área foliar y aumentan el aborto de estructuras reproductivas que deriva en una merma en el follaje y de su productividad (Andrade y Sadras 2000).

Las anomalías de precipitación (Figura 1) para el trimestre octubre, noviembre y diciembre del año 2008 fueron negativas para la mayor parte del país. En la zona de Balcarce las deficiencias respecto de los valores climatológicos oscilaron de

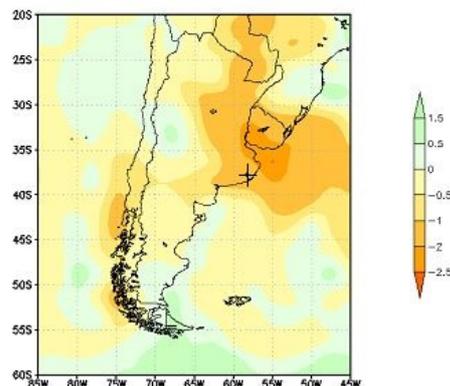


Figura 1: Campo de anomalía de precipitación (mm/día) para el trimestre octubre, noviembre y diciembre de 2008. El signo "más" negro indica la posición del sitio de estudio.

entre 1 y 1,5 mm/día, lo que evidenció una falta importante de agua durante el período de siembra y las primeras etapas del ciclo de desarrollo del cultivo. La fase reproductiva comenzó alrededor del 18 de enero de 2009.

En la provincia de Buenos Aires durante el mes de enero las anomalías de precipitación alcanzaron valores de hasta -2mm/día. En el mes de febrero continuaron las condiciones deficitarias (Figura 2). Esta situación fue persistente durante el primer trimestre del año aun cuando en marzo hubo precipitaciones (no se muestra).

El déficit hídrico fue acompañado por anomalías positivas y negativas en la temperatura y la humedad relativa del aire, respectivamente. La temperatura durante los meses de enero y febrero de 2009 fue, al menos, 1°C superior a la media mensual y, la humedad específica fue menor a la media mensual en ambos meses.

La combinación de los factores físicos y medioambientales en la región de estudio derivó en una situación de sequía prolongada produciendo un desarrollo vegetativo del cultivo deficitario en toda la región, dando lugar a una cobertura de baja altura y poco densa.

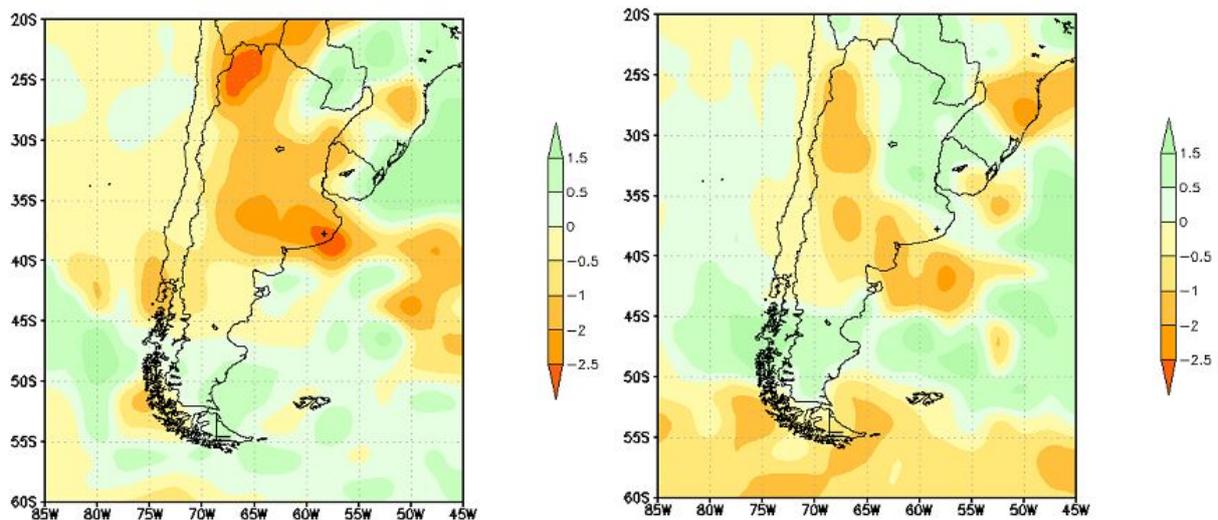


Figura 2: Campos de anomalías de precipitación para los meses de enero (panel izquierdo) y febrero (panel derecho) de 2009. El signo más negro indica la posición del sitio de estudio.

2.4. Aplicación

Para estudiar la sensibilidad en la distribución espacial del parámetro de rugosidad para diferentes condiciones de estabilidad atmosférica se utilizó el modelo de pre-procesamiento meteorológico de escala regional CALMET (Scire y otros 2000). CALMET es un módulo de diagnóstico del campo de viento acoplado a módulos micrometeorológicos de capas límites sobre tierra y agua. Requiere de observaciones horarias en superficie de velocidad y dirección de viento, temperatura, cobertura nubosa, altura de base de nube, presión de superficie y humedad relativa. Demanda además dos perfiles verticales diarios de dirección y velocidad de viento, temperatura, presión y elevación. Como datos de entrada permite el uso de valores de variables observadas en estaciones, tanto de superficie como de altura, o campos de variables pronosticadas obtenidos de modelos meteorológicos de mayor escala. CALMET también utiliza datos geofísicos de altura del terreno y categorías de uso de suelo. El dominio elegido para este trabajo comprendió a la región pampeana bonaerense entre 33°S-42°S y 56°O-65°O (Figura 3).

Se alimentó al preprocesador con información de

topografía, uso de suelo y cobertura provista por U. S. Geological Survey (USGS) con resolución de 30 segundos de arco (900 m aprox.) e información meteorológica proveniente de 14 estaciones de superficie (San Fernando, La Plata, Don Torcuato, San Miguel, Palomar, Ezeiza, Observatorio Ciudad de Buenos Aires, Aeroparque, Junín, Bolívar, Azul, Tandil, Mar del Plata y Bahía Blanca) y una de altura (Ezeiza) (Figura 3). Todos los datos meteorológicos fueron provistos por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Dado que el modelo requirió de dos observaciones aerológicas diarias y que Ezeiza solo realizaba en ese período observaciones a las 12 UTC (Universal Coordinated Time), la información de las 00 UTC fue extraída para un punto cercano a la estación Ezeiza Aero de las salidas del modelo BRAMS (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System, Mayol 2008).

La grilla se definió con un espaciamiento entre nodos de 5km. La representación planimétrica utilizada fue la proyección Universal Transverse Mercator (UTM) y el posicionamiento altimétrico fue ajustado considerando el elipsoide y geoide de referencia dado por el Sistema de Cobertura Global WGS84. El uso de suelo dominante en la región de estudio es de agricultura. Se

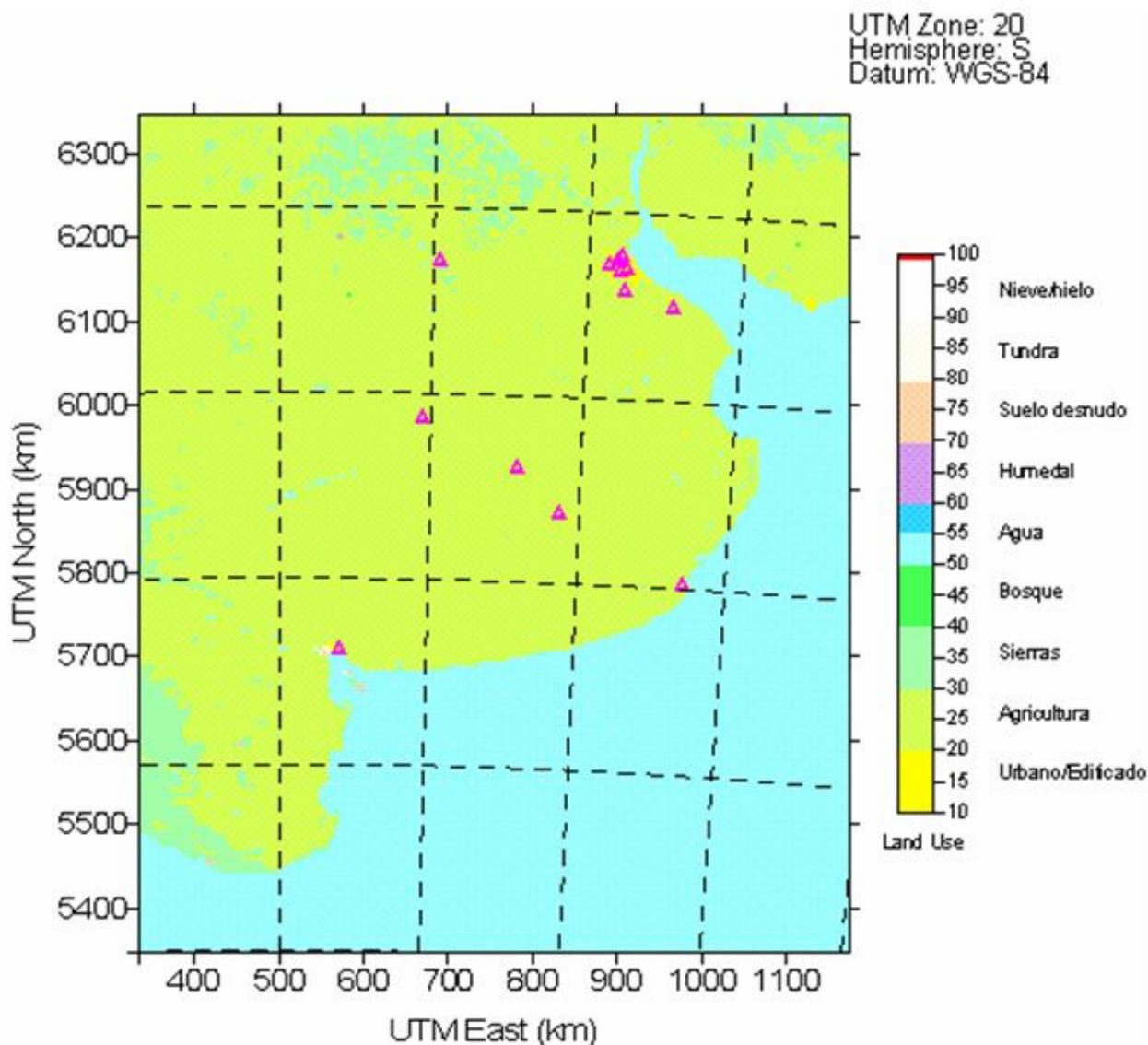


Figura 3: Dominio de estudio y tipos de uso de suelo. Posiciones de las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional utilizadas.

eligieron dos situaciones meteorológicas. La primera consistió en la situación de un frente frío trasladándose sobre la provincia de Buenos Aires (22 de Noviembre de 2001) y la segunda en una situación anticiclónica (15 de enero de 2002) sobre el dominio seleccionado.

El preprocesador CALMET utiliza para cada uso de suelo un valor tabulado de parámetro de rugosidad y estima la longitud de Monin-Obukhov con la metodología

propuesta por Holtslag y van Ulden(1983). Las modificaciones que se describen a continuación se aplicaron sólo a superficies con uso de suelo agrícola y pastizal, y para casos estables. Holtslag y van Ulden estiman los valores de L y u_* (ecuaciones 13 y 14 de ese trabajo) por iteraciones sucesivas a partir de datos de viento, temperatura, rugosidad y flujo de calor sensible conocidos. Se modificó el código fuente para que, al inicio de cada hora de cálculo el modelo tome el valor de z_0 tabulado en CALMET y realice

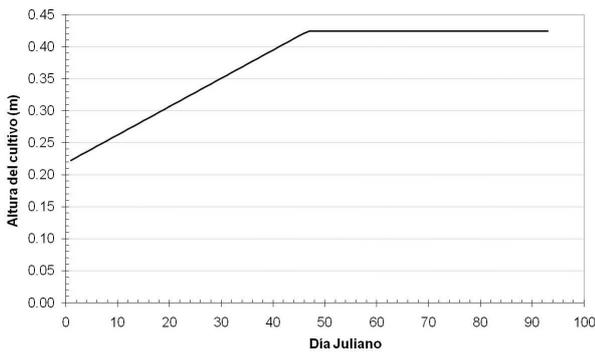


Figura 4: Altura del cultivo en función del día Juliano en el período estudiado.

la primera estimación de L . Luego, se modificó el valor de z_0 en función de la estabilidad y a continuación se estimó nuevamente la longitud L . El procedimiento se repitió hasta que las soluciones convergieran considerando un error $\varepsilon < 10^{-4}$. Se consideró que el valor de z_0 para las condiciones neutrales era el valor tabulado en CALMET y el valor del parámetro dependiente de la estabilidad era el calculado en la última iteración. Se consideró un único valor de h_0 para toda la región de 1m de altura.

3. RESULTADOS

3.1. Determinación de parámetros característicos de la capa de superficie

A partir de los promedios de mediciones de la altura de plantas, realizadas sobre 10 ejemplares tomados al azar, cada 3 o 4 días, se ajustó la evolución de la altura del cultivo, h_0 (Figura 4). Se observó que esa altura fue menor en comparación a las observadas en otras campañas agrícolas. Se decidió sobre la base de un cultivo con poca altura y baja densidad de vegetación considerar un valor nulo del parámetro d en las ecuaciones para estimar del perfil de viento sobre esa superficie.

Se consideró que el fetch necesario para aplicar la metodología propuesta se satisfizo solo en los casos en que la dirección del viento a 1,7m de altura era del NO, N y NE. Se

estimó el parámetro de rugosidad para todas las rondas observadas que cumplieran con las condiciones descriptas previamente. A partir de la clasificación de las condiciones de estabilidad, se calculó el parámetro de rugosidad y la velocidad de fricción con la ecuación (1) utilizando mínimos cuadrados. Con los resultados obtenidos se realizaron ajustes funcionales entre los valores de z_0 y h_0/L para las distintas condiciones de estabilidad.

3.1.1. Casos neutrales

La Figura 5 muestra los valores medios diarios de z_0 en función del día Juliano a lo largo del período de observaciones cuando las condiciones de estabilidad fueron neutrales. A pesar de la dispersión en los valores obtenidos se observa un patrón en su distribución a lo largo del tiempo con un máximo prácticamente coincidente con el momento en que el cultivo cesa su crecimiento vegetativo. El mejor ajuste a los datos resultó ser una función polinomial de grado 2 (ecuación 3) con un coeficiente de determinación de 0,37:

$$\bar{z}_0 = \left(2710 + 480\text{DíaJ} - 4(\text{DíaJ})^2 \right) \times 10^{-5} \quad (3)$$

Los desvíos estándar de z_0 asociados a cada promedio superan, en algunos casos, en un 100% al valor medio. La función que mejor ajusta la variabilidad temporal del parámetro de rugosidad medio diario (ecuación 3) muestra la evolución de la altura del cultivo a lo largo de su ciclo de desarrollo. La disminución de los valores de z_0 a partir del día juliano 60 (1 de marzo) logra representar los cambios en la estructura vegetal asociados a la progresiva senescencia vegetal que se inicia con la finalización de las etapas de crecimiento vegetativo.

3.1.2. Casos estables

Utilizando la ecuación 3 se calcularon los cocientes z_0/z_{0e} , donde z_0 corresponde al valor del parámetro de rugosidad calculado en condiciones neutrales y z_{0e} es el parámetro de rugosidad estimado bajo condiciones de estratificación estable. Acorda a la metodología aplicada por Zilitinkevich y otros (2008) se

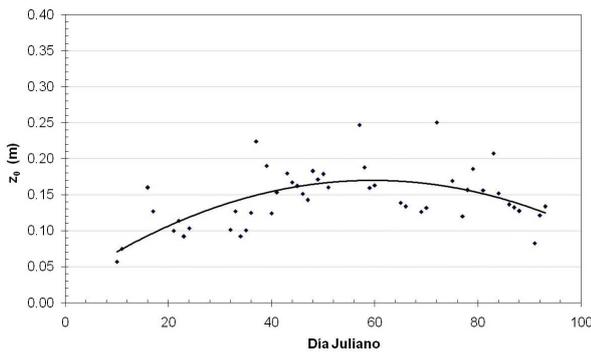


Figura 5: Promedios diarios de z_0 para condiciones de estabilidad neutral con viento del sector NO - NE en $z = 1,7m$. La línea de trazo lleno muestra el ajuste con un polinomio de grado 2 (ec. 3). El ajuste se realizó entre los pares ordenados (10; 0,0570) y (93; 0,1337).

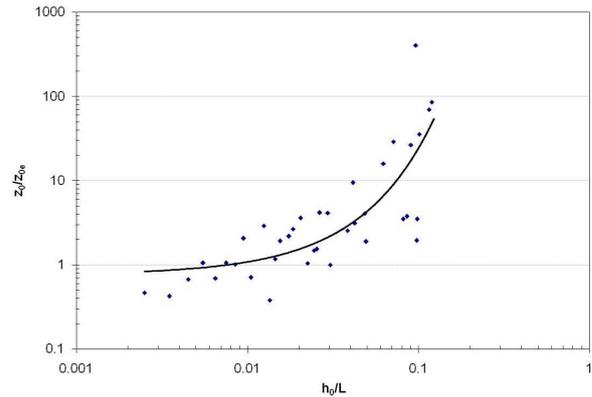


Figura 6: Promedios de z_0/z_{0e} en función de h_0/L . La línea llena corresponde a la relación exponencial que ajusta los datos (ec. 4). El ajuste se realizó entre los pares ordenados (0,0025; 0,47) y (0,1195; 85,46).

calcularon promedios de z_0/z_{0e} por rangos de valores del parámetro de estabilidad, h_0/L (Figura 6). Se realizó un ajuste de los valores promediados encontrándose que la mejor representación estaba dada por una función exponencial (ecuación 4). El coeficiente de determinación del ajuste alcanzó un valor de 0,63.

$$\frac{z_0}{z_{0e}} = 0,7699 e^{34,483(h_0/L)} \quad (4)$$

El parámetro de rugosidad decrece a medida que aumenta la estabilidad y cambia hasta dos órdenes de magnitud respecto del calculado para condiciones neutrales cuando las condiciones en la capa de superficie son muy estables. Estos resultados son similares a los encontrados por Zilitinkevich y otros (2008) sobre una superficie de bosque boreal.

3.1.3. Casos Inestables

Siguiendo la misma metodología se obtuvo para los casos con estratificación inestable el valor de z_{0i}/z_0 , donde z_{0i} representa el parámetro de rugosidad calculado para condiciones con estratificación inestable. Los valores calculados fueron promediados y graficados en función de $-h_0/L$ (Figura 7).

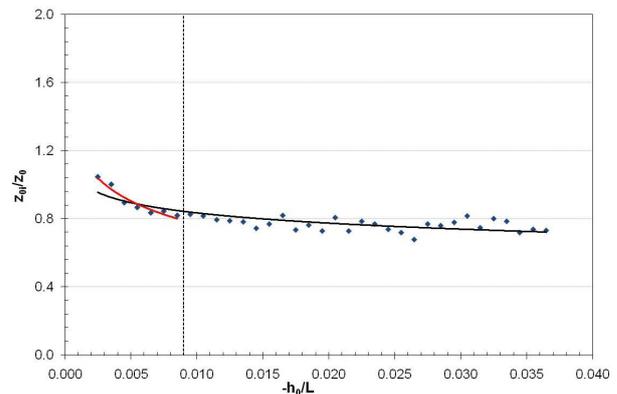


Figura 7: Variación de promedios de z_{0i}/z_0 en función de $-h_0/L$. La línea de trazo lleno negra corresponde a la relación logarítmica que ajusta los datos (ec. 5). La línea de trazo lleno roja corresponde a la relación logarítmica que ajusta los datos en el rango de condiciones de inestabilidad puramente mecánicas(ec. 6). El ajuste se realizó entre los pares ordenados (0,0025; 1,0472) y (0,0365; 0,7325).

La producción de turbulencia en la capa estudiada puede tener forzantes de tipo mecánico o de tipo térmico. Teniendo en cuenta esta separación en los procesos dominantes sobre la turbulencia observada en la capa de superficie por encima de la cobertura vegetal (Zilitinkevich y

otros, 2008), se realizaron dos ajustes logarítmicos a los datos, uno en el rango de inestabilidad donde dominan los procesos térmicos (ecuación 5) ($-h_0/L > 0,009$) y otro solo en el rango correspondiente a las condiciones de inestabilidad dominadas por los forzantes mecánicos (ecuación 6) ($-h_0/L \leq 0,009$):

$$\frac{z_{oi}}{z_0} = -0,1951 \ln \left(-\frac{h_0}{L} \right) - 0,1277 \quad (5)$$

$$\frac{z_{oi}}{z_0} = -0,0989 \ln \left(-\frac{h_0}{L} \right) - 0,4305 \quad (6)$$

Los coeficientes de determinación para cada ajuste alcanzaron valores de 0,93 y 0,70, respectivamente. Tanto en los casos dominados por el forzante mecánico como por el forzante térmico se encontró que el parámetro de rugosidad creció a medida que la estabilidad aumentaba (Figura 7). Para una cobertura de bosque boreal Zilitinkevich y otros (2008) encontraron que para los casos donde dominan los procesos convectivos el parámetro de rugosidad decrecía a medida que aumentaba la estabilidad.

3.2. Sensibilidad del campo de viento a cambios en el parámetro de rugosidad

Se analizó la sensibilidad de la ecuación del viento a las variaciones del parámetro de rugosidad en los primeros metros de la capa de superficie. Dado que no se observó gran variabilidad en los valores de z_0 para condiciones inestables, solo se estudiaron las condiciones estables. A partir de la ecuación (1) se calculó el perfil de velocidad del viento para tres órdenes de magnitud diferentes de z_0 (0,1m; 0,01m y 0,001m). Se consideró una velocidad de fricción de 1,15m/s. Para el término $\partial T/\partial u$, representativo de las condiciones de estabilidad, se utilizaron tres valores distintos: el promedio de este parámetro (Figura 8, símbolos llenos), el promedio más un desvío estándar y el promedio menos un desvío estándar (Figura 8, símbolos vacíos). Estos resultados indican que los cambios en el orden de magnitud de z_0 producen incrementos en el perfil de velocidades que varían en promedio entre 138 % y 167 % para modificaciones en uno y dos órdenes de magnitud, respectivamente.

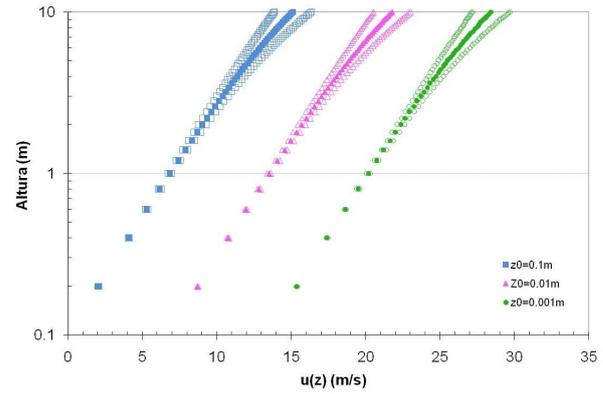


Figura 8: Perfiles de viento para distintos valores de z_0 calculados a partir de la ecuación 1. Los puntos llenos corresponden al perfil calculado con el valor medio de de las rondas estables. Los puntos vacíos representan respectivamente los perfiles correspondientes a $\partial T/\partial u \pm \sigma$.

3.3. Resultados de la aplicación con el modelo CALMET

Con el preprocesador meteorológico CALMET se obtuvieron los campos de la variable micrometeorológica estudiada para las fechas mencionadas en 2.4. Se realizaron dos corridas del modelo CALMET. La primera utilizó el código fuente sin modificar y por lo tanto el campo de z_0 generado por el preprocesador no presentó cambios horarios. La segunda corrida se realizó con la modificación en el cálculo de z_0 (ecuación 4). En la Figura 9 se observa para la corrida sin modificación dos isolíneas que acompañan el contorno de la costa de la provincia de Buenos Aires.

Los valores asociados a las mismas corresponden a cuerpos de agua y uso de suelo agrícola. El estudio se acotó a las horas nocturnas como representativas de casos con estratificación estable. En la Figura 10 se muestra el campo de z_0 obtenido al aplicar la ecuación (4) en el dominio seleccionado para las 2 a.m. del día 22 de Noviembre de 2001. Se observa la modificación en la distribución del parámetro de rugosidad sobre el área continental con valores iguales o mayores a 0,1 m, que no necesariamente siguieron

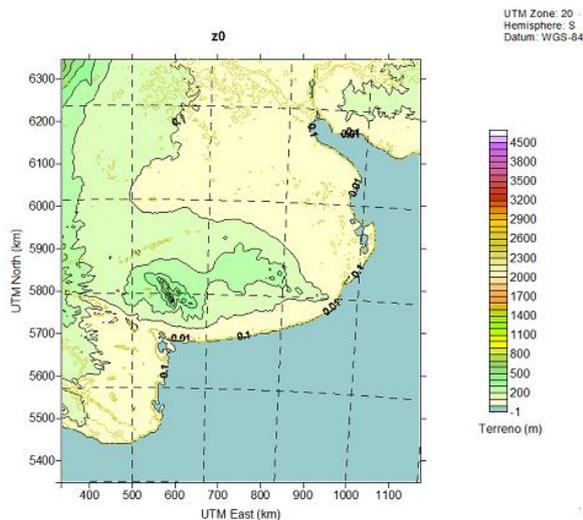


Figura 9: Distribución espacial del parámetro de rugosidad utilizando la metodología utilizada por defecto en el modelo. Día 22 de noviembre de 2001, 02:00 hs.

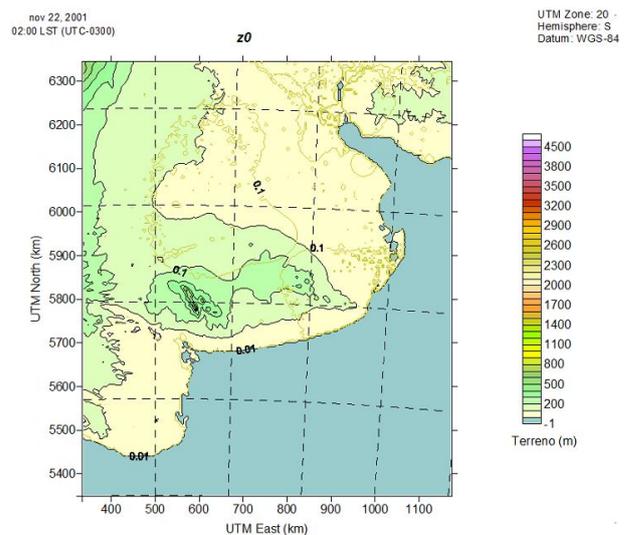


Figura 10: Distribución espacial del parámetro de rugosidad introduciendo la ecuación 3 en la estimación hecha por el modelo. Día 22 de noviembre de 2001, 02:00 hs.

el contorno de la superficie continental, sino que presentaron un gradiente con valores mayores sobre la región pampeana. Al mismo tiempo, se encontró una variación en la distribución de este parámetro con las horas en el período nocturno (no se muestra). Estos cambios producirían variaciones en el campo de movimiento simulado con menores velocidades en el área continental y mayores en áreas costeras, de acuerdo a los resultados obtenidos en el análisis de sensibilidad. Resultados similares se observaron para el día 15 de Enero de 2002 (no se muestra).

Para un análisis más objetivo se calculó para cada hora entre la 1 a.m. y las 6 a.m. (HL) el desvío medio y el desvío cuadrático medio entre el parámetro de rugosidad en condiciones estables y en condiciones neutrales y el número de nodos (N) en los cuales se realizó una modificación en el valor de z_0 (m) para el dominio propuesto (Tabla I). El porcentaje de puntos de grilla en los que el parámetro de rugosidad resultó modificado varió entre el 42 % y el 59 % para el día 22 de Noviembre y entre el 57 % y el 61 % para el día 15 de Enero, durante las horas analizadas. El desvío medio obtenido indica que la variación media del orden de magnitud de z_0 en condiciones estables

fue de orden 2 para el día 15 mientras que para el día 22 la modificación fue de orden 1.

4. CONCLUSIONES

Se estudió el impacto que producen los cambios en la estabilidad atmosférica de superficie en el parámetro de rugosidad del suelo para un uso de suelo agrícola. Se utilizaron para ello datos de una campaña micrometeorológica sobre un cultivo de soja emplazado en Balcarce (pcia. de Buenos Aires).

Se obtuvieron funciones empíricas que relacionan la variabilidad del parámetro de rugosidad con la estabilidad atmosférica para condiciones inestables y estables. Se observó en ambos casos que el parámetro de rugosidad decrece a medida que la atmósfera se torna más estable. Bajo condiciones muy estables el tamaño característico de los torbellinos turbulentos disminuye y por lo tanto el arrastre sobre las superficies rugosas es menos efectivo, produciendo una aceleración del viento. La disminución en z_0 es coherente con estos resultados. El decrecimiento es leve cuando las condiciones de estabilidad

Fecha	Hora Local	$\frac{z_{0e} - z_0}{N}$	$\frac{(z_{0e} - z_0)^2}{N}$	N
22/11/2001	2	$-1,42 \times 10^{-01}$	$2,45 \times 10^{-02}$	18410
22/11/2001	6	$-1,41 \times 10^{-01}$	$2,35 \times 10^{-02}$	17252
15/01/2002	2	$-2,84 \times 10^{-02}$	$6,50 \times 10^{-03}$	20715
15/01/2002	6	$-7,98 \times 10^{-02}$	$1,31 \times 10^{-02}$	19277

Tabla I: Desvío medio y desvío cuadrático medio entre z_{0e} y z_0 y número de puntos de grilla en los que se modifica el parámetro de rugosidad por estabilidad.

son inestables, pero puede cambiar entre 2 o 3 órdenes de magnitud cuando las condiciones son estables. Esta variabilidad en el parámetro de rugosidad para condiciones estables de la atmósfera, generalmente asociada a condiciones nocturnas, puede producir incrementos en el valor estimado del viento en superficie de hasta el 167

De la aplicación a un modelo de preprocesamiento meteorológico sobre un dominio que incluyó a la provincia de Buenos Aires, se observó que la distribución de z_0 en condiciones nocturnas se modificó sensiblemente frente al campo provisto por el modelo. Los gradientes de la longitud de rugosidad entre el límite continental y costero resultaron más suaves. Esta modificación en la distribución del parámetro traería aparejada una modificación en la configuración del campo de viento en superficie, siendo estos más intensos que los representados usualmente por el modelo con convergencia de flujo sobre el área continental. Esta convergencia podría facilitar el desarrollo de procesos meteorológicos, especialmente en horas nocturnas.

ANEXOS

Monteith (1973, página 96) propone una metodología para calcular la transferencia de calor por convección utilizando los perfiles diabáticos del viento derivados de la aplicación de la TSMO para la capa de superficie. El perfil del viento bajo esas condiciones se representar como:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \Psi_m \left(\frac{z-d}{L} \right) \right] \quad (7)$$

La función $\Psi_m(z - d/L)$ introduce una

modificación en el perfil de velocidades debida a los cambios en las características de la turbulencia asociadas a las condiciones de estabilidad respecto del perfil logarítmico del viento, válido para condiciones neutrales. Monteith propone una función de tipo lineal para esta función:

$$\Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) = -n \frac{(z-d)}{L} \quad (8)$$

donde n es una constante que dependerá de las condiciones de estabilidad.

La longitud de Monin-Obukhov se define como (Stull, 1988, ecuación 5.7c, página 181):

$$L = -\frac{u_*^3}{\frac{g}{T} k w' T'} = -\frac{u_* \bar{T}}{gk} \frac{u_*^2}{w' T'} \quad (9)$$

Teniendo en cuenta la teoría K , los flujos de cantidad de movimiento y de calor sensible en la capa de superficie se pueden expresar como:

$$\frac{\tau}{\rho} = u_*^2 = K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (10)$$

$$\frac{H}{\rho c_p} = -u_* T_* = \overline{w' T'} = -K_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (11)$$

Donde los coeficientes K_m y K_h son las difusividades turbulentas o coeficientes de intercambio turbulento de cantidad de movimiento y de calor sensible, respectivamente. Realizando el cociente entre las ecuaciones 10 y 11, se puede expresar:

$$\frac{u_*^2}{w' T'} = \frac{K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}{-K_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}} = -\frac{K_m}{K_h} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \bar{T}} \quad (12)$$

Suponiendo que los coeficientes de difusividad turbulenta de cantidad de movimiento y

temperatura son variables con la altura e iguales dentro de la capa de superficie, la ecuación anterior resulta:

$$\frac{u_*^2}{w'T'} = -\frac{\partial \bar{u}}{\partial T} \quad (13)$$

Cuando se satisface la relación entre los coeficientes de difusividad turbulenta mencionada previamente, existe una relación funcional lineal entre la temperatura y la velocidad del viento medidos a distintas alturas dentro de la capa de superficie, ya que los flujos cinemáticos de cantidad de movimiento y calor sensible son constantes con la altura.

Por otra parte, reemplazando la expresión 13 en la ecuación 9 la longitud de Monin-Obukhov se reescribe como:

$$L = -\frac{u_* \bar{T}}{gk} \left(-\frac{\partial \bar{u}}{\partial T} \right) = \frac{u_* \bar{T}}{gk} \frac{\partial \bar{u}}{\partial T} \quad (14)$$

Si se aproximan las derivadas parciales por diferencias finitas, es posible calcular el valor de este parámetro a partir de datos de temperatura y viento observados a distintas alturas dentro de la capa de superficie.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado por la Universidad de Buenos Aires a través del proyecto UBACyT 20020090200293. Se agradece a la Dra. Ulke por proveer las salidas de BRAMS para obtener el perfil vertical de las variables en la ubicación de la estación Ezeiza. Los autores agradecen a los revisores por sus valiosos comentarios.

REFERENCIAS

- Andrade, F. H. y Sadras, V. O., 2000. Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja. Segunda edición. 450 págs.
- Arya, S. P., 1999. Air pollution meteorology and dispersion. Oxford University Press. 310 págs.
- Cionco, R. M., 1965. A mathematical model of air flow in a vegetative canopy. *J. Appl. Met.*, 4, 517-522.
- Cowan, I. R., 1968. Mass heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 94, 523-544.
- Finnigan, J. 2000. Turbulence in plant canopies. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 32, 519-571.
- Foken, T., 2008. *Micrometeorology*. Springer Verlag, Berlin. 306 págs.
- Gassmann, M. I. y Gardiol, J. M., 2004. Determinación del parámetro de rugosidad en un cultivo de trigo (*Triticum aestivum* L.) XI Reunión Argentina de Agrometeorología, Mar del Plata, Octubre 2004.
- Gassmann, M. I., Gardiol, J. M., Caviglia, O., 2004. Estimación de la longitud de rugosidad y del plano de desplazamiento en un cultivo de trigo usando el área frontal. X Reunión Argentina de Agrometeorología y IV Reunión Latinoamericana de Agrometeorología. Mar del Plata, Argentina. 13 al 15 de octubre de 2004.
- Högström, U., 1988. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorology* 42, 55-78.
- Jasinski, M.F. yCrago, R.D., 1999. Estimation of vegetation aerodynamic roughness of natural regions using frontal area density determined from satellite imagery. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 65-77.
- Kaimal, I.J. y Finnigan, J.J., 1994. *Atmospheric Boundary-Layer Flows*. Oxford University Press. New York, 289 págs.
- Mayol, M. L., 2008. Estudio de la contaminación atmosférica producida por un complejo industrial. Tesis de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires.
- Monteith, J.L., 1973. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold Lmtd. 241 págs.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary Layer Climates*. Methuen. London, UK. 372 págs.
- Panofsky, H. A. y Dutton, J. A., 1984. *Atmospheric Turbulence*. John Wiley & Sons Inc., New York, 397 págs.
- Raupach, M.R., 1992. Drag and Drag Partition on Rough Surfaces. *Boundary-Layer Meteorology* 60, 375-395.
- Raupach, M.R., 1994. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane

- displacement as functions of canopy height and area index. *Boundary-Layer Meteorology* 71, 211-216.
- Righetti, S., Gassmann, M.I. y Gardiol J.M., 2009. Determinación del parámetro de rugosidad en un cultivo de soja. *Ciencia e Natura, Volumen Especial Diciembre*. 157-160.
- Scire, J. S., Robe, F. R., Fernau, M. E. y Yamartino, R. J. 1998. *A User's Guide for the CALMET Meteorological Model*, Earth Tech, Inc. 521 págs.
- Stull, R.B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers. London, UK. 666 págs.
- Thom, A.S., 1971. Momentum absorption by vegetation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 97, 414-428.
- Uchijima, Z. y Wright, J. L., 1964. An experimental study of air flow in a corn plant-air layer, *Bull. Nat. Inst. Agric. Sci., Tokyo Ser. A.*, 11, 19-66.
- Zilitinkevich, S.S. y Tschalikov, D.V., 1968. Opređenje universalnykh profilej skorosti vetra i temperatury v prizemnom sloe atmosfery (Determination of universal profiles of wind velocity and temperature in the surface layer of the atmosphere). *Izv AN SSSR, FizAtmOkeana*, 4, 294-302.
- Zilitinkevich, S. S., Mammarella, I., Baklanov, A. A. y Joffre, S. M., 2008. The Effect of Stratification on the Aerodynamic Roughness Length and Displacement Height. *Boundary-Layer Meteorology*, 129, 179-190.

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.

NORMAS PARA LA PRESENTACIÓN DE ARTÍCULOS

Los trabajos enviados a Meteorologica no deberán haber sido publicados anteriormente ni enviados a otras revistas para su evaluación en forma simultánea.

La revista cuenta con las secciones, “Artículos” y “Notas y Correspondencia”.

- **Artículos:** son trabajos de investigación completos dentro de la temática general de Meteorologica.
- **Notas:** incluye descripciones breves de técnicas, métodos, datos o contribuciones cortas que merezcan su pronta difusión.
- **Correspondencia:** contiene comentarios y discusión de artículos publicados en volúmenes anteriores y estará acompañada por la respuesta del o los autores.

En todos los casos los autores deberán respetar las siguientes normas: Los trabajos deberán ser remitidos a la revista por correo electrónico a meteorologica@at.fcen.uba.ar (con copia a revista.meteorologica@gmail.com) acompañados de una carta de presentación incluyendo el nombre y dirección electrónica del/los autor/es. Los autores podrán sugerir tres revisores potenciales.

Los artículos deberán estar escritos en idioma español o inglés, se recomienda una redacción concisa, simple y coherente a lo largo de todo su desarrollo.

El texto deberá ser transcripto con un procesador de texto, preferentemente Microsoft Office Word 2003 o superior. El trabajo deberá escribirse en una columna, interlineado 1.5, con el tipo de letra Times New Roman de tamaño de 11 caracteres por pulgada.

El trabajo deberá incluir el encabezamiento, los resúmenes y a continuación el cuerpo del trabajo que siempre que sea posible, deberá estar organizado con la siguiente estructura: Introducción, Datos y Métodos, Resultados, Conclusiones, Agradecimientos, Referencias Bibliográficas. Estas secciones deberán estar numeradas correlativamente.

El **encabezamiento** incluirá: a) título del trabajo en mayúscula, b) nombres y apellidos de los autores, c) organismo, institución o entidad a las que pertenecen cada uno de los autores y lugar (ciudad y país), d) dirección electrónica del autor al cuál se deberán dirigir los editores de la Revista.

El trabajo incluirá un resumen en español y otro en inglés, este último precedido por el título del trabajo en inglés. Los mismos deberán ser concisos y su extensión máxima será de 350 palabras cada uno. A continuación del resumen (abstract), agregar no más de cinco Palabras clave (Keywords), en español y en inglés, respectivamente.

Las **Figuras, Mapas, Ilustraciones y Tablas** deberán incluirse al final del texto en hojas separadas. Las mismas se mencionarán en el texto, asignándole un número arábigo, excepto las tablas que se numerarán con números romanos. Cada una de ellas deberá contener un texto explicativo (leyenda). Cuando sean reproducciones de otros trabajos publicados anteriormente deberá especificarse la referencia correspondiente y contar con la autorización para reproducir las figuras. Una vez aceptado el manuscrito, la versión final de cada figura, imagen, foto y/o tabla deberá ser enviada separadamente en formato jpg o png con la mejor calidad posible.

Las **Fórmulas y Símbolos** se escribirán con claridad. Cuando el número de expresiones matemáticas lo requiera, se numerarán correlativamente, con números arábigos entre corchetes sobre el costado derecho. Se utilizará preferentemente el Sistema Internacional de Medidas. Se deberá emplear coma para indicar las fracciones decimales y punto para las unidades de mil. Ej.: 3,24; 3.900. Se recomienda la utilización de notación científica.

Las **siglas** pueden usarse para no repetir nombres extensos de instituciones, proyectos, etc., pero la primera mención será con el nombre completo y a continuación, entre paréntesis, la sigla correspondiente en mayúsculas y sin puntos entre letras.

Ante cualquier duda por la escritura de palabras o reglas de acentuación el autor deberá tener en cuenta las últimas disposiciones de la Real Academia Española de Letras.

Los **Agradecimientos** se incluirán a continuación de la última sección del texto al margen sin numerar, precedidos por el título "Agradecimientos".

Los **Anexos** o **Tablas de símbolos y constantes**, si los hubiese, se colocarán antes de las referencias, sin numerar y precedidos del título "ANEXOS".

Las **citas** en el texto señalarán entre paréntesis el apellido del autor o autores y el año correspondiente al trabajo. Si el apellido del autor forma parte de una frase, sólo se colocará entre paréntesis el año de publicación. La forma de cita en el texto dependerá del número de autores de acuerdo con los siguientes ejemplos: ...Matsuno (1970)..., o (Matsuno 1970); dos autores: ...(Hoskins y Karoly 1981); más de dos autores ...(Paegle y otros 1983a); varias citas simultáneas ordenadas cronológicamente: ...(Matsuno 1970, Paegle y otros 1983a).

Las **referencias** se presentarán al final del texto del artículo bajo el título "REFERENCIAS", sin numerar, ordenadas alfabéticamente por el apellido del primer autor. Cuando los trabajos incluyan más de un autor, siendo el primer autor el mismo, se ordenarán alfabéticamente de acuerdo con el apellido de los demás autores. Las referencias de un mismo autor se ordenarán cronológicamente y, si hay varias para un mismo año, se agregará a continuación del año letras minúsculas en orden alfabético (... 1991a,... 1991b,...).

● **Libros:** Se indicará el apellido e iniciales de los nombres de los autores, año de la publicación, título del libro, volumen, editor, edición, editorial y número de páginas. Para el caso de libros que reúnen trabajos de distintos autores, se indicará el título del artículo o capítulo antes de citar el título del libro. Ejemplo:

Pasquill A.S y Smith F.B., 1983. Atmospheric diffusion. Third Ed., Ellis Horwood Ltd. 437 págs. Thom A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. Vegetation and the atmosphere. Vol.I, J.L. Monteith Ed., Academic Press, 57-109.

● **Revistas y publicaciones:** Se indicará el apellido e iniciales de los nombres de los autores, año de publicación, título completo del trabajo, nombre de la revista, volumen, número y páginas.

Ejemplo:

Bohren C.F. y Battan L.J., 1982. Radar backscattering of microwaves by spongy ice spheres. J. Atmos. Sci., 39, 4, 2623-2628. Thom A.S., 1975. Momentum, mass and heat Exchange of plant communities. Vegetation and the atmosphere. Vol.I, J.L. Monteith Ed., Academic Press, 57-109.

Meteorología

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

COMISIÓN DIRECTIVA

PRESIDENTE:	Perla Alessandro
VICEPRESIDENTE:	Alberto L. Flores
SECRETARIA:	Lorena Ferreira
PROSECRETARIA:	Mariana Barrucand
TESORERO:	Cristian Waimann
PROTESORERO:	Alejandro Aníbal Godoy
VOCALES TITULARES:	Vanesa Pántano Matías Bertolotti Gustavo Naumann
VOCALES SUPLENTE:	Juan Manuel Hörler María Soledad Osos María Eugenia Dillon

TRIBUNAL DE HONOR

TITULARES:	Matilde Nicolini Olga Penalba María Luz Duarte Inés Velasco
------------	--

COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS

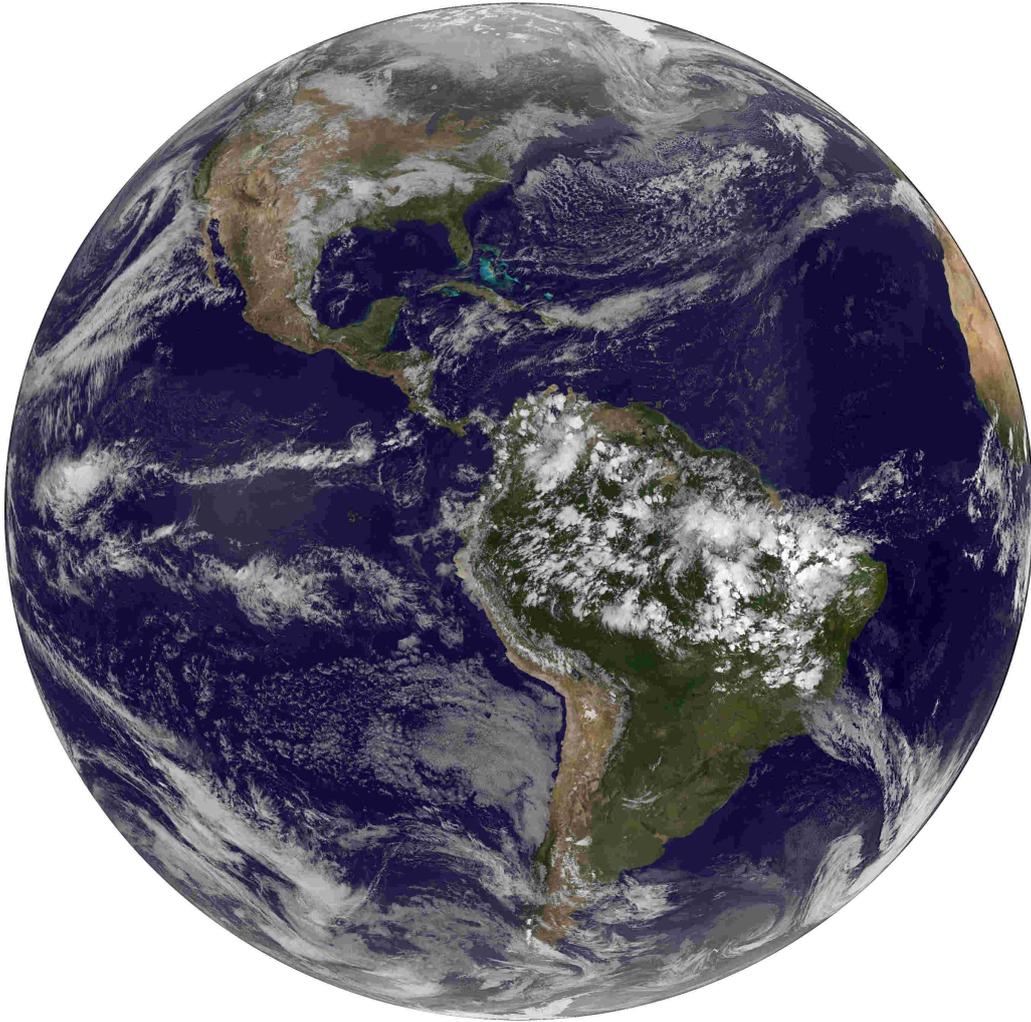
Mónica Marino
Marcela Torres Brizuela

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS
CIUDAD UNIVERSITARIA
PABELLÓN II - PISO 2
C1428EHA BUENOS AIRES. ARGENTINA
Tel/Fax: (54)-(11)4783-4224
e-mail: meteorologica@at.fcen.uba.ar
web: www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica

Meteoro logica

Versión en línea
Versión en CD-ROM

ISSN 1850-468X
ISSN 2347-0364



ESTE NÚMERO HA SIDO PARCIALMENTE FINANCIADO POR EL CENTRO ARGENTINO DE
METEORÓLOGOS